

Geognostische Jahreshefte.

Siebenunddreißigster Jahrgang
1924.

Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

vom

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.



23034

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1925.

Geognostische Jahreshefte.

Siebenunddreißiger Jahrgang

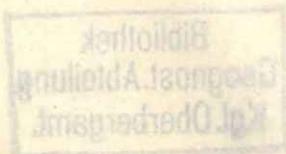
1924.

Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

von

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.



München.

Verlag von Billoy & Lohle

Geologie der Pfrontener Berge

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dr. Karl A. Reiser: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. (III. Teil)	1—34
(Mit 1 Tafel und 3 Textbildern.)	
Dr. Jos. Knauer: Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes	35—66
(Mit 3 Abbildungen und 1 Übersichtslageplan.)	
A. Wurm: Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesstufe) aus dem Frankenwald	67—68
Karl Willmann: Der Aplitporphyr von Warmensteinach im Fichtelgebirge	69—71
Dr. Otto M. Reis: Über Konglomerate in den Allgäuer Kössener Schichten	71—72
Dr. Otto M. Reis: Zur Geologie der Gegend zwischen der unteren Alsenz (Hochstätten-Ebernburg) und dem Wiesbach (Nack-Wendelsheim) . .	73—110
(Mit 1 Kartenskizze in 1:25 000, 1 Profiltafel und 3 Abbildungen.)	
Kurt Osswald: Das Risserkogelgebiet. (Geologie der Berge südlich Tegernsee	111—166
(Mit 1 geologischen Karte 1:25 000: Bodenschneid - Wallberg - Risserkogel - Halserspitz, 3 geologischen Ansichtsprofilen und 3 Tafeln.)	
Dr. August Moos: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth	167— 252
(Mit 1 Karte und 2 Tafeln.)	
Dr. Otto M. Reis: Der Schollenaufbau des voralpinen Untergrunds und die neuzeitlichen Bewegungen in Oberbayern	253—260
(Mit 1 Übersichtskärtchen.)	
A. Wurm: Über Magneteisenerze im Lias von Bodenwöhr i. B. (Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Magneteisens)	261—264
(Mit 3 Textfiguren.)	

Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu.

Von

Dr. Karl A. Reiser.

III. Teil.

Mit 1 Tafel und 3 Textbildern.

VI. Der innere Gebirgsbau (Tektonik).

Wie schon aus den Darstellungen der stratigraphischen Verhältnisse mehrfach hervorging und auch ein Blick auf die Karte zeigt, sind in unserem Aufnahmegebiet die verschiedensten tektonischen Bauformen vertreten. Es treten uns entgegen in beschränktem Maße Faltenbildungen und vereinzelt überkippte Schollen mit inverser Schichtenfolge als Reste von Falten, dann in reichlichem Ausmaße Schuppenstruktur mit Randüberschiebungen, ferners überschobene Einzelschollen sowie Schollen, die in jüngere Schichtenbestände eingehüllt erscheinen und endlich verschiedenes mitgeschlepptes Schubmaterial.

Wenn nun auch der ganze Gebirgsbau sich als das Werk und Ergebnis eines vorwiegend tangentialen Zusammenschubs von gewaltiger innerer Geosynklinale abgesetzter Sedimentmassen darstellt, so läßt doch die jetzige Anordnung all der genannten tektonischen Baubestandteile und Baueinheiten in unserem Beobachtungsgebiet bestimmt und unzweideutig erkennen, daß dieser gebirgsbildende Seitendruck und Seitenschub nicht in allen Bauperioden ein einheitlich gleicher geblieben und nicht, wie verschiedenfach zu Unrecht angenommen wird, ausschließlich nur von Süd nach Nord gerichtet war, sondern daß daneben, wie wir schon oben bemerkt haben, abwechselnd auch bedeutende Massenbewegungen in ostwestlicher Richtung erfolgt sind, ja wir werden später sogar zeigen können, daß am Nordrand des Gebietes Schollen- und Faltenbewegungen wahrscheinlich sogar in nordsüdlicher Richtung stattgefunden hatten, wobei es zunächst gleichgültig bleiben mag, ob man diese als Rückstauungen oder als selbständige nordsüdliche Bewegungserscheinungen auffassen will.

Es liegt auf der Hand, daß ein Seitendruck, der quer oder schiefwinkelig auf ein schon gefaltetes Gebiet einwirkt, größerem Widerstand begegnet als bei einem unversehrten Gebiet und daß er sich nicht mehr in einfache regelmäßige Faltenlegung der Schichten auslösen kann, sondern vorwiegend zu Querbrüchen, Abspaltungen, örtlichen Ablenkungen der Streichrichtung, zu Torsionen und namentlich bei mächtigem starren Gesteinsmaterial, zu Schollenverlagerungen und Schollenüberschiebungen zu teilweiser Zerstörung der Schichtung führen und überhaupt

in die ganze Gebirgsstruktur je nach dem Grad und Umfang seiner Einwirkung allerlei Unregelmäßigkeiten bringen mußte. Auch in unserem Aufnahmegebiet wie in den Nachbarbezirken ist all das reichlich der Fall. Wir werden dementsprechend all den gegebenen tektonischen Erscheinungen und Verhältnissen am besten gerecht werden können, wenn wir den Anteil, den die beiderlei sich kreuzenden Bewegungsrichtungen an dem Gebirgsaufbau hatten, soweit dies möglich ist, auseinander zu halten suchen.

Aus dem Umstand, daß der Hochgebirgsteil der Trias, dann die Vorberge der Flysch- und Kreidezone und der Molassebezirk nicht nur durch Störungslinien erster Ordnung voneinander getrennt werden, sondern auch im einzelnen verschiedenfach in ihrem Bau Besonderheiten zeigen, ergibt sich für unsere Besprechung von selbst die natürliche Dreiteilung in:

1. das Hochgebirgsgebiet der Trias;
2. die Vorberge des Flysches und der helvetischen Kreide und
3. die Molassezone, soweit diese noch in unser Kartengebiet fällt.

Wir werden uns bei unseren Auseinandersetzungen dabei vielfach auf die schon im stratigraphischen Teil gegebenen Mitteilungen beziehen können.

I. Der Bau des Triasgebietes (Trias, Jura und ostalpine Kreide).

A. Wirkungen der Süd-Nord-Bewegungen, Längsfaltung und Längsschuppung.

Die allgemeine Hauptorientierung wie die Grundanlage und das Hauptgepräge hat unser Gebirgsabschnitt in gleicher Weise wie überhaupt die Ostalpen von den südnördlich gerichteten gebirgsbildenden Kräften und Bewegungsvorgängen erhalten. Es braucht wohl nicht besonders betont zu werden, daß die dabei in Betracht kommende Schubrichtung nicht überall eine genau südnördliche war, sondern daß wir ihr, wie sich das gegenüber der so ausgedehnten Massenbewegungen fast von selbst versteht, einen gewissen örtlich schwankenden Spielraum zugestehen müssen. Maßgebend ist, daß sie die Längsrichtung der Gebirgswellen und Gebirgsketten bestimmte. Schon ein flüchtiger Blick auf die Karte zeigt, daß im größten Teil unseres Gebietes die Bergkämme keine rein ostwestliche Richtung einschlagen, sondern bis zu 30° gegen Nordosten abgelenkt sind und daß also für den westlichen Abschnitt der Seitenschub vorwiegend annähernd von SSO. erfolgte. Es hängt dies damit zusammen, daß unser Kartengebiet noch in dem Bereich liegt, wo die Längsrichtung des Gebirgsverlaufs und des Gebirgsrandes allmählich von der annähernd NO.-Richtung in die rein östliche umbiegt. Dementsprechend ist in dem größten Teil unserer Karte das Schichtenstreichen in der Triaszone vorwiegend ein annähernd ostnordöstliches bis nordöstliches und erst gegen den Ostrand derselben und weiter ostwärts wird ostwestliches Streichen vorherrschend.¹⁾ Eine gleiche Orientierung zeigen auch die einzelnen größeren Baufragen, die unser Gebiet in der Längsrichtung durchziehen, und auch im ganzen die Kammlinien der einzelnen Bergzüge.

¹⁾ Beachtenswert ist, was schon hier bemerkt sei, daß im Bereich der helvetischen Kreide, also am Nordrande des Aufnahmegebietes das ostwestliche Schichtenstreichen sich viel früher einstellt als im Triasbezirk, ja, daß hier die Streichrichtung sogar vorherrschend eine kleine Ablenkung gegen OSO, aufweist.

Auf Grund solcher, auf Südnordschub zurückgehender tiefer eingreifender Baufugen oder „Leitlinien“ lassen sich innerhalb des Triasgebietes unseres Kartenbereichs, abgesehen von untergeordneten örtlichen Teilabsplattungen, drei unter sich verschiedene, in sich aber je genetisch einheitliche tektonische Längszonen oder Baueinheiten unterscheiden, nämlich von Süd nach Norden: 1. die Synklinale der Zipfelsalp-Tannheimer Talung; 2. die Längsscholle Oberjoch-Rehbach-Schönob-Schwarzwand und 3. als äußerste eine Längszone isolierter Randschollen.

Jede dieser drei Längszonen hat in ihrer Bauanlage ihre Eigenart. Die südliche geht auf Faltungsvorgänge zurück und wird von einer Synklinale oder Mulde gebildet, von der freilich der Südflügel bis auf eine kurze Strecke zwischen Bschießer und Iseler außerhalb unserer Karte liegt. Die mittlere Zone zeigt auf ihrer ganzen Länge bei normaler Schichtenfolge südliches Schichteneinfallen, unterteuft an ihrem Südrande die stellenweise erheblich überschobenen Nordflügel der genannten Mulde und zeigt also Schuppencharakter. Die dritte Längszone der isolierten Randschollen geht auf Überschiebungen zurück, ist stark zerstückelt, zeigt im einzelnen in ihrer stratigraphischen Zusammensetzung große Mannigfaltigkeit und namentlich in ihrem westlichen Teile einen sehr verwickelten Bau, bei dessen Bildung neben Überschiebungen auch ältere Faltungsvorgänge mit Überkipnungen im Spiele waren.

Die drei angeführten Zonen haben auf ihrer Längserstreckung durch Querstörungen und Querbrüche und an diese sich anknüpfende Erosionsfurchen und Quertalungen der Wertach, Vils und Achen eine mehrfache orographisch-morphologische Gliederung erfahren. Bedeutsamer und augenfälliger aber wurde die Gebirgs-gestaltung noch dadurch beeinflußt und modifiziert, daß von Osten her Massenverlagerungen erfolgten, indem in die im Bereich des mittleren Tannheimer Tales sich stark erweiternde geotektonische Mulde durch Ostwestbewegungen auf eine Länge von rund 3 km die mächtige Hauptdolomitmasse des Einsteins und in geringerem Betrage die sich schräg seitlich anschließende Gesteinsmasse des Aggensteins auf die Juraschichten der Mulde von Osten herein überschoben wurden, worauf wir noch gesondert zurückkommen werden.

1. Die Synklinale der Zipfelsalpe und des Tannheimer Tales.

Ihr Gebiet wird nordseits abgegrenzt von einer durch unser ganzes Kartengebiet durchziehende Störungs- oder Leitlinie, die im Südwesten am Iseler oberhalb der Eckwiesen in die Karte eintritt und auf der Nordseite des genannten langgestreckten Bergzuges am Fuße der oberen Felsabstürze in annähernd nordöstlicher Richtung hinzieht, um dann, sich von rund 1500 auf 1200 m senkend, am Windhag unter Diluvial- und Talschutt den Westteil des Tannheimer Tales zu durchqueren. Auf dieser Strecke entlang des Iseleres treten unter den Hauptdolomitwänden an verschiedenen Stellen in Form von Rauhacken und dünnbankigen sandigen Dolomiten Raiblerschichten zu Tage. (Vgl. hierzu Tafelfigur 9.)

Im Vilsquertal taucht die Störungslinie unterhalb des Vilsfalles in einer Höhe von rund 1000 m wieder auf und umsäumt dann in nahezu OW.-Richtung über den Ächselesattel hinweg den felsigen Nordabfall des Schönkallers bis zum Achental, wobei auch hier wie am Iseler, aber in viel mächtigerer Entwicklung Rauhacken zu Tage treten. Ein offensichtlich vom Schönkaller abgesplitterter und treppenförmig abgesunkener schmaler Hauptdolomitstreifen begleitet auf der ganzen Strecke

nordseits unsere Störungslinie. Bis zum Urfallbach ist ein schmales eingeklemmtes Band von Allgäuschichten zwischen dem abgesunkenen Dolomitstreifen und der steil aufgeschobenen Rauhwaacke eingeschaltet. Der Wankbach oder „Steinige Bach“ der Karte hat in seinem Unterlauf in einer kurzen schmalen Klamm den ganzen Schichtenkomplex quer durchbrochen und in interessanter Weise die leider nicht skizzierten Lagerungsverhältnisse bloßgelegt. Im Hinteren und Vorderen Ächsele wird die genannte Dolomitscholle breiter und senkt sich dann ostwärts zur Talsohle an der Grenze zwischen Engetal und Achentäl. Die stark zerrüttete und zerklüftete Schichtung hier am sogen. Schmierbel deutet bestimmt auf eine Querstörung, die dem Talflusse, der durch den einmündenden Kahler- und Kotbach verstärkt wird, den Durchbruch durch diesen Dolomitquerriegel begünstigt und erleichtert hat.

Vom Durchbruch der Achen am Schmierbel tritt unsere tektonische Bruchlinie ostwärts in das Gebiet des Breitenbergs über, auf dessen Nordseite sie unter den Hauptdolomitwänden entlang des ganzen langgestreckten Bergzuges 5 km hinzieht bis zum Reichenbach am Ostende unserer Karte. Auf dieser Teilstrecke gelangen nirgends mehr Rauhwaacken zum Vorschein.

Die geschilderte Längsstörungs- oder Leitlinie mit einer Gesamtlänge von 17 km gibt sich als der Ausstrich einer bedeutsamen Schubfläche zu erkennen. Daß diese südwärts bzw. südsüdöstlich einfallende Schubfläche eine verhältnismäßig geringe Neigung hat, zeigt sich besonders deutlich am Iseler, wo man sie auf dessen Nordwesthang oberhalb der Eckwiesen also in der Flanke auf eine Länge von fast 2 km ausstreichen sieht und sie noch über den Knotenrand hinaus am Gembach bis in die unteren Hänge des Hintersteiner Tales verfolgen kann. Ihren Charakter als Schubfläche bekundet sich auch dadurch, daß sich verschiedenartig fremdes mitgeschlepptes Blockwerk, namentlich aber in reichlichem Maße Buntsandsteinblockwerk an einzelnen Stellen ihres Stirnrandes vorfindet, so besonders im Gebiet des oberen Ellesbachs am Alpenvereinsweg auf den Iseler und dann an einem Gehängevorsprung westlich der Vorderen Wiedhag-Alphütte, worauf wir schon I. S. 66 hinwiesen. Auch AMPFERER hat schon diese mitgeschleppten Buntsandsteinvorkommnisse in seinem Querschnitt S. 539 erwähnt. Besonders instruktiv ist das angeführte Vorkommen bei der Wiedhagalpe. Man sieht hier deutlich auf der Seitenflanke des Vorsprunges, wie die etwas steiler südwärts einfallenden Fleckenmergelschichten spitzwinkelig in scharfer Linie abgeschnitten werden.

Der Südflügel unserer Synklinale fällt mit Ausnahme der kurzen Teilstrecke der Hochtalung der Zipfalsalpe zwischen Iseler und Bschießer außerhalb unseres Kartengebietes und kommt für uns nicht mehr in seinen Einzelheiten in Betracht. Er wird von der Nordseite des Ponten, der Rohnespitze und des Roßberges gebildet. Der Schichteneinfall gegen Norden ist durchgehends ein mehr oder weniger steiler. An der Rohnespitze (Zirleseck) geht der Muldenflügel südseits zu dem Sattel über, der über das Zererköpfe hinziehend weiter gegen Süden unter die Scholle Geißbeck-Geißhorn untertaucht. Wer sich näher hierfür interessiert, sei auf AMPFERERS Geologische Karte, Blatt Lechtal (1914) und auch auf dessen „Querschnitt“ verwiesen.

Nun noch einige Angaben zu unserer Synklinale selbst. Dadurch, daß ihr am Iseler nahezu nordöstlich streichender Nordflügel über Kühgundrücken (Wanneckkopf der österreichischen Karte), Wildhag bis zum Schönkaller seine bisherige Strichrichtung im ganzen beibehält, während der zugehörige Gegenflügel schon an der Rohnespitz südlich Schattwalds, also schon viel früher, die annähernd ost-

westliche Richtung annimmt, erfährt die tektonische Mulde im Bereich des Tannheimer Tales infolge dieses Ausgreifens des Nordflügels gegen Norden eine erhebliche Verbreiterung, womit zugleich auch im ganzen eine Verringerung des Schichteinfallswinkels dieses Nordteiles verbunden ist.

Es sind also in unserer Längsmulde zwei in ihrem inneren Bau zwar gleiche, aber in ihrer äußeren morphologischen Erscheinung sehr verschiedene Teilstrecken zu unterscheiden: die mehr südwestlich ziehende schmale stille weidenreiche Hochmulde der Zipfelsalpe und des Stuiben andererseits und dann das breite, gutbevölkerte schöne Tannheimer Tal.

Obwohl die genannte westliche Hochmulde durch den Zipfelsbach nach SW. zum Hintersteinertal entwässert wird, ist doch deren tektonische Längsachse gegen O. bzw. NO. geneigt. Es zeigt sich dies dadurch, daß an ihrem Westende in einer Höhe von rund 1300 m der Hauptdolomit auf der Talsohle erscheint, während dieser ostwärts am Stuibenbach in flacher Lagerung schon südlich oberhalb Schattwald bei ungefähr 1100 m zum Vorschein kommt.

Auch für die tektonische Längsachse des Tannheimer Tales muß eine mehr oder weniger nach O. gerichtete Neigung angenommen werden. Es geht dies unzweideutig aus der stratigraphischen Schichtenordnung, wie sie in östlicher Richtung zu beobachten ist, hervor. Aus den Alluvionen treten hier auf der Talsohle in der Reihenfolge von W. nach O. auf: bei Staig westlich Schattwald Hauptdolomit (ca. 1060 m); bei Wies unweit der Kirche Plattenkalk (1072 m in einem beim Kirchenneubau vorübergehend eröffneten, jetzt wieder eingeebneten Steinbruch), bei Fricken Kössener Kalke (ca. 1100 m), bei der Leonhardskapelle (1100 m) Allgäuschichten und zwischen Innergschwend und Grän (1120 m) sowie am Haldensee Jura-Aptychenkalke. Man darf wohl annehmen, daß diese Senkung der Muldenachse gegen O. den Aufschub der Einsteinmasse von dieser Seite her erleichtert und begünstigt hat.

Der stratigraphische Schichtbestand unserer Längsmulde beschränkt sich in der Hauptsache auf Trias und Jura und kaum nennenswert auf etwas Kreide. Es sind an Formationsgliedern vertreten: Raiblerschichten, vorwiegend in Form von Rauhwacke, Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät, dann Lias, Dogger, Malm und wahrscheinlich auch noch Neokom und Gault. Ein örtlicher Fazieswechsel macht sich nur etwas beim Plattenkalk bemerkbar und dann aber in auffallender Weise beim Rät, bei dem die roten Schattwalder Schichten nirgends fehlen, aber sonst schon auf kurze Strecken die Schichtfolge und Gesteinsausbildung sich ganz augenfällig ändern. Der Lias, der in dem in Betracht kommenden Gebiet eine große Mächtigkeit und Ausbreitung gewinnt, ist nur in der Allgäufazies vertreten, ebenso der Dogger, der übrigens nur bei Innergschwend auf Grund seiner paläontologischen Einschlüsse sicher ausgeschieden werden konnte. Hierlitzkalk und auch die in den südlichen Nachbargebieten meist auftretenden Einschaltungen roter Liaskalke in den unteren Lagen des Lias fehlen, ebenso Doggerkalke. Vom Malm gewinnen die Aptychenkalke im östlichen Teil des Tannheimer Tales Ausbreitung. Westlich von Tannheim und im Gebiet der Hochmulde der Zipfelsalpe haben sie sich nicht erhalten. Von der Kreide finden sich nur am Rappenschrofen, vom Einstein überfahren, einige dürftig aufgeschlossene Reste, die ich wegen genauer petrographischer Übereinstimmung mit sicher ermittelten Hindelanger Vorkommnissen am Hirschberg zum Gault zählte und die höchst wahrscheinlich machen, daß die ihnen zunächst unterlagernden, meist verschütteten Aptychenkalke in ihren oberen Partien Neokomptychenkalke darstellen wie bei Hindelang.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß die reicheren, mehr mergeligen Schichtenkomplexe und namentlich die mächtigen Allgäuschiefer vielfach eine von der Muldenfaltung im ganzen unabhängige, örtliche, bald klein- und schwachwellige, bald sonst unregelmäßige Faltung aufweisen und daher im örtlichen Streichen und Fallen häufig wechseln, was aber nicht ausschließt, daß an anderen Stellen wie im Wilden Bachtel am Kotbach oder am Kienzerlesbach die Schichtung auf weite Strecken eine regelmäßige ist und das Streichen und Fallen konstant bleibt. Für die Beurteilung der Gesamttektonik hat also das örtliche Streichen und Fallen dieser Schichtung häufig wenig Belang.

Es drängt sich nun noch die Frage auf, welche Umstände den Taldurchbruch schräg durch den Muldenflügel unterhalb Schattwald zwischen dem Ausläufer der Kühgundspitze und dem Kapplerberg ermöglichte. In ihrer gegenwärtigen Gestalt ist die Ausfurchung offensichtlich das Werk der eiszeitlichen Gletscherbewegungen und der Flußerosion. Es kann aber kein Zweifel bestehen, daß dieser Vorgang durch die inneren tektonischen Verhältnisse vorbereitet und begünstigt worden ist.

Zunächst ist zu berücksichtigen, daß sich, wie schon oben bemerkt worden, die Längsachse der westlichen Muldenstrecke nach Nordosten nicht unerheblich senkte und das Schichteneinfallen am Ausläufer des Kühgundkopfes etwas verflacht, wodurch allein schon im Bereich des Durchbruchs eine Erniederung der ursprünglichen Kammlinie des Nordflügels verursacht werden mußte. Dann liegt die Durchbruchstelle in einer Zone von Querstörungen, wie schon die Verwerfungslinie und die damit verbundenen Senkungen am nahen Wieslerbach und Wieslerberg sowie verschiedene Störungen im Schichtgefüge am Kühgundkopf und Kühgundrücken erkennen lassen. Die bei dem Weiler Steig im Bereich des Durchbruchs selbst aus den Talalluvionen zu Tage tretenden Hauptdolomitpartien lassen keinerlei Schichtung mehr erkennen und zeigen starke Zerklüftung und Zerrüttung und die im nächsten Bereich wieder zu Tage stehenden Dolomite eine Ablenkung ihres Streichens nach Norden, was alles auf eine Knickung des Schichtenzuges und auf innere Gesteinverlagerungen hinweist und den talauswärts drängenden Gletschern der Eiszeit es erheblich erleichterte, die sich hier bietende Ausgangspforte zu vertiefen und zu erweitern.

Daß je nach dem Stand der Vergletscherung wenigstens ein Teil des talauswärts strebenden Eisstroms keinen Anlaß hatte von der von Schattwald an angenommenen NW.-Stoßrichtung abzuweichen und in gleicher Richtung ungehindert mit den Gletschermassen den Weg über Krumbach gegen Unterjoch nahm und sich eine jetzt bis Krumbach trocken gelegte Talfurche schuf und daß dann auch die Vils so lange diesen Weg einschlug und im jetzigen Wertachtal dem Gebirge entströmte, bis sie infolge rückschreitender Erosion seitlich oberhalb des Vilsfalls angezapft wurde, habe ich oben II S. 56—59 eingehender darzulegen versucht.

2. Die mittlere oder Jochschrofen-Schwarzwand-Längsscholle.

Sie zeigt in ihrem Längsverlauf orographisch schon reichere Gliederung und Oberflächengestaltung als die vorbehandelte Synklinale und leitet dadurch schon deutlich über zur folgenden dritten, nur mehr in einzelne Schollen aufgelösten triadischen Randzone. Trotz dieser reicheren Gliederung verrät sie in ihrer Grundanlage im ganzen einen ziemlich einheitlichen Bau, der auf Schuppenstruktur zurückweist. Dementsprechend finden wir auf ihrer ganzen Längserstreckung südliches

bzw. südöstliches Schichteneinfallen und am Südrande der Zone ein Untertauchen unter den Nordflügel der anstoßenden Synklinale. Der Umstand, daß die oben besprochene größere Querstörungszone der Synklinale sich auch auf unsere Mittelzone ausdehnte, hat bewirkt, daß wir hier wie dort eine westliche und eine östliche Teilstrecke auseinander zu halten haben, die sich zwar nicht in ihrer Grundanlage, aber doch in verschiedenen Einzelheiten voneinander unterscheiden.

Die Nordgrenze der **westlichen Teilstrecke** wird von der Bruchlinie gebildet, die nordseits des Jochschrofens und der niederen Höhenrücken des Krumbacher Berges, der Brente und des Rehbacher Mittelberges in ONO.-Richtung zum Vilsdurchbruch beim Urfall zieht. Die Zone umfaßt also in diesem Teile die schwach hügelige Hochfläche von Oberjoch-Krumbach mit den zugekehrten Berghängen einerseits des Jochschrofens und anderseits des Iselerzuges mit den Weidegebieten der Ochsenberg-, Gund- und der Vorderen und Hinteren Wiedhagalpe. Hinzuzurechnen ist in weiterem Sinne auch noch das in der gleichen Streichrichtung gelegene Gelände des Alprosenköpfles und der Achsel jenseits der Ostrachtalung im Süden von Bad Oberdorf und Hindelang, das in der Südwestecke noch in unsere Karte hineinragt und im ganzen den gleichen Aufbau aufweist, aber doch in seinen Beziehungen zu den übrigen tektonischen Einheiten vielerlei Besonderheiten aufweist.

Der Schichtenbestand und die Faziesverhältnisse unserer Zone sind im ganzen die gleichen wie bei der vorigen. Die beiden Jochschrofen haben in beachtenswerter Weise auf ihrer ganzen Ausdehnung die Decke jüngerer Schichten verloren und zeigen nur mehr Hauptdolomit. Das gleiche gilt von der Hochfläche selbst, wo überall, wo nicht Diluvialablagerungen oder Gehänge- und Verwitterungsschutt sich ausbreiten, flach südlich einfallende Hauptdolomitbänke die Unterlage bilden. Erst in höheren Lagen treten am Iselergehänge im Gebiet der Eckwiesen, der Ochsenberg- und Wiedhagalpen Plattenkalke, Rät- und Allgäuschichten (Lias und zum Teil auch Doggerfleckenmergel) und in den oberen Eckwiesen sogar noch ein Streifen von Aptychenkalken auf, die alle mit mittlerer Neigung gegen SO. unter den überschobenen Dolomit des Iselers-Kühgund einfallen, wie wir oben schon hervorgehoben haben.

Sobald wir gegen Osten von dem Quellbereich der Wertach hinauskommen und uns dem jetzigen Vilsquerdurchbruch nähern, ändern sich die Verhältnisse. Dadurch daß der Nordflügel der Tannheimer Synklinale im Kapplerberg und dem Vorkopf des Schönkahlers, dem „Pfrontener Wald“ der Karte, stark nach N. ausladet, erfährt unsere Längszone namentlich zwischen Rehbach und dem Punkte 1093 eine Verschmälerung auf ein Drittel bis ein Viertel der bisherigen Breite. Wir befinden uns hier im Bereiche der Querstörungszone von Steig, die wir schon oben kennen gelernt haben und die auch auf unsere Mittelscholle übergegriffen hat, was keineswegs befremden kann, wenn wir erwägen, daß diese hier eine Knickung erfahren und von der bisherigen ONO.-Richtung in die nach O. abgelenkt wird. Leider machen es in diesem Bereich die ausgedehnte geschlossene Vegetationsdecke und mächtige Diluvialablagerungen unmöglich, die Einzelheiten der Störungen zu ermitteln, da die einzelnen kleineren Wasserausfurchungen fast nirgends die Diluvialdecke zu durchschneiden vermocht haben. Wir sind also bei Beurteilung der tektonischen Verhältnisse nur an die allerdings tiefen, aber vielfach mit reichlichem Gehängeschutt versehenen Einrisse der Vils und des Rehbachs angewiesen, von denen der erstere noch zum großen Teil im Muldenflügel der Synklinale verläuft, so daß der Kontakt der beiden Längszonen weithin verhüllt bleibt. Immerhin läßt

sich unzweideutig erkennen, daß unsere Zone hier im Bereich des Vilsquertals eine Senkung erlitten hat und daß mit der Verschmälerung der Längszone eine starke Zusammenpressung und steilere Schichtenaufrichtung sowie örtliche Ablenkungen des Streichens der Schichten und teilweise Abschürfungen derselben von ihrer Unterlage verbunden waren. Während westwärts auf der weiten Hochfläche in einer Höhe von rund 1100 m überall, wo das Gestein bloßgelegt ist, ganz flachgeneigte Hauptdolomitbänke zu Tage stehen, finden wir unterhalb Rehbach in mehr als 100 m tieferer Lage in der Talsohle der Vils statt des Hauptdolomits in mächtiger Entwicklung schon Allgäufleckenmergel und Malmkalke vor, ein ganz sicherer Beweis, daß unsere Längszone hier um ein sehr Beträchtliches abgesunken ist.

Durch die seitliche Zusammenpressung wurden die genannten Schichten allgemein mehr oder weniger steil aufgerichtet und, wie die Aufschlüsse im oberen Teil des tief eingesägten Rehbachrinnensals zeigen, örtlich oft eng miteinander verfaltet und zusammengeschoben. Wir beobachten hier auf der Strecke oberhalb des Weges, der den tiefen Tobel quert und zur nahen Wirtschaft Rehbach führt, auf einer Länge von wenig über 200 m zweimal nacheinander Aptychenkalke und Hornsteinkalke in die steilgestellten Allgäuschiefer eingeschaltet bzw. eingefaltet. Es folgt dann stark zerrütteter Hauptdolomit, der einen Wasserfall veranlaßt. Man sieht deutlich, daß hier die anstoßenden Aptychenkalke im Verband mit Mergellagen, die anscheinend schon dem Cenoman angehören, nicht nur innig in die Unebenheiten des Dolomits an- und eingepreßt sind, sondern auch auf ihn schräg aufgeschoben worden sind, wie Tafelfigur 1 zu veranschaulichen sucht.

Wie sehr in dieser Störungszone die Schichten örtlich durcheinander gekommen sind, zeigt sich beispielsweise an einem allerdings recht unbeständigen Aufschlusse unterhalb Rehbach im Vilstale, wo wir am westlichen Steilhang, unmittelbar am Ufer der Vils und vom Wasser angerissen zwischen steil einfallenden gequälten Aptychenkalken und dunklen Mergelschiefen (des Lias?) eine stark mitgenommene, nur wenige Meter mächtige, nach oben auskeilende Hauptdolomitscholle auftauchen sehen. Diese Erscheinung läßt auf recht örtliche Längsverwerfungen und Verlagerungen schließen, die sich auch weiter westwärts ausdehnten, worauf auch der Umstand deutet, daß in dem Graben des Pfunzenbachs (der auf der Karte zu Unrecht den Namen „Weißenbach“ führt) südlich von Krumbach durch Bruch angelagert plötzlich ein Komplex steil gestellter, im Streichen sehr unbeständiger Rät- und Fleckenmergelschichten folgen, die dann bei Krumbach nach früheren, jetzt wieder verschütteten Aufschlüssen plötzlich wieder von einer Störungslinie abgeschnitten werden.

Darauf, daß in dem eben besprochenen Störungsgebiet auch ostwestlich gerichtete Druckkräfte im Spiele waren, werden wir unten kurz zurückkommen.

Wir haben uns nun noch kurz der **östlichen Teilstrecke** unserer Längszone zuzuwenden, die sich vom Vilsquertale bis zum Unteren Breitenberg erstreckt und die wir, soweit ein Bedürfnis hierfür vorliegt, nach ihrem markantesten Punkt unter dem Namen „Schwarzwand-Scholle“ zusammenfassen wollen. Sie besitzt in ihrem Verlaufe im ganzen ostwestliche Richtung und ebensolches Schichtenstreichern. Als ihre Nordgrenze betrachten wir die Störungslinie, die dem verhältnismäßig schmalen Hauptdolomitzug folgt, der südlich vom Roterdbach aus dem Gehängeschutt auftaucht, dann als flacher Rücken die flache Schönoibmulde nordseits umsäumt und nach einer kurzen Unterbrechung und kleinen seitlichen Verschiebung südlich der Fallmühle an dem unteren Hange des Breitenberges wieder zu Tage

tritt und in geschlossenem Zuge über die Schwarze Wand (1188 m) bis zum Unteren Breitenberg hinzieht.

Der Schichtbestand dieser östlichen Teilstrecke ist derselbe wie bei der westlichen und besteht in der normalen Folge aus Hauptdolomit, Plattenkalk, Rätmergeln und Mergelkalken und aus Allgäuschichten, welche letztere räumlich am meisten vorwiegen. Das Rät ist nur auf dem Sattel zwischen Ächsele und Westerkienberg und dann im Gebiet der Schwarzen Wand und auch da vielfach nur mangelhaft aufgeschlossen. Das Einfallen der Schichten ist ein bald mehr bald weniger steil südliches. Die Fleckenmergel zeigen häufig mehr oder weniger sekundäre Fältelung.

Im Bereich der Schönen Oiben in der Achenquertalstrecke begegnen wir inmitten des ausgedehnten Liasfleckenmergelgebiets rechts und links des Talweges verschiedenen isolierten Hauptdolomitpartien und Einzelschollen, die, soweit überhaupt sich eine Schichtung erhalten hat, ein sehr verschiedenes und von dem Streichen der Fleckenmergel unabhängiges Einfallen zeigen. Sie liegen im Störungsbereich dieser Quertalstrecke und können wohl kaum anders aufgefaßt werden, denn als erhalten gebliebene Reste des überschobenen Breitenberg-Schönkaller-Muldenflügels der Tannheimer Synklinale, der hier ehemals viel weiter nordwärts gereicht hat, aber hier, als in einer Querstörungszone gelegen, infolge von Senkungen in Einzelschollen zertrümmert wurde und so der teilweisen Zerstörung und Abtragung, also einer rascheren Rückverwitterung um so mehr ausgesetzt war, als zur Eiszeit hier mächtige Gletscher einen Ausweg nach Norden gesucht haben, wie wir oben S. 53 gesehen haben. So kommt es denn auch, daß durch diese Rückverwitterung der Rand des genannten Muldenflügels an dieser Stelle, wie die Karte zeigt, eine erhebliche Einbuchtung nach rückwärts erfahren hat und hier bis zu dem schmalen Dolomitstrang des „Schmierbels“ zwischen Brenteneck und Ächsele sich verschmälert hat und dessen zerrüttetes inneres Gefüge auch, wie wir S. 4 dargetan, deutlich die Merkmale eines tektonischen Störungsbereiches erkennen läßt. Die vereinzelt Dolomitschollen gehören im wesentlichen zu der gleichen Erscheinung wie die treppenartig abgesunkene Dolomitscholle der beiden Ächsele und des Dolomitstreifens, der über den Zwerenberg zum Wankbach- und Vilsdurchbruch zieht. Ein wichtiges und beredtes Zeugnis der Überschiebung der Breitenbergscholle über unsere Mittelzone dürfte auch die zertrümmerte kleine Partie von rotem Tithonkalk ablegen, die auf der Nordseite des Brentenecks in geringem Abstand der rückverwitterten Dolomitmasse des Breitenberges anscheinend ohne organischen Verband den Allgäufleckenmergeln aufliegt und die wohl kaum anders zu deuten sein dürfte denn als mitgeschleppte Schubfetzen der Breitenberger Überschiebung (S. 4).

3. Zone der triadischen Randschollen.

a) Bestandteile der Randzone.

Diese Zone bildet nicht mehr wie die beiden eben behandelten eine räumlich zusammenhängende geschlossene Gebirgsmasse und Einheit, sondern besteht nur mehr aus von einander abgetrennten, mehr oder weniger durch Zwischenschaltung von Schichten jüngeren Alters isolierten Einzelschollen. Es gehören dazu der Hirschberg und Spieß bei Hindelang, der Hotzenberg und Zinken oder Sorgschrofen bei Unterjoch und die beiden Pfrontner Kienberge.

Ein nicht minder augenfälliger und beachtenswerter Unterschied gegenüber den bisherigen Längszonen besteht in dem bekannten Fazieswechsel des Schicht-

bestandes dieser Schollenzone vom Hauptdolomit an aufwärts. Das Rät in der Ausbildung der Kössener Schichten, das in der anstoßenden Mittelzone noch so reichlich und fossilreich entwickelt ist, aber allerdings schon auffallend starken lokalen faziellen Wechsel sowohl in seiner horizontalen Ausbreitung als in seiner vertikalen Schichtenfolge aufweist, fehlt unserer Zone ganz, sei es, daß es hier gar nicht zur Ablagerung gelangt ist oder daß es vor dem Absatz des Lias wieder abgetragen wurde. Soweit der Lias am Hirschberg, Hotzenberg und Zinken vertreten ist, findet er sich, wie wir im stratigraphischen Teil gesehen haben, teils unmittelbar dem Hauptdolomit aufliegend, teils in Blockwerk aufgelöst in der reinen Kalkfazies des Hierlatzkalkes vor, teils in abgerissenen Schollen in der Fazies des Knollenkalkes, den wir auf Grund seiner Gesteinsbeschaffenheit als eine Übergangsfazies und ein Vermittlungsglied zwischen dem Hierlatzkalk und den Allgäu-Fleckenmergeln glauben ansehen zu müssen.

Auch der Dogger ist, soweit er einen integrierenden Bestandteil unserer Schollenzone bildet, nur in der reinen Kalkfazies entwickelt, ist aber ebenso wie die Kalkfazies des Lias (Hierlatz- und Knollenkalk) nicht mit der ganzen stratigraphischen Schichtenfolge, sondern nur jeweils wie wir oben gesehen, mit der unteren Formationsstufe vertreten. Malm, der zum organischen Schichtenbestand unserer Zone zu zählen wäre, fehlt, ebenso Ablagerungen der tieferen Kreide. Nebenbei bemerkt sei, daß das mächtige Vorkommen der Doggerschichten in der Fazies der Allgäuschichten im organischen Zusammenhange mit Aptychenkalken, Neokom und Gault am Hirschberge mit dem Gesagten nur scheinbar in Widerspruch steht, da dieser ganze, in überkippter Lage befindliche Schichtenkomplex nur rein tektonisch mit der Hirschbergscholle in Berührung gelangte und eine eigene tektonische Erscheinung für sich ist, die uns noch gesondert beschäftigen wird.

Es ist sicherlich der Beachtung wert, daß sich die angedeutete Faziesänderung der Jura-Ablagerungen und damit das Auftreten des Lias-Hierlatz- und Doggerkalkes sich in unserem Aufnahmegebiet ausschließlich nur auf den schmalen Streifen unserer äußeren Schollenzone beschränkt. Daraus jedoch besondere weittragende Folgerungen zu ziehen, dürfte kaum angebracht sein, denn schon gleich über unserem Kartengebiet hinaus ändern sich in den anstoßenden Vilseralpen die Verhältnisse in der Weise, daß sich die genannten Kalkvorkommnisse von der äußersten Randkette, d. i. der ROTHPLETZ'schen „Füssener Scholle“ gebirgsinwärts zurückziehen und sich dann erst im Nordteile von dessen „Aggenstein-Scholle“ hier aber in erheblicher Entwicklung ausbreiten (Böser Tritt, Rotenstein, Ranzen, Rote Wand, Schwarzenberg etc., vgl. ROTHPLETZ, Vilsler Alpen). In den sich anschließenden Hohenschwangauer Alpen tritt unsere Kalkfazies wieder stark zurück und ist nach BöSE (Hohenschwangauer Alpen) und eigenen Beobachtungen hier sehr unregelmäßig verteilt. Sie taucht aber auch bekanntlich weiterhin gegen Osten immer wieder auf und läßt sich durch das ganze Randgebiet der Nordalpen hin bis zu den Karpathen verfolgen.

Einen ganz hervorragenden Anteil an der Zusammensetzung unserer Randzone haben, wie schon ein Blick auf die Karte zeigt, die Ablagerungen des Cenomans, die vorwiegend aus grauen, uneben schieferigen, oft etwas sandigen grauen Mergeln bestehen, aber im örtlich sehr ungleichen Wechsel häufig teils dünnere Lagen teils mächtige dicke Bänke bald gröberer bald feinerer meist polygener Brekzien und Konglomerate, zuweilen auch vereinzelte Rollsteine, dann örtlich auch härtere kalk- oder kieselreichere Einlagerungen einschließen und im ganzen eine Mächtigkeit bis zu 200 m gewinnen. Sie umsäumen, wie schon S. 150 hervorgehoben, auf der ganzen nördlichen Außenlinie auf eine Länge von 15 km in geschlossenem Zuge die Reihe der aufgezählten Schollenberge und fallen konstant auf der ganzen Strecke in mehr oder weniger steilem Einfallswinkel (50–80°) unter dieselben ein. Am Kleebach, der den ganzen Cenomanzug quert, ist in prächtigem Aufschluß zu sehen, wie auf

die OW. streichende und mit 50° südlich einfallenden Cenomanmergel sich die Dolomitmassen des Spießers auf einer 60° sich gebirgseinwärts neigenden und hier O. 30° S. streichenden Schubfläche aufgeschlossen haben (vgl. Tafelfigur 2). Gute Aufschlüsse des Kontaktes sind auch am Wertachdurchbruch beim Schranz- und Feuerschrofen und in einem Graben im Aschach am Kienberg bei Pfronten Dorf (Bläsmühle).

Cenomanablagerungen umsäumen aber nicht bloß in gleichmäßiger und regelmäßiger Lagerung unsere Randzone auf der Außenseite, sondern sie umrahmen, wie wir schon aus den früheren Darstellungen wissen, die mittlere Teilstrecke zwischen dem Wertach- und Vilsfluß auch auf der Südseite in mächtiger Entwicklung, so daß sich aus ihnen der Hotzenberg-Zinkenzug inselartig isoliert erhebt. Auch die beiden Eckpfeiler der Zone, der Hirschberg bei Hindelang und der Kienberg bei Pfronten-Dorf werden von ihnen auf der westlichen Flanke am Zillerbach bis zum Steinköpfle bzw. auf der Ostseite bei Pfronten-Dorf bis zur sogen. Stierfalle umfaßt und umrandet (Tafelfigur 4 und 5).

Bemerkenswert ist, daß zwischen dem erwähnten äußeren und inneren Cenomanstreifen, so weit die beschränkten Aufschlüsse des letzteren ein Urteil gestatten sich nicht unerhebliche petrographische Unterschiede geltend machen in der Weise daß in der inneren Zone die Brekzien, wenn man von der Basalbrekzie absieht, und die Konglomerate mehr zurücktreten und daß sich die exotischen Bestandteile derselben, kristalline Bruchstücke, Quarzite und Quarzporphyre u. s. w. vornehmlich auf den Außenrand zu beschränken scheinen oder wenigstens sich in diesem viel mehr bemerkbar machen und örtlich in reichem Maße auftreten.

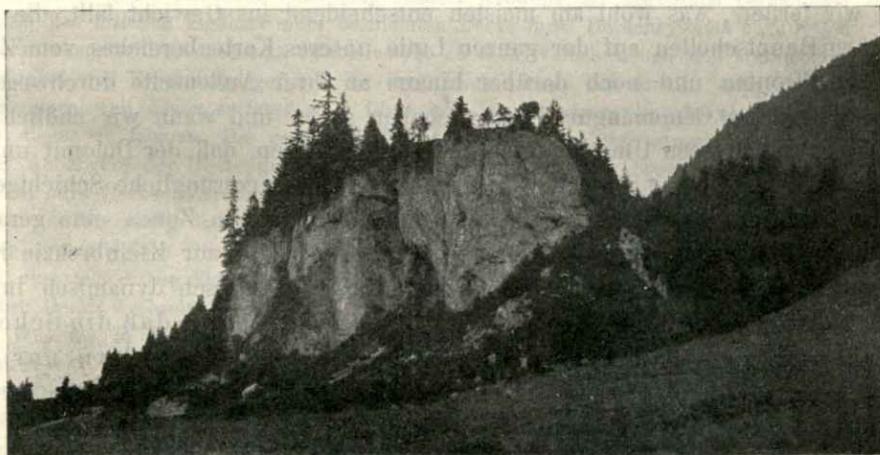


Fig. 3.

Rappenschrofen, Vilstal-Pfronten.

Eine weitere Eigentümlichkeit unserer Randzone besteht darin, daß die oben genannten, vornehmlich aus Hauptdolomit bestehenden großen Schollen des Hirschbergs, Spießers, Hotzenberg-Zinken-Zuges und der Pfrontner Kienberge, wie ein Blick auf die Karte zeigt, noch von einem Schwarm kleinerer losgerissener und isolierter Schollen von meist jurassischen Kalken begleitet werden, die alle in der cenomanen Hüllzone stecken und von dieser umschlossen und isoliert werden. Es sind dies im Hirschbergbereich bei Hindelang: die unterliassische Knollenkalkscholle der Geißwand am Zillenbach und die sonstigen kleineren

Schollen im Bereich des Zillenbaches und westlichen Hirschberghanges, die teils aus Hierlatz-, teils aus Knollen- und Doggerkalk bestehen, dann die Doggerkalkscholle am Westrande des Hirschbergsattels in der Sohlalpe (vgl. Fig. 7), ferner eine Kalkscholle vorläufig unbestimmten Alters am Kleebach beim Spieß; des weiteren seien erwähnt: die Schollen von Knollenkalk und Dogger in dem Zwickel zwischen der Wertach und der Weißbachmündung bei Unterjoch, die isolierte Hierlatzkalkscholle, auf der die Kirche und das Schulhaus von Unterjoch stehen; die Tithon-Hauptdolomitscholle des „Hangenden Schrofens“ im Vilstal unterhalb des Schranzschrofens-Urfall (vgl. Tafelfigur 8) und endlich die größere Hierlatz-Tithon-scholle des Rappenschrofens am Vilstalausgang bei Pfronten-Halden.

Es drängt sich nun von selbst die Frage auf, wie diese verschiedenen unter sich zusammenhangslosen Schollen und Scherben unserer Randzone aufzufassen und zu deuten sind.

Bei Würdigung aller Verhältnisse und Anhaltspunkte kann unseres Erachtens die Entscheidung keine Schwierigkeiten bereiten. Wenn wir erwägen, daß wir schon in den beiden anstoßenden, oben beschriebenen Längszonen umfassende und bedeutsame Abscherungen und Überschiebungen haben feststellen können, wenn wir die gegenwärtige Lage der Schollen inmitten junger Ablagerungen sowie ihren verschiedenfach voneinander auffallend abweichenden stratigraphischen Aufbau und Schichtbestand berücksichtigen, ebenso den Umstand, daß sie unter sich keinerlei inneren Zusammenhang und Verband und teilweise eine kulissenartige Anordnung aufweisen und in ihrem Streichen seitlich gegeneinander teilweise verschoben und überhaupt im Streichen vielerlei lokale Unregelmäßigkeit und Unbeständigkeit zeigen, wenn wir ferner, was wohl am meisten entscheidend ins Gewicht fällt, die dolomitischen Hauptschollen auf der ganzen Linie unseres Kartenbereiches vom Zillerbach bis Pfronten und noch darüber hinaus an ihrer Außenseite durchwegs auf den vorgelagerten Cenomangürtel aufgeschoben sehen und wenn wir endlich den keineswegs belanglosen Umstand nicht unbeachtet lassen, daß der Dolomit unserer Randschollen auf „weite Strecken“ nicht nur jegliches ursprüngliche Schichtgefüge verloren, sondern im Vergleich zu den anstoßenden inneren Zonen eine geradezu auffallende Zerklüftung und Zertrümmerung, teilweise bis zur Kleinbrekzie herab erfahren hat, die Kunde davon geben, wie sehr er tektonisch dynamisch in Anspruch genommen worden ist, so bleibt nur die Annahme übrig, daß die Schollen unserer Randzone keine autochthonen Gebirgsteile sondern nur vom übrigen Triasgebiet abgelöste und in die Zone jüngerer Ablagerungen vorgeschobene Gebirgskörper darstellen.

Eine randliche Überschiebung des alpinen Triasgebietes auf die vorgelagerte Zone jüngerer Ablagerungen ist in neuerer Zeit bekanntlich vielfach festgestellt worden. Bezüglich unserer Allgäuer Alpen hat bekanntlich zuerst ROTHPLETZ in seinen „Alpenforschungen“ und seinem „Geologischen Führer“ in systematischer und umfassender Weise die entsprechenden Nachweise erbracht, die dann durch die von ihm angeregten Spezialaufnahmen von C. A. HANIEL, H. MYLIUS, H. PANTOPIDAN und G. S. SCHULZE und insbesondere auch durch die Arbeiten O. AMPFERER's erweitert und ergänzt wurden. Als Schubrichtung wurde die ostwestliche als vorherrschend festgestellt. Auch über unsere Randzone hat schon ROTHPLETZ (Alpenforschungen II S. 47 ff.) auf Grund einer Begehung des einschlägigen Gebietes, die er mit mir vorgenommen, kurze Mitteilungen, begleitet von Profilzeichnungen, gemacht, ebenso AMPFERER („Geol. Querschnitt“) über den Zinken, durch den ja sein Querschnitt geht. Beide weisen auf die Überschiebung der Hauptdolomitschollen auf das vorgelagerte Cenoman hin und gelangten also in der Hauptsache zu der gleichen Auffassung wie wir oben auf Grund unserer Spezialaufnahme.

Daß sich die gleiche Annahme auch vom Standpunkte der neuen Deckenlehre ohne weiters schon aus ihrer Grundanschauung heraus ergibt, liegt wohl auf der Hand. Für sie kann nur mehr

in Frage kommen, welche der verschiedenen von ihr angenommenen Decken unsere Randzone zuzuweisen sei. Es liegen in der Literatur hierüber verschiedene Meinungsäußerungen vor. Wegen ihrer faziellen Eigenart wurde sie von E. SUESS, STEINMANN und v. UHLIG zur sogen. Iepontinischen Decke oder vielmehr dem Iepontinischen Deckensystem gezogen u. s. w. mit ähnlichen Bildungen am Süd- und Westrand des Rhätikons in Zusammenhang gebracht. Wegen des Vorkommens basischer Eruptivgesteine etc. bei Hindelang und Oberstdorf, die besonders die von STEINMANN unterschiedene „rätische Decke“ des Iepontinischen Systems charakterisieren, wurde unser Randgebiet dann speziell dieser Decke zugeteilt. Die abweichende Ausbildung der Jura- und Kreidebildungen (Lias- und Doggerkalke, Gaultmergel) veranlaßte hingegen VICTOR UHLIG, sie mit den übrigen ostwärts bis zu den Karpathen ziehenden Randstreifen zu seiner „pieninischen Klippenzone“ zu ziehen, der er den Rang einer selbständigen Decke zuerkannte. Demgegenüber machte dann AMPFERER (Geol. Querschnitt S. 669) mit vollem Recht geltend, daß sich die in Betracht kommenden Faziesabweichungen dieser „Klippenzone“, die sich ja auch noch mehrfach gebirgseinwärts vorfinden, sich viel einfacher und ungezwungener erklären ließen als Bildungen, die im Randgebiet der alpinen Geosynklinale abgelagert worden, wo doch sicherlich andere Ablagerungsbedingungen bestanden hätten als in deren Innern. Er lehnt daher die Auffassung der „Klippenzone“ als besondere Decke ab. Ihm schloß sich F. HERTSCH (Ber. d. Fortschr. d. Geol. 5. Bd. 1914) an, nicht ohne mit Recht noch darauf hinzuweisen, daß diese Klippenzone für sich ein viel zu dünner und schwacher Gebirgskörper gewesen wäre, um als eigene selbständige Decke transportabel zu sein.

Erwähnt sei noch, daß KOBER (Denkschr. d. Kais. Akad. 1912 und Mittlg. d. Geol. Gesellsch. Wien 1912) unsere Allgäuer Randzone aus Rücksicht der eigenartigen Ausbildung des Gaults zu seiner „subpieninischen Zone“ zog, die er neben der UHLIG'schen pieninischen noch zu unterscheiden versucht, während sie fast gleichzeitig F. HAHN von einem andern Standpunkt aus zusammen mit der ROTHPLETZ'schen „Allgäuer Schubmasse“ seiner Bajuvarischen Einheit und zwar deren Unterabteilung der „Tiefbajuvarischen Zone“ zuzählte (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912 u. Mittlg. d. Geol. Ges. Wien 1913; Ber. Fortschr. d. Geol. 1914).

Wie die vorstehenden kurzen Angaben ersehen lassen, haben die Versuche der Vertreter der Deckentheorie, unsere Randzone ohne eingehendere Kenntnis der gegebenen Verhältnisse auf der Grundlage der faziellen Eigenart einer bestimmten Decke ihres Deckensystems zuzuweisen und sie so in ihr bekanntes Deckenschema einzugliedern, zu recht verschiedenen und auseinandergehenden Auffassungen und Ergebnissen geführt. Es ergibt sich daraus, daß die ins Auge gefaßten Fazieserscheinungen weit davon entfernt sind, für solche Eingliederungsversuche als verlässlicher Wegweiser dienen zu können. Die genannten Versuche erfolgten übrigens noch zu einer Zeit, in der bei den Anhängern der Deckentheorie das Fazieskriterium noch hochgewertet und in vollem Umfange für ihre Deckenunterscheidungen maßgebend und entscheidend war. Seitdem scheint unter ihnen in der Bewertung desselben ein Umschwung der Anschauung eingetreten zu sein, ja der Begründer der ostalpinen Deckenlehre, P. TERMIER, erklärte schon 1812, daß „es unzulässig sei, eine Decke, eine tektonische Einheit, durch stratigraphische Merkmale zu definieren“, da die Fazies in derselben Decke wechseln würden.¹⁾

Was die in Betracht kommenden Faziesbildungen des Hierlatz- und Doggerkalkes, der Posidonomyen- und Gaultmergel anbelangt, die Veranlassung gaben, unsere Randgebiete einer besonderen Decke zuzuweisen, so haben wir schon bereits darauf hingewiesen und auch im stratigraphischen Teil gefunden, daß die Vorkommnisse keineswegs etwa sich bloß auf unsere Randzone beschränken, sondern sich verschiedenfach im anstoßenden Gebiet und auch sonst gebirgseinwärts vorfinden (Aggenstein, Einstein) und von AMPFERER auch aus dem Lechtaler Aufnahmegebiet erwähnt werden. Bei diesem Sachbestande sind keine zulänglichen Gründe gegeben, unsere Randzone in genetischen Gegensatz zu dem übrigen angrenzenden ostalpinen Gebiet zu bringen und sie anders aufzufassen denn als Bestandteile des ostalpinen Gesteinsinventars, wie oben geschehen ist.

b) Die Beziehungen zwischen den überschobenen Randschollen u. den Cenomanablagerungen.

Daß auf der Außenseite zwischen den dolomitischen Hauptschollen und dem Cenoman durch Überschiebung der ersteren nur ein tektonischer Zusammenhang besteht, wissen wir bereits. Die Frage ist nun, welcher Art ist der Kontakt überall da, wo auf der Südseite das Cenoman den Dolomitschollen randlich aufrucht bzw. wo es mit den kleineren Schollen in Berührung kommt und Aufschlüsse einen

¹⁾ Berichte über d. Fortschr. d. Geol. 4. Bd. 1913 u. Comptes Rendus Sc. Ac. Paris 1912.

Einblick in den Zusammenhang ermöglichen? Liegt hier ebenfalls Überschiebung vor oder stratigraphisch sedimentäre Auflagerung? Die Antwort könnte strittig bleiben, wenn uns nicht an mehreren Stellen eine Erscheinung entgegentreten würde, die uns aller Zweifel behebt. Es ist das das mehrfache Vorkommen einer ausgeprägten **Basalbrekzie** der Cenomanablagerungen, zu der die entsprechenden Schollen als Unterlage ganz vorwiegend das Material abgegeben haben und die unzweideutig ersehen läßt, daß die Wogen des transgredierenden Cenomanmeeres verschiedenfach die Oberfläche der Schollen mechanisch angegriffen und bearbeitet und die Spuren hievon in der genannten Grundbrekzie hinterlassen haben. Diese Brekzievorkommnisse verdienen unsere volle Beachtung.

Im Gebiet des Hirschberges tritt uns eine solche Brekzie oberhalb Hindelang am Zillenbach (vgl. Tafelfigur 6) entgegen, und zwar im Kontakt des Cenomans mit dem Liasknollenkalk der Geißwand. Wir sehen hier in ganz vorzüglichem Aufschluß das Cenoman mit einer bis fast einen Meter mächtigen Brekzien- und Konglomeratschicht, deren Bestandteile fast ausschließlich dem Knollenkalk entstammen, beginnen und dann allmählich in die weichen grauen mächtigen Cenomanschiefer übergehen. Die Schichten sind hier stark aufgerichtet und steil südöstlich einfallend und, wie die Basalschicht dartut, schwach überkippt. Das Vorkommen derselben ist noch insofern von Interesse, als sie an einer der kleineren im Cenoman auftretenden Nebenschollen auftritt. An den übrigen oben erwähnten kleineren Schollen ist der Kontakt mit dem Cenoman überall verschüttet und der Beobachtung unzugänglich.

Im Bereich des Hauptdolomits des Hirschberges begegnen wir unserer Basalbrekzie mit aufgearbeiteten Dolomitbestandteilen wieder an dem steilen Südwesthange aufwärts von der Geißwand und dem Steinköpfele auf der Hauptdolomitunterlage, wo sonst die weiter unten „im Grund“ zwischen Geißwand und Steinköpfele sich noch vorfindenden Cenomanmergel bis auf die Reste der Grundbrekzie abgetragen wurden; diese Brekzienreste verschwinden in östlicher Richtung am Hirschberggehänge, sobald wir hier über das nachweisbare Ausbreitungsgebiet des Cenomans hinausgelangen.

In räumlich ausgedehntem Maße findet sich die Cenomanbrekzie wieder vor auf dem Südabhange des Zinken, wie auch schon AMPFERER in seinem „Querprofil“ S. 529 erwähnt. Der untere Teil des Bergzuges zeigt noch die Cenomandecke, dann folgt aufwärts der Streifen, in dem Hierlitzkalk mit einem Rest von Doggerkalk dem Hauptdolomit des Berges aufruht. Der obere Hauptteil besteht nur mehr aus Hauptdolomit. Die spärliche dünne Rasendecke läßt aber die steilgeneigte Unterlage vielfach durchblicken und ersehen, daß an vielen Stellen noch Lagen eines Gemenges von Dolomit, Hierlitzkalk und Cenomanbildungen als erhaltene Reste der einstigen cenomanen Basalbrekzie und der verschwundenen, nur noch am Bergfuße vorhandenen Cenomanhülle vorhanden sind. An manchen Stellen kann man bei beschränkten Entblößungen im Zweifel sein, ob wir es zum Teil noch mit der ursprünglichen Auflagerungsweise des Hierlitzkalkes auf dem Hauptdolomit oder mit cenomaner Aufarbeitung und Umlagerung dieses Kalkes zu tun haben.

Am Hotzenberg konnte die in Rede befindliche Grundbrekzie nicht beobachtet werden, weil hier im entsprechenden Kontaktgebiet jegliche Aufschlüsse fehlen. Da in allen übrigen Punkten die Verhältnisse hier mit jenen am Zinken übereinstimmen und er eigentlich nur ein Ausläufer des letzteren bildet, dürfte kaum zu zweifeln sein, daß auch bezüglich unserer Basalbrekzie vollkommene Übereinstimmung besteht.

Eine überaus innig verkittete polygene Brekzie mit stark überwiegenden Dolomitbestandteilen, die ich nicht anders denn als unsere cenomane Basalbrekzie zu deuten vermochte, befand sich vor kurzem noch, dem Hauptdolomit des Kienberges aufsetzend, am Ausgange des Achentales unweit der „Stierfälle“ neben der Straße (schräg gegenüber von P. 886,8 d. K.), die talauswärts führt. In den letzten Jahren ist aber das wenige Meter mächtige feste Gestein im Hangenden des Dolomits bis auf die letzten Spuren zu Wasserbauten gesprengt und abgeführt worden.

Wären nun unsere, wie wir sahen zum Teil sehr heterogenen Randschollen bodenständige, noch auf ihrer ursprünglichen Ablagerungsstätte befindliche Gebirgskörper, so hätte das Auftreten der geschilderten cenomanen Basalbrekzie in Anbetracht der transgredierenden Natur des alpinen Cenomans nichts Auffallendes oder besonders Bemerkenswertes, da ja bekanntlich bei transgredierenden Ablagerungen Basalbrekzien gewöhnliche und fast selbstverständliche Erscheinungen sind. In unserem Falle aber liegt die Sache anders, denn unsere Randschollen sind ja keine ortsheimischen Ablagerungen, sondern überschobene und auf zweiter Lagerstätte befindliche Gebirgsteile. Durch die Basalbrekzie wird bewiesen, daß die dem äußeren Cenomansaume eingestreuten isolierten Schollen von Jurakalken nicht etwa erst nachträglich durch tektonische Vorgänge mechanisch in die Schichtenmasse des Cenomans geratene Fremdkörper sind, sondern sich als sedimentär-stratigraphisch eingebettete Einschlüsse darstellen.

In dieser Eigenschaft gewähren sie uns m. E. eine erwünschte und verlässige Unterlage für

chronologische Folgerungen.

Eine eingehendere Überlegung sagt uns, daß schon die Anwesenheit und stratigraphische Einhüllung all der oben aufgezählten, aus ihrem ursprünglichen Schichtenverband herausgerissenen und auf eine zweite Lagerstätte verpflanzten Kalk- und Dolomitschollen und Riesenblöcke alpiner Herkunft in unserem Cenoman nicht denkbar und verständlich ist ohne die unabweisbare Voraussetzung ausgiebiger tektonischer Krustenbewegungen, Untergrundhebungen und Schichtenverlagerungen, die der Zeit der Cenomanbildung und Cenomantransgression vorausgegangen sein mußte. Es leuchtet ein, daß das Material all der Schollen, das ja durchgehends tiefer liegenden älteren mesozoischen Formationen angehört, doch erst aus ihren tieferen primären Lagen durch tektonische Vorgänge und Bewegungen herausgehoben und herausgearbeitet und den Fluten des Cenomanmeeres erreichbar gemacht und bloßgelegt worden sein mußte, ehe es von diesen oberflächlich bearbeitet und in ihre Ablagerungen eingehüllt werden konnte. Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß zur Erfüllung dieser Vorbedingungen die Annahme bloßer einfacher ruhiger Niveauschwankungen des cenomanen Meeresspiegels nicht genügt, sondern daß es sich hier nur um wirkliche orogenetische Vorgänge handeln kann und daß wir daher wenigstens für den Bereich unseres nördlichen ostalpinen Teilgebietes die Anfänge alpiner Gebirgshebung schon in die vorcenomane Zeit zu verlegen haben. Es ist das Ergebnis, zu dem bekanntlich schon verschiedene Geologen ostalpiner Gebiete gelangt sind und auf das uns auch die Erscheinungen unseres Aufnahmegebietes ganz unabhängig von Beobachtungen anderorts geführt haben.

Eine andere Frage von Bedeutung ist es, ob von unseren vorgeschobenen Randschollen beispielsweise der Hotzenberg-Zinken seine zum Teil heute noch recht mächtige Cenomandecke erst auf seiner jetzigen Lagerstätte erhalten hat oder ob er dieselbe bei seiner Wanderung zur heutigen Vorpostenstelle auf seinen Schultern mitgeschleppt hat, mit anderen Worten, ob das Cenoman unseres Randgebietes sowohl auf dem Außenrandsaume als in seiner parallelen Innenzone in situ abgelagert wurde, also ortsständig ist, oder ob es in Gemeinschaft mit all den Schollen mit überschoben wurde.

Im ersteren Falle würde es sich ohne weiteres zwingend ergeben, daß der Vorschub unserer Randschollen auch schon in vorcenomaner Zeit stattgefunden haben mußte. Zur Entscheidung der Frage stehen uns leider genügend sichere Anhaltspunkte nicht zu Gebote. Man könnte zwar geltend machen wollen, daß die Schichtenmasse des Cenomans, wenn sie im Verband mit den von ihnen umhüllten, zum Teil höchst voluminösen Schollen und Einschlüssen von Süden her irgendeine nennenswerte Ortsveränderung und Verfrachtung mitgemacht hätten, dies wie die zugewanderten Schollen selbst durch Störungen des Gefüges, überhaupt durch zahlreiche Anzeichen und Spuren mechanischer Inanspruchnahme der Gesteinsmasse verraten würden. In Wirklichkeit trifft dies aber keineswegs zu. Die Schiefer sogar der äußeren Zone sind zwar infolge der späteren steilen Überschiebung der Dolomitmassen namentlich im Bereich der Überschiebungsfäche stark gepreßt, aber die Schichtung bleibt auch hier wie sonst durchgehends deutlich erkenntlich; eine Verknüpfung oder gar Mylonitisierung der Mergelschiefer oder eine Zertrümmerung der festeren kalkreicheren Einschlüsse wie der bald dünnen bald dicken Brekzien-einlagerungen ist nirgends zu beobachten und was besonders ins Gewicht fallen dürfte, das Schichtenstreichen und Einfallen des auf eine Länge von 15 km sich fast geradlinig hinziehenden schmalen Randzuges bleibt auf der ganzen Linie ohne nennenswerte Störungen und Ablenkungen und auch ohne Unterbrechungen.

Trotz alledem vermag ich lediglich auf die angedeuteten negativen Gründe hin die Autochthonie des Cenomans unserer Randzone nicht als genügend gesichert zu halten. Bedenkliche Schwierigkeiten gegen diese Annahme erblicke ich in dem Umstande, daß bei Hindelang von Westen her die Flyschzone sich auf den untersten Talhängen am Südfuße des Hirschberges bis zum Wildbach bei Bad Oberdorf ausbreitet. Der Flysch spielt aber hier gegenüber der Schubmasse der Triaszone durchgehends die Rolle des überschobenen Grundgebirges, er müßte bei obiger Annahme gegenüber dem Hirschberg hiervon eine Ausnahme machen. So lange aber die Beziehungen des Flysches gerade zu den mächtigen Ablagerungen von Cenoman am Hirschberge so wenig entziffert sind und sogar die Altersfrage des Flysches hier bei einem Vorkommen von Gaultflysch noch nicht genügend im Klaren liegt, so möchte ich auch die angeschnittene Frage wenigstens bis auf weiteres unentschieden lassen.

c) Überfaltungerscheinungen in unserer Randzone am Hirschberg.

Die auffallendste und wichtigste tektonische Erscheinung in dem sehr verwickelten Aufbau der Hirschberg-Spießer-Berggruppe ist die mächtige Lage kretazisch-jurassischer Schichten, die, wie die Profile A und B der Karte ersehen lassen, direkt dem Hauptdolomit des vorgeschobenen Hirschberges aufruhend und in flach ostwärts geneigter Lagerung die Kuppe dieses Berges krönen und die Gelände der Hirschbergalpe weithin bedecken, während eine andere Partie desselben Schichten-

komplexes, die infolge eines anders orientierten Seitenschubes mit samt der zugehörenden Dolomitunterlage nachträglich abgesunken, in steiler Schichtenstellung und gegen NO. abgelenkter Streichrichtung beiderseits in dem tiefeingeschnittenen Hirschbachtobel und in einer kleinen erhaltenen Scholle unterhalb der Luitpoldhöhe zu Tage steht (vgl. I S. 132).

Durch die noch andauernden Untersuchungen paläontologisch und petrographisch sicher ermittelter umgekehrten Schichtenfolge und Lagerung gibt sich diese Jura-Kreide-Schichtenreihe bestimmt und eindeutig als den erhaltenen Bestandteil und Rest einer ausgreifenden überkippten Falte zu erkennen. Es ergibt sich daraus einwandfrei, daß bei der Herausbildung der gegebenen Tektonik außer der Schuppenbildung und Schollenverschiebung auch noch Faltungsvorgänge im Spiele waren, die sogar zu einer vollständigen flachen Faltenüberlegung geführt haben.

Die nächste Frage ist nun: Durch welche tektonische Vorgänge ist der Hirschberg in seiner vorgeschobenen exponierten Stellung als äußerster Pfosten der nordwärts vorspringenden Ecke des ostallgäuischen Triasgebietes zu seiner ihm in verkehrter Schichtenfolge aufliegenden Gesteinsdecke gekommen? Die Beantwortung dieser Frage bietet große Schwierigkeiten. Offensichtlich hatten an der Herausbildung der jetzigen Verhältnisse verschiedene zeitlich getrennte Vorgänge Anteil. Was das Problem besonders schwierig macht, ist der Umstand, daß der Träger der übergefalteten Decke, auf jüngeren Schichten aufruhend, selbst sich auf mindestens zweiter Lagerstätte befindet.

Bei der beschränkten Beobachtungsunterlage kann es unsere Aufgabe nur sein, verschiedene Entstehungsmöglichkeiten der eigenartigen Verhältnisse ins Auge zu fassen und sie an der Hand der zu Gebote stehenden Beobachtungsunterlage auf ihre Wahrscheinlichkeit zu prüfen.

In Anbetracht, daß wir uns an unserem Randgebiete nur in einem tektonischen Überschiebungsbereich befinden, kann es wohl zum vornherein als ausgeschlossen gelten, daß wir es hier etwa mit Bestandteilen oder Resten einer an Ort und Stelle oder in unmittelbarer Nachbarschaft normal aufgewölbten und dann auf die jetzige Dolomitunterlage übergelegte Falte, also mit einer Auffaltung des Untergrundes in situ zu tun haben. Zu einer solchen Annahme liegen in keiner Weise die geringsten Anhaltspunkte vor, ja die ganze Baustruktur der unmittelbaren Umgebung widerspricht dem entschieden.

Es bleibt also nur übrig, die merkwürdige übergeschlagene Faltendecke in gleicher Weise wie die vorgeschobene Dolomitunterlage mit tangentialen Schubbewegungen und Verlagerungen in ursächlichen Zusammenhalt zu bringen.

Das Nächste dürfte vielleicht sein, an die Deckentheorie zu denken und sich zu fragen, ob hier nicht im Sinne der genannten Theorie der Rest eines Mittelschenkels einer überstürzten von Süden her vorgeschobenen und auf unserer Dolomit-scholle abgelagerte Schubdecke vorliege, ja man könnte sich fragen, ob es sich nicht um einen Rest und Beweis der lepontinischen oder pieninischen Schubdecke handle. Auf den ersten Blick hat diese Vorstellung sicherlich ob ihrer theoretisch begrifflichen Einfachheit viel Plausibles, ja Bestechliches an sich. Bei näherem Zusehen ergeben sich aber sofort erhebliche Schwierigkeiten. Solche liegen zunächst in den Lagerungsverhältnissen, welchen wir obwohl wir sie im stratigraphischen Teil verschiedenfach schon haben streifen müssen, unser Augenmerk zuzuwenden haben. Dabei empfiehlt es sich, jenes Teilgebiet, in dem der tektonische Vorgang der Auflagerung noch am deutlichsten zu erkennen ist, von jenem auseinander zu halten, in dem

durch spätere anders orientierte Tangentialbewegungen nachträglich Störungen und erhebliche Verlagerungen stattgefunden haben. Das erstgenannte Gebiet umfaßt die Erscheinungen auf der Hirschbergkuppe, den Hirschbergwiesen, in der Geländesenke oberhalb des Hirschbachwasserfalls und der sich ostseits anschließenden Weidengelände der Hirschbergalpe; das letztere die Gehänge und den Sattel gegen den Jochschrofen und dann ganz besonders das Bereich des Hirschbachtobels.

1. Lagerungsverhältnisse im oberen Teil des Hirschberges. Der hier in Betracht kommende Schichtenkomplex zeigt im ganzen ein süd-nördliches Streichen und fällt mit $20-35^{\circ}$ ostwärts gegen die Dolomitscholle des Jochschrofens ein. Wenn auch gegen letztere und unter dessen Einwirkung die Streichrichtung um $10-20^{\circ}$ nach Osten abgelenkt erscheint und mehr sich der Richtung NNO. nähert, so bleibt doch von der Hirschbergkuppe bis zum Kreuzbühel in der Hirschbergalpe, also auf eine Breitenausdehnung von mindestens 1 km das Schichteneinfallen unserer Faltendecke ein rein östliches, eine Erscheinung, bei der in diesem Ausmaße wohl kaum mehr von einer nur rein örtlichen und belanglos zufälligen Ablenkung der Streich- und Fallrichtung, etwa infolge lokaler seitlicher Hemmungen und Störungen ernstlich die Rede sein kann.

Dem angedeuteten Sachbestande ist also zu entnehmen, daß hier zeitlich getrennt außer den ältesten, von Süden her gerichteten Verschiebungen auch bedeutsame tangentielle Druckwirkungen und Bewegungsvorgänge in der Richtung von Osten her an der Ausgestaltung der eigenartigen Lagerungsverhältnisse beteiligt waren. Wir haben es hier allen Anzeichen nach mit den gleichen ostwestlich gerichteten Bewegungsvorgängen zu tun, die weiter im Osten im Tannheimertal zur westwärts gerichteten Überschiebung des Einsteins und teilweise des Aggensteins geführt haben, wie weiter unten gezeigt werden soll, also mit Bewegungserscheinungen, wie sie in den Ostalpen in neuerer Zeit mit besonderem Nachdruck ROTPLETZ und seine Schüler, dann AMPFERER, REIS und F. HAHN u. s. w. verschiedenfach nachzuweisen gesucht haben.

Da für eine Zufuhr von Süden her bis jetzt keinerlei Anhalt gegeben ist, dürfte die nächstliegende, ungezwungenste und wahrscheinlichste Annahme sein, daß unser Hirschberg seine merkwürdige Überfaltungsdecke von Osten her erhalten hat, sei es durch Überschiebung oder unmittelbar durch Überfaltung. Dafür sprechen: das süd-nördliche Streichen und östliche Einfallen der Deckenschichten, die östlich gerichtete Neigung der Auflagerungsfläche der Decke, das offensichtliche Untertauchen der Decke und ihrer Dolomitscholle unter die östlich benachbarte Dolomittafel des Jochschrofens, die anscheinend nicht unerhebliche Teile (Wurzelteile) unserer Decke überfahren und unter sich begraben hat, wodurch ihre starke Aufmuldung von selbst erklärlich wird. Zugunsten dieser Zufuhr unserer Decke darf wohl auch der Umstand herangezogen werden, daß die Decke verschiedene fazielle Eigenarten, wie die charakteristische Ausbildung des Gaults und Neokoms, das Auftreten der Doggerfleckenmergel, insbesondere auch der Mergel mit der *Posidonomya* u. s. w. nur mit dem sich östlich anschließenden Gebiete gemeinsam hat, während diese Bildungen weiter gebirgseinwärts südlich bis jetzt nirgends beobachtet werden konnten.

Es erhebt sich nun die Frage, ist die Decke mit ihrer verkehrten Schichtenfolge auf dem Wege der Überschiebung, also durch schlittenartig gleitende Bewegung auf ihren heutigen Dolomitsockel gelangt oder durch Auflagerung infolge von Faltenüberlegung oder Überkipfung?

Sehen wir zunächst zu, ob sich in der Frage nicht aus der Beschaffenheit der Auflagerungsfläche einiges entnehmen läßt.

Die Auflagerungsfläche zeigt, wie schon aus der Profilzeichnung B der Karte hervorgeht, nördliches Streichen und östliches Einfallen, das sich gegen Osten hin mehr verflacht. Sie senkt sich von ihrem Ausstrich auf der Kuppe des Hirschberges bis zu ihrem letzten Aufschluß in dem östlichen Parallelgraben des Halbertstöbele von 1470 m bis auf 1250 m, also auf einer Längserstreckung von rund 900 m um ungefähr 220 m, was einem Durchschnitts-Neigungswinkel von etwa 15° ergibt. Soweit sich ermitteln ließ, ist die Auflagerungsfläche von unebener holperiger Beschaffenheit und in ihrem Verlauf nach Ausweis ihrer Ausstriche oberhalb der Keller- und Krähenwand buckelig und unausgeglichen. Eine Schichtung der dolomitischen Unterlage hat sich nicht erhalten, namentlich in den Steilabstürzen der genannten Keller- und östlichen Krähenwand zeigt sich der Dolomit wild zerklüftet und stellenweise zu wieder ausgeheilter und verfestigter Kleinbrekzie umgewandelt. Nur in dem steilen Hang südöstlich des großen Wasserfalles, also in dem südostwärts abgesenkten Teil treten von dem Dolomit noch einzelne erhaltene Schichtbänke in Steilstellung zu Tage. Wenn man auch von verschiedenen kleinen Störungen und Verwerfungen absieht, die offensichtlich erst nachträglich die Auflagerungsfläche erfahren hat, läßt sich doch nicht sagen, daß die Auflagerungsfläche, soweit sie der Beobachtung zugänglich ist, den bestimmten Eindruck einer ausgesprochenen Schubfläche macht. Gleitspuren oder Gleitflächen konnten an keiner Stelle beobachtet werden.

Trotzdem läge es wohl am nächsten, an eine Schollenüberschiebung von der Ostseite her zu denken, wenn nicht die überstürzte Lagerung dieser Scholle Schwierigkeiten bereiten würde. Wie soll die aufgeschobene Decke zu ihrer überkippten Lage gekommen sein?

Unter den gegebenen Verhältnissen bietet sich meines Erachtens nur die eine Möglichkeit über diese Schwierigkeit hinwegzukommen, daß wir Überschiebung und Überfaltung organisch miteinander in Verbindung bringen, d. h. mit der Überschiebung zugleich eine Stirnüberfaltung oder Stirneinrollung der Schubdecke verbunden denken. Wir dürfen uns vielleicht den Auflagerungsvorgang so vorstellen, daß die dem Hirschberge auflagernde Schubdecke beim Vordringen von Osten her an der vielleicht in einer etwas tieferen Lage befindliche Dolomitscholle absinkend an derselben ein Hemmnis am Weitergleiten fand, sich abwärts umbog, einrollte oder umstülpte und daß die in der Bewegung nachfolgenden und weiter vordringenden Teile in der gleichen Weise, also in überfalteter Schichtenlage auf der Dolomitunterlage sich aufrollten und sich ausbreiteten.

Ein solcher Vorgang in dem gegebenen verhältnismäßig erheblichen Ausmaße ist meines Erachtens wohl nur denkbar, daß besondere günstige Bedingungen obwalteten, wie Schmiegsamkeit und doch genügende Verbandfestigkeit des umgebogenen Schichtenstoßes, eine günstige Mächtigkeit desselben und vor allem sicherlich ein gleichmäßiger langsamer Bewegungsvorgang.

2. Die Verhältnisse im Bereich des Hirschbachtobels. Eine bedeutende Störung und Umgestaltung haben die Lagerungsverhältnisse im südöstlichen Teilgebiet des Hirschberges dadurch erfahren, daß bei einer späteren Küstenbewegung, die von S. bzw. SSO. kam, die seitdem allerdings stark zurückverwitternden, vorrückenden mächtigen Dolomitmassen der Jochschrofen unserer Hirschbergscholle schiefwinkelig

in die Flanken geraten sind und sie im Bereich östlich der Hirschbergalpe und im sogen. „Steinbest“ sogar randlich überfahren haben. Dieser seitliche Vorstoß hatte zur Folge, daß in dieser südöstlichen Partie die betroffenen Schichtenkomplexe um etwa 15—20° aus der Streichrichtung gebracht wurden, so daß sie jetzt mit 25—30° nach SSO. einfallen. Sodann wurde in der Richtung gegen die anstoßende Spießerscholle ein Teil des infolge der verkehrten Schichtenfolge oben liegenden Aptychenkalkes durch den Seitendruck von seiner Unterlage abgeschert und auf den angrenzenden Dolomitblock des Spießers aufgeschoben, so daß er hier auf der Grathöhe des Ausläufers dieses Berges (P. 1644) in stark gepreßtem Zustande unmittelbar dem Hauptdolomite aufruht. Von den Fleckenmergeln, die als Folge der umgekehrten Schichtenlage den Aptychenkalken ehemals auflagen, hat sich nur mehr ein Komplex östlich der Hirschbergalpe erhalten.

Von dem aus SSO. kommenden gewaltigen Seitendruck und Seitenschub, der das Vorrücken und die Aufmuldung der ausgedehnten Jochschrofen zur Folge hatte, ist aber auch der Hirschbergblock und die Spießerscholle nicht unberührt geblieben. Auch sie wurden von der Bewegung noch mit erfaßt und in der S. 14 beschriebenen Weise in steiler Schubfläche randlich auf den vorgelagerten Cenomansaum aufgeschoben worden, wobei auch die Cenomanschichten nach Ausweis der Erscheinungen an der Geißwand stellenweise steil aufgefaltet, ja sogar leicht überkippt wurden.

Daß bei dieser nachträglichen Verlagerung des Hirschberges die auf der Kuppe, „im Sack“ und „Kreuzbühel“ aufruhende Faltendecke außer kleinen Verwerfungen nicht erheblicher gestört wurde, ist wohl nur dem Umstande zuzuschreiben, daß der Seitendruck hier nicht unmittelbar auf die Decke selbst einwirken konnte.

Um so beträchtlicher gestaltete sich die Einwirkung des Seitendruckes auf die südlichen Randteile der Hirschbergscholle im Bereich des Hirschbergtobels und der Krähenwand, wo Teile der Dolomitscholle mit samt der entsprechenden Deckenauflagerung in die Tiefe sanken und am Fuße des Sockels unter Ablenkung der Streichrichtung annähernd nach NO. in Steilstellung gerieten und in überkippter Lagerung das schon früher eingehend besprochene, vom Gault bis zum oberen Lias reichende interessante Hirschbachtobel-Profil bilden. Die Sprunghöhe der flexurähnlichen Absenkung beträgt mindestens 250 m. Ausdrücklich betonen möchte ich, daß nicht der mindeste Zweifel bestehen kann, daß diese mächtige sich an die Steilhänge des Berges in verkehrter Schichtenfolge anlehende Schichtenreihe mit der oberhalb des Wasserfalls „im Sack“ sich ausbreitenden Decke in unmittelbarem Zusammenhang gestanden hat. Dafür zeugt, abgesehen von der Lagerung, die bis ins einzelne gehende stratigraphische Übereinstimmung beider Teile.

Man darf wohl annehmen, daß die Ausgestaltung der tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiete zum großen Teile in ursächlichem Zusammenhang steht mit dem Vorstoß der mächtigen Dolomitschuppe der beiden Jochschrofen von SSO. bzw. SO. her.

In gleichem ursächlichen Zusammenhang mit diesem Vorstoß möchte ich auch das auf der Karte angegebene perlschnurartige Auftreten der Anhäufungen loser Blöcke des Diabasporphyrits entlang des Ostrandes des Hirschbach- und Rotplattentobels und ostseits des Halbertstöbeles und in der kleinen Gehängerippe südöstlich der Hirschberg-Alpe bringen. Sie bezeichnen meines Erachtens den Rand, bis zu welchem ehemals die Jochschrofen-Platte vorgereicht hat. Da sie sich unverkennbar nur auf sekundärer Lagerstätte befinden, andererseits ein Stock solcher Gesteine, wie wir II S. 28 mitgeteilt haben, im Verband mit Flysch am nahen Wild-

bach unweit des Prinz Luitpold-Bades auftritt, so vermute ich, daß auch sie aus dem südöstlichen überfahrenen Flyschgebiete stammen und von der genannten Jochschrofenscholle erfaßt und vor sich her geschleppt worden sind. Bestärkt werde ich in dieser Vermutung auch dadurch, daß ich ostseits der erwähnten kleinen Diabasporphyrit führenden Gehängerrippe schräg unterhalb der Hirschbergalphütte in mangelhaftem Aufschluß stark gequälte sandige dunkle Mergelschiefer beobachtete, die ich bis zu einer genaueren Untersuchung mit allem Vorbehalt als mitverschleppte Flyschkomplexe halten möchte.

Daß der Rand der Jochschrofenplatte ehemals viel weiter westwärts vorge-reicht hat, geht auch daraus hervor, daß der Gehängestreifen zwischen ihr und dem Hirschbach-Rotplattenbach-Rinnsal blockbesätes Bergsturzgebiet ist. Auch spricht der Umstand, daß die im untersten östlichen Seitengraben des Hirschbachtobels im sogen. Saurückengraben angeschnittenen Fleckenmergel im Gegensatz zu der gleich-mäßigen Lagerung im nahen Haupttobel im raschen Wechsel teils südliches, teils nördliches Einfallen und teils flache Lagerung zeigen und also Fältelung aufweisen, dafür, daß sie schon in dem ehemals überfahrenen Gebiete liegen. Wenn also unsere Annahme zu recht besteht, beträgt die Rückverwitterung der Jochschrofen in den höher gelegenen Gehängen ostseits vom Halbertstöbele éa. 100 m, weiter unten im Bereich des Rotplattenbach- und Hirschbachtobels bis zu 400 m.

d) Ältere Festlandanzeichen im Bereiche unserer Randzone und daraus abgeleitete Folgerungen.

Wir haben S. 145ff. von dem reichlichen Vorkommen von Kohlenspiuren (Pflanzenhäcksel) in den Sandschiefern des Gaults der inneren Kreidezone und von der Auffindung von wohl erhaltenen Zweigstücken der Conifere *Frenelopsis Hoheneggeri* MINGH., von *Glyptostrobus* sp., dann von Holzresten von *Aralinium*, eines immergrünen tropischen Laubbaumes, und von fossilem Harz (Kopal) berichtet. Die Art der Verteilung und der Anreicherung dieser Fossileinschlüsse auf den Schicht-flächen einzelner Sandschiefer und das Auftreten der Landpflanzenreste in den bitumenreichen Tonschiefern lassen keinen Zweifel, daß es sich hier nicht etwa um zufällig durch Meeresströmung zerstreute Reste, sondern um zeitweilige Fluß-einschwemmungen von einer nahen Festlandküste oder von Inseln handeln kann und daß demnach unsere Gaultschichten in nicht großer Ent-fernung von Festland oder Inseln abgelagert worden sein können und zwar eines Landstückes, das von einer Baumvegetation besiedelt war. Berücksichtigt man, daß sich die Erscheinung entlang des Gebirgsrandes auf eine Erstreckung von 32 km vom Hirschberg bis in das Schwangauer Gebiet (vgl. oben S. 149) ver-folgen läßt, so ergibt es sich, daß es sich um keine bloß untergeordnete, ganz rein örtlich beschränkte Erscheinung handelt.

Die nächstliegende Frage ist: Wo befand sich das Festland, von dessen Anwesenheit uns unsere Pflanzenreste so bestimmte Kunde geben? In Betracht kommen wohl nur zwei Richtungen: entweder eine Herkunft von außen, von der Nordseite oder: eine Herkunft aus dem Alpenbereich selbst.

Auf den ersten Anschein scheint das Nächstliegende zu sein, an das voralpine nordseits gelegene Festland, etwa an den bekannten hypothetischen GÜMBEL'schen vindelizischen Urgebirgsrücken zu denken. Bei einer näheren Überlegung ergeben sich aber sofort Schwierigkeiten. Wir haben uns nämlich zu vergegenwärtigen, daß zu gleicher Zeit, in welcher die Kreidebildungen unserer Randzone zur Ablagerung

gelangten und unsere Pflanzenreste in dieselbe eingeschwemmt wurden, sich nordseits erst jener Meeresteil ausbreitete und sich nachweislich ostwärts bis in die Gegend des Schliersees hinzog, in dem die gleichalterigen Gebilde der helvetischen Kreidefazies des vorderen Kreidezuges zum Absatz gelangt sind, die bekanntlich nirgends Kohlenspuren einschließen. Setzt man nun nach GÜMBEL voraus, daß der genannte vindelizische Höhenrücken sich außerhalb, also nordseits der helvetischen Kreidezone westwärts hinzog und wollte man annehmen, daß unsere zahlreichen Pflanzenreste diesem Festlande entstammten, so hätten diese Fossilien erst das zwischengelegene Meeresbecken der helvetischen Kreidefazies, dessen Breitenausdehnung uns übrigens ganz unbekannt ist, passieren müssen, um zu ihrer jetzigen Lagerstelle zu gelangen.

Es ist sicherlich in keiner Weise einzusehen, wie in diesem Falle die Sedimente des näher gelegenen Zwischenbeckens so ganz frei von Kohlenspuren hätten bleiben können, während sie sich in dem entfernteren so auffallend ansammelten und anhäuften und zwar so eigenartig verteilt auf einzelne Schichten der entfernten Ablagerungen. Man kann wohl sagen, daß eine solche Vorstellung als ausgeschlossen gelten muß. Aus dem allen ergibt sich aber mit wünschenswerter Bestimmtheit, daß wir den Herkunftsort unserer Festlandpflanzen nicht außerhalb, also nordseits der helvetischen Kreidezone suchen dürfen. Wir müssen vielmehr folgern, daß derselbe nur südseits dieser Zone gelegen haben kann.

An dieser Auffassung ändert es sachlich nichts, wenn wir bei den in Betracht kommenden beiderlei Kreideablagerungen auch noch so erhebliche spätere Verlagerung durch Deckenschub voraussetzen, so lange nicht dadurch die ursprüngliche Lageorientierung verändert wird.

Die merkwürdige einseitige Verteilung der besagten Pflanzen- und Kohlenreste bietet uns noch einen weiteren Anhaltspunkt zu einer zweiten paläogeographischen Folgerung. Wollten wir nämlich annehmen, die genannten Festlandzeugen wären unseren randlichen Gaultablagerungen von verlandeten Teilen des Alpeninnern zugeschwemmt worden, so macht ihre einseitige Verteilung abermals Schwierigkeiten, sobald wir die beiderlei Faziesgebiete uns im ungehinderten offenen Zusammenhang denken. In diesem Falle bleibt es nämlich völlig unverständlich, wie sich das Fossilvorkommen nur ausschließlich auf die eine, die innere Fazieszone beschränken, ja sich sogar in dieser auffallend anreichern konnte, während die gleichzeitigen nebenan abgesetzten Ablagerungen der nahen Nachbarzone davon keinerlei Spuren aufweisen. Die Verschiedenheit der Faziesausbildung der beiden Zonen könnte man zur Not auf die Verschiedenheit der Meerestiefe oder auf eine dazwischen gelagerte submarine Bodenschwelle zurückführen. Die Annahme einer solchen submarinen Bodenschwelle oder der bloße Unterschied der Meerestiefe aber reicht nicht hin, bei sonst offenem ungehemmtem Meeresverband und zusammenhängendem Meeresspiegel die Weiterverbreitung und Verschleppung schwimmender und leicht verfrachtbarer und im Wasser treibender Holzreste, Baumzweige, Harze etc. zu verhindern und in unserem Falle es begreiflich zu machen, daß deren Vorkommen sich just nur gerade ausschließlich einseitig auf die eine, die innere Gaultfazies beschränkte und, was besonders zu beobachten ist, sich hier sogar auffallend anreicherte, während die gleichzeitigen Ablagerungen der parallel laufenden Nachbarzone davon keinerlei Spuren aufweisen.

Diese Tatsache läßt sich doch wohl nicht anders verstehen, als daß hier ein über den Wasserspiegel aufragendes Hindernis, wie etwa eine aufragende Land-

oder Inselbarre den Pflanzenresten den Zutritt von der inneren Kreidezone in das äußere helvetische Faziesgebiet verwehrt habe. Heute besteht eine solche trennende Scheidewand zwischen den beiden Gebieten in der Flyschzone. Aber auch für unsere Kreidezeit bleibt nach unseren Darlegungen kaum eine andere Annahme übrig, als daß sich die gesuchte Landbarre oder Landzwischen-schwelle als Herkunftsort unserer Landpflanzenreste annähernd in dem Bereiche unserer heutigen Flyschzone, auf alle Fälle in dem Zwischenbereich der beiden Faziesgebiete befunden haben muß.

Die Hauptbedeutung erhält unsere Landmasse aber dadurch, daß sie als Scheidewand unsere beiderlei Kreidefazieszonen in unserem ostalpinem Gebiet allen Anzeichen nach auf eine weite Strecke nach Osten hin und vielleicht auch nicht unerheblich in der Richtung nach Südwesten voneinander abtrennte und abgrenzte. Durch diese Abtrennung der beiderlei Sedimentationsbecken erklären sich die weitgehenden Unterschiede der petrographischen, der paläontologischen und der stratigraphischen Ausbildung der beiderlei Gebiete so gut wie von selbst und namentlich auch die merkwürdige Entwicklung der Cenomanstufe in der einen Zone, während sie in der andern kaum ausscheidbar ist u. s. w.¹⁾

Dieser unserer Zwischenlandmasse kam in unserer Kreidezeit allem Anschein nach die gleiche Rolle zu, wie zur Triaszeit der die beiden, germanische und alpine Triasgebiete voneinander abscheidenden hypothetischen vindelizischen Urgebirgsmasse GÜMBELS. Es steht sicherlich nichts im Wege, unsere angenommene Zwischenlandmasse oder Landbarre überhaupt mit dieser vindelizischen Urgebirgsmasse, die nach GÜMBELS Annahme teilweise bis in die tertiäre Zeit fortexistierte, in innere Verbindung zu bringen. Vorauszusetzen ist nur, daß wir der Landmasse vielleicht eine größere Breitenausdehnung, als GÜMBEL annahm, zuerkennen und ihr südwärts gegen die alpine Synklinale eine größere Ausdehnung, vielleicht erheblich über die heutige südliche Flyschgrenze hinaus, vielleicht bis in das Randgebiet hinein, das bei dem Vorschub unserer alpinen Randzone und der sich anschließenden Randstreifen unserer vorgeschobenen Triasschollen erst vom Alpinum überfahren worden ist, zugestehen. (Retterschwanger kristalline Schubmassen, Granitblock in der Schubmasse der Jochschrofen bei Hindelang.)

Im entgegengesetzten Sinne dürfen wir wohl annehmen, daß von der alten vindelizischen Landmasse in ihrem nördlichen Bereiche wie zur Jurazeit auch in der Kreidezeit immer mehr Teile entsprechend der GÜMBEL'schen Vorstellung in die Tiefe versanken und es so der helvetischen Kreidezone gestattete, von der Schweiz her immer mehr ihr Absatzgebiet gegen NO. und NNO. erobernd auszubreiten und mindestens bis in das Gebiet des Schliersees vorzudringen.

Daß bei dieser Auffassung die verschiedenen sonst schwierigen Erscheinungen sich nicht nur in den beiderlei Kreidezonen leichter verstehen lassen, sondern ebenso auch mancherlei Probleme der Flyschzone und der Molasse, wie beispielsweise deren Exotika und deren Herkunft, soll nicht unvermerkt werden, wenn uns auch sonst der Mangel an Raum es nicht gestattet, in eine nähere Erörterung dieses hypothetischen Gegenstandes einzugehen. All dies mag weiteren Forschungen und Überprüfungen des alten Problems überlassen bleiben, wobei selbstredend nicht bloß die alpinen Verhältnisse, sondern auch jene des schwäbisch-bayerischen Vorlandes genügend berücksichtigt und gewürdigt werden müssen.

¹⁾ Vgl. auch hierzu REIS in Geogn. Jahresh. 1895 S. 21.

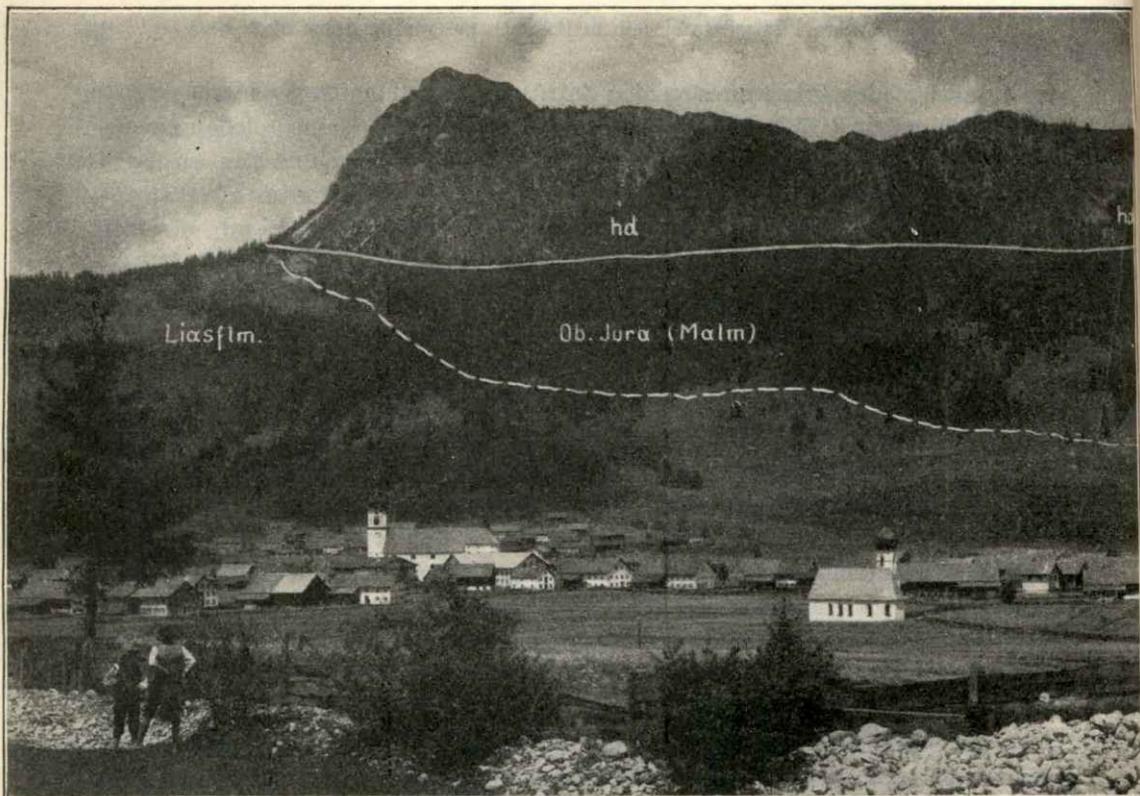


Fig. 4. Der Einstein b. Thänheim.

Originalaufnahme zum Abdruck in den Geogn. Jahresh. überlassen von J. HEIMHUBER, Hofphotograph, Sonthofen-Oberstdorf.

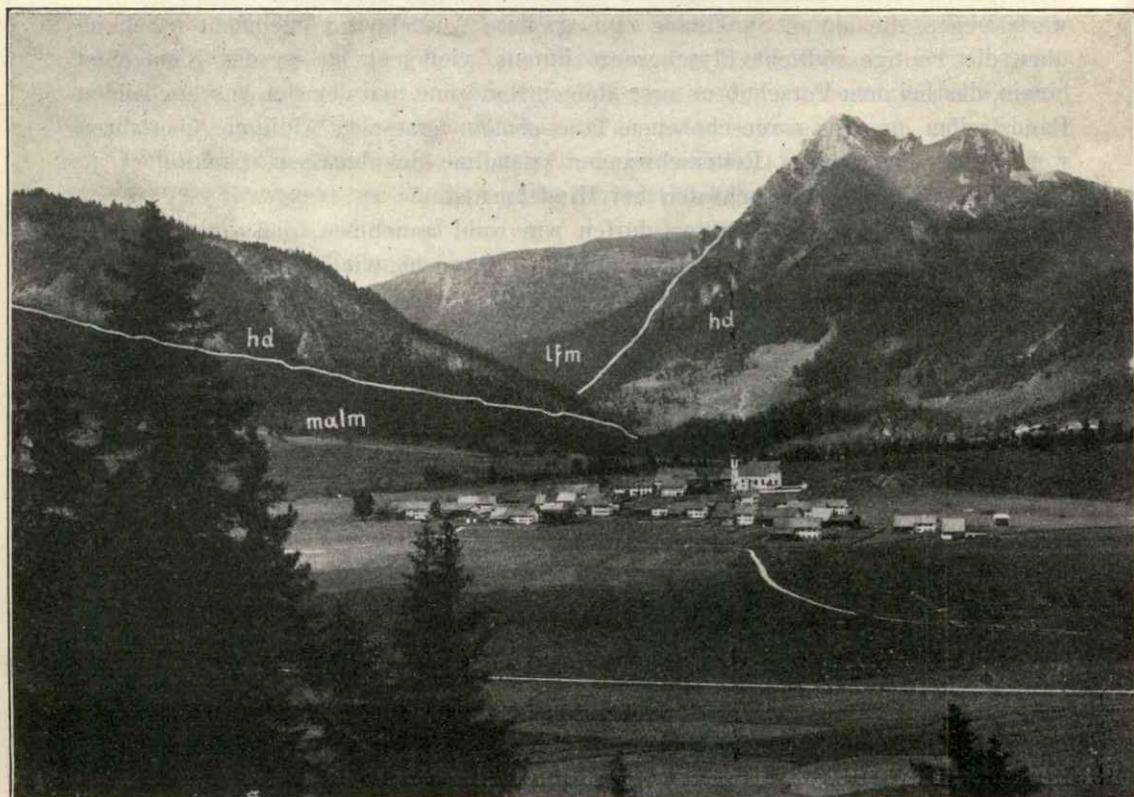


Fig. 5. Ostausläufer des Einsteins und der Aggenstein.

Originalaufnahme zum Abdruck in den Geogn. Jahresh. überlassen von J. HEIMHUBER, Hofphotograph, Sonthofen-Oberstdorf.

B. Wirkungen der Ost-West-Bewegungen; Längsverschiebungen.

Wir haben schon einleitend darauf hingewiesen, daß bei unserem Gebirgsaufbau zwar vorherrschend Tangentialbewegungen von süd-nördlicher Richtung im Werke waren, daß aber daneben uns in unserem Aufnahmegebiet auch verschiedene Erscheinungen entgegnetreten, die sich nur ungezwungen erklären lassen, wenn wir annehmen, daß zeitweilig auch Kräfteauslösungen und Bewegungen in ostwestlicher Richtung stattgefunden haben. Diese sollen uns im folgenden kurz beschäftigen.

Wenden wir zunächst unser Augenmerk den Schubmassen des **Einsteins** und des mit diesem verbundenen **Aggensteins** zu. Beim Einstein erscheinen die tektonischen Verhältnisse wohl ohne weiteres am klarsten. Auf dem das Tannheimertal nordseits abgrenzenden, aus Fleckenmergeln und Jurakalken bestehenden breiten weidreichen Längsrücken sehen wir auf dessen östlicher Teilhälfte auf eine Erstreckung von ca. 3 km in einer Höhe von 1400 m die Hauptdolomitmasse des Berges wie auf einem grünen Sockel auflagern und seine schöne Felspyramide bei Tannheim bis zu einer Höhe von 1867 m erheben. Da auch auf der Nordseite des Bergzuges gegen das Engetal die Unterlage aus den genannten Fleckenmergeln besteht, so dürfte es jedem Fachmann auf den ersten Blick klar werden, daß die ganze Einsteinscholle erst durch Überschiebung auf ihre gegenwärtige jüngere Unterlage gelangt. Berücksichtigt man, daß die Schichten der überschobenen 3 km langen Scholle in deren östlichem Teilabschnitte des sogen. Rappenschrofens an den steilen Hängen gegen die Talsohle des Hilfszollamtes und des Weilers „Enge“ deutlicher und regelmäßiger werden, gegen die genannte Talenge einfallen und hier die Talsohle queren und mit der Dolomitmasse des Aggensteinblockes in Verbindung treten, so bleibt nur als einfachste und ungezwungenste Annahme übrig, daß die Überschiebung von dieser Seite her, also in der Richtung von Ost nach West erfolgt ist. Mindestens setzt dieses Schichteneinfallen und Schichtenbiegen nach Osten bzw. nach Nordosten am Rappenschrofen eine von dieser Seite kommende Druckwirkung voraus. Wollen wir dagegen die Zufuhr der Dolomitmasse entsprechend dem starren Schema der Deckenlehre von Süden her ableiten, so geraten wir dadurch in Schwierigkeiten, daß nach dieser Richtung jeglicher direkter Anschluß für unsere Dolomitscholle fehlt, da sich jenseits der Talung die liasischen Schichtenmassen des Neunerkopfes erheben, die teilweise selbst nahezu nördliches und nordwestliches Streichen zeigen und daher auch ihrerseits auf Seitendruckeinwirkungen hinweisen, die in der Richtung von Osten gekommen sein mußten. Da diese Partie außer dem Rand unserer Karte liegt, muß auf O. AMPFERERS Blatt Lechtal der österr.-ungar. geol. Spezialkarte verwiesen werden. Es soll überhaupt nicht unerwähnt bleiben, daß in der Umgebung, besonders im Bereich der Tannheimer Berggruppe und des angrenzenden Lechtales zahlreiche Erscheinungen bestimmt darauf hindeuten, daß hier tektonische Einwirkungen und Bewegungen in der Richtung Ost-West stattgefunden haben, wenn wir auch aus Raumangel nicht näher darauf eingehen können und die Nachweise späteren Darstellungen überlassen müssen.

Man könnte einwenden, daß das, wenn auch nur stellenweise erkennbare Schichteneinfallen an der Westfront des Berges gegen Norden gegen unsere Annahme einer Ost-Westüberschiebung spreche. Ich kann darin nur eine Wirkung eines späteren Zusammenschubs von Süden her erblicken. Im mittleren Teil des

langgestreckten Felsenkörpers beobachtete ich auf der Nordseite wagrechte Schichtung, die durch ihre interessanten, nicht skizzierten Verwitterungserscheinungen die Aufmerksamkeit auf sich lenkte. Geradezu auffallend wie sonst nicht oft, und daher besonders erwähnenswert ist die große Ungleichheit der zerstörenden atmosphärischen Einwirkungen auf die exponierte Gebirgsscholle einesteils auf der Nord- und andernteils auf der Südseite, wie schon ein flüchtiger Blick auf die Karte ersehen läßt. Während auf der Sonnenseite der Rand der Scholle noch geradelinig West-Ost verläuft, ist dieser auf der Schattenseite gewaltig zerlappt und zernagt und wildes von Gebüsch durchsetztes Blockwerk, das den Nordhang größtenteils bedeckt und seine Begehung erschwert, beweist uns hier fast Schritt auf Schritt, wie ungleich wirksamer hier die Zerstörung und Abtragung im Werke ist als auf der Südseite.

Wie der Einstein ragt auch der **Aggenstein** als Bestandteil einer andern geotektonischen Einheit von Osten her in unsere Zipfalsalpe-Tannheimer-Mulde herein und hat hier, wenn auch mit erheblich geringerer Schubweite, das Gebiet der Allgäu-Fleckenmergel des Seewalds und Seekopfs und teilweise des Magnusackers überfahren. Die gegenwärtige steile Neigung gegen Süden verdankt diese Aggensteinscholle offensichtlich erst dem südnördlichen Zusammenschub der letzten Gebirgsbildungsphase.

Daß die Aggensteinscholle einer andern tektonischen Einheit zugehört und daher innerhalb unserer Mulde eine Art Fremdkörper darstellt, wie der Einstein, kommt in bezeichnender Weise auch dadurch zum Ausdruck, daß uns hier teilweise abweichende Faziesverhältnisse entgegentreten. Das Rät ist hier so schwach und rudimentär entwickelt, daß ROTHPLETZ die Scholle zu seinem rätfreien Gebiet zählte; der Lias und Dogger, der in unserer Mulde ausschließlich nur in der Ausbildung der Fleckenmergelfazies und zwar zum Teil in großer Mächtigkeit auftreten, sind am Aggenstein wie in dessen sich anschließendem Nachbargebiet in bedeutsamer Weise auch in der Kalkfazies (Hierlitzkalk, Doggerkalk u. s. w.) vertreten, wie aus der ROTHPLETZ'schen Karte der Vilser Alpen näher zu ersehen ist.

Bei der Betrachtung unserer Karte kann man leicht auf den Gedanken kommen, ob nicht auch in den einzelnen Vorkommnissen von **Wettersteinkalkschollen** und den in ihrer Gesellschaft auftretenden **Resten von Raiblerschichten in der Umgebung der Fallmühle** im Achental ebenfalls wie beim Einstein von Osten in unser Kartenbereich hereingeschobene Bestandteile vorliegen. Die Lagerungsverhältnisse der verschiedenen Vorkommnisse haben wir schon im stratigraphischen Teil (I S. 69) eingehend behandelt und gefunden, daß die einzelnen Teile im lockeren äußeren tektonischen Zusammenhang stehen und vielfach von jüngeren Schichten unterlagert werden. Die Frage ist nun die: Standen die einzelnen Schollen des Wettersteinkalkes und der Raiblerschichten am Kühschnallschrofen und Roßkopf mit dem Hauptdolomit der beiden Kienberge ursprünglich in organisch-stratigraphischem und erst durch spätere Vorgänge in Unordnung geratenem Schichtverband oder ist ihre gegenwärtige Vergesellschaftung nur eine mehr mechanisch-zufällige, durch Verschiebungen und Zuwanderung von außen entstanden? Wir werden der Sache nur näher kommen können, wenn wir die Verhältnisse über unser Kartengebiet hinaus verfolgen. Daß unser Wettersteinkalkvorkommnis an der Fallmühle mit dem Wettersteinkalkzug korrespondiert, der am Ausgang des Achentales bei Pfronten-Steinach noch in unser Kartengebiet hereinreicht, darf wohl ohne weiteres als gesichert angenommen werden. Dieser Wettersteinkalkzug erstreckt sich ostwärts weiter

über den Falkenstein und Salober in einer Längenausdehnung von 11 km gegen Füßen und darüber hinaus bis zum Alten Schrofen halbwegs Hohenschwangau in geschlossenem Zusammenhang und gibt sich schon dadurch allein als eine tektonische Einheit zu erkennen. Vom Salober ab sehen wir dem Kalkzug sich die weiteren Stufenglieder Raiblerschichten (Gips) und Hauptdolomit nordseits beigefügt, um im ungestörten stratigraphischen Verband mit steil südlichem Einfallen über das Gebiet des Alatsees und durch das Faulenbachertal vereint bis Füßen zu ziehen. ROTHPLETZ („Vilseralpen“) faßte den gesamten Höhenzug unter der Bezeichnung „Füßener Scholle“ zusammen und betrachtete sie als Überreste eines etwas überkippten Sattels; vgl. dessen geologische Karte und ebenso die geologische Karte der „Hohenschwangauer Alpen“ von E. BÖSE, diese Jahreshefte 1894.

Vergleicht man nun die tektonischen Verhältnisse dieser „Füßener Scholle“ mit jenen des Achentales, so ist bezüglich der ursprünglichen Anlage in allen wesentlichen Punkten eine Übereinstimmung gar nicht zu verkennen und ebenso, daß die beiderlei Gebiete zur gleichen tektonischen Einheit gehören. Die nachträgliche Zersplitterung und Unordnung, in die bei der Fallmühle die Bestandteile dieser Einheit miteinander geraten sind, darf uns nicht zu der Annahme verleiten, daß Wettersteinkalk und karnische Schichten hier fremd hinzugekommene Bestandteile sind und keine innere Beziehung zu den bei den Kienbergen hätten. Die uns jetzt entgegentretenden Dislokationen und Unregelmäßigkeiten sind erst auf spätere Bewegungsvorgänge zurückzuführen und zwar auf Verwerfungen und dann auf Druckeinwirkungen und Verschiebungen abwechselnd in der Richtung von verschiedenen Seiten, die freilich im einzelnen nicht scharf auseinander zu halten sind. Auf Druckeinwirkung annähernd von Osten her ist schon am Eingang in das Achantal wohl unbedenklich zurückzuführen, daß der Hauptdolomit des Kienberges, trotzdem dieser im ganzen doch annähernd ostwestlich streicht, in den oberen Teilen seines gegen Pfronten-Dorf gerichteten Steilhanges, wo sich die Schichtung teilweise gut erhalten hat, ein ausgesprochenes süd-nördliches Streichen mit 65—70° Westeinfallen zeigt, das dann allerdings gegen die Nordostkante im Anschluß an eine Längsverwerfung im Bogen allmählich in westöstliches übergeht mit steilem Einfallen nordwärts. Dieses lokal beschränkte Nordstreichen läßt sich auf der Südseite des Berges noch eine Strecke weit taleinwärts an geeigneten Stellen beobachten und weist, wie schon angedeutet, bestimmt auf Druckeinwirkung von O. bzw. doch von OSO., womit gut übereinstimmt, daß auch auf der gegenüber befindlichen Füßener Scholle im Bereich des Falkensteines verschiedene Querstörungen und Verschiebungen auf die gleiche Ursache zurückzuführen sein dürften. Der Durchbruch des Pfrontener Tales bei Pfronten-Steinach zwischen dem Falkensteinzug und dem Kienberg erscheint damit auch verständlicher, da durch die Gegenüberstauung der beiden genannten Bergzüge an der Stelle, wo sie in einem stumpfen Winkel zusammentrafen, das innere Gefüge am leichtesten in Brüche kommen und tektonische Spannungen am ehesten zur Auslösung gelangen konnten. Dadurch wurde der Querdurchbruch des heute über 1 km breiten Tales bei Pfronten Steinach-Dorf tektonisch vorbereitet und uns begreiflicher. Beachtung verdient vielleicht auch der Umstand, daß dieser Querbruch zusammenfällt mit der Querbruchlinie zwischen Unterem Breitenberg und Breitenberg und daß es wohl kaum zufällig ist, daß er in die Meridianlinie der Einstein-Aggenstein-Ostwestüberschiebung trifft.

Die bedeutende Druckeinwirkung in der Richtung von Osten her auf den Pfrontener Kienberg macht sich in dem ganzen langgestreckten viergipfeligen Berg-

zug durch weitgehende Zerklüftung, Querbrüche, Umwandlung der Dolomitmasse in Kleinbrekzie u. s. w. bemerkbar, Erscheinungen, die besonders auffallen, wenn man damit den regelmäßigen ruhig verlaufenden Schichtenbau und Längsrücken des parallel ziehenden Breitenbergs etwa von den oberen Hängen des Edelsberges aus betrachtet.

Mit dem Ostdruck dürften auch die schon im stratigraphischen Teil beschriebenen OW. streichenden großen Gleitflächen in Zusammenhang gebracht werden, wenn auch an ihnen spätere infolge südnördlich gerichteten Zusammenschubs die abgleitenden Aptychenschiefer sekundär abwärts gerichtete schwache Gleitschrammen hervorgebracht haben, wovon I. T. S. 69 Erwähnung geschehen.

Daß im vorderen Teil des Achentales Wettersteinkalk und Raiblerschichten vollständig fehlen, dürfte doch wohl auf Abtragung und Erosion zurückzuführen sein. Beim sogen. Stierfällbühel, d. h. an der Stelle, wo der Dolomit des Kienberges im Tal bis zur Ach vorspringt (unweit P. 886,1) war vor Jahren ein für den Wasserbau angelegter Steinbruch, in dem eine überaus festzementierte polygene aus lichtgrauen und dunkleren kleinen und mittelgroßen Bestandteilen bestehende gesprenkelte Brekzie abgebaut wurde, die dem Hauptdolomit aufsetzte und von zahllosen Gleitflächen durchschwärmt war. Hellere und dunklere Partien wechselten in dem festen, ausgezeichnet verkitteten Gesteine ab und machten es wahrscheinlich, daß auch Wettersteinkalk Material geliefert habe. Obwohl ich in dem hübschen Gesteine keine Orbitulinen oder sonst Fossilspuren entdecken konnte, glaubte ich es doch als cenomane Basalbrekzie deuten zu dürfen. Bei einem späteren Besuche war das ohnehin mächtige polygene Brekziengestein bis auf die ebenfalls stark brekziöse Dolomitunterlage und zwar vollständig bis auf die letzten Reste abgebaut und das Schottermaterial abgeführt, so daß eine beabsichtigte weitere Untersuchung unmöglich war. Sollte das Cenoman, das, wie die Karte zeigt, die Nordseite der Kienberge begleitet, sich auch, wie verschiedene Anzeichen vermuten lassen, unter dem Gehängeschutt auch den Fuß der Ostseite des Kienberges umsäumen und bis zu unserem Stierfällhügel gereicht haben, so wäre das Fehlen des Wettersteinkalkes und der Raiblerschichten hier in dem vordersten Achental leicht erklärlich. Vielleicht ermöglichen spätere Aufschlüsse und Beobachtungen mehr Licht in die Sache zu bringen.

II. Der Bau des Kreide- und Tertiärgebietes.

A. Die Tektonik des helvetischen Kreidezuges.

Schon ein flüchtiger Blick auf unsere Karte läßt ersehen, daß der schmale, durch den ganzen Kartenbereich ziehende Kreidezug im Verhältnis zu seiner Umgebung tektonisch ein auffallend zerstückeltes ja zerhacktes Gebiet darstellt, das auf einen sehr komplizierten inneren Aufbau hinzudeuten scheint. Besieht man sich aber das Kartenbild analysierend etwas näher, so wird man alsbald ohne weiteres erkennen, daß trotz aller scheinbaren Regellosigkeit dem ganzen Zuge doch nur ein ursprünglich einfacher und einheitlicher Bauplan, nämlich ein einfacher Faltenbau zugrunde liegt. Die Untersuchung ergab denn auch, daß die tektonische Vielgestaltigkeit der einzelnen Teilstrecken und die anscheinende Kompliziertheit der Einzelheiten des ganzen Aufbaues nur darauf zurückzuführen ist, daß dieser Faltenbau innerhalb zeitlich getrennter Bewegungsphasen von verschiedener Richtung her Druckeinwirkungen erfahren hat.

Verschiedene Erscheinungen in dem Bau dieses Höhenzuges weisen nämlich ganz bestimmt darauf, daß auf eine erste einfache Längsfaltung hin in einer späteren Entwicklungsphase von Osten her mächtige seitliche Druckeinwirkungen stattgefunden haben müssen, die in dem ersten Faltenwurf verschiedene Quer- und Diagonalstörungen und Verstellungen verursacht, örtliche Ablenkungen der Streichrichtung, Schrägstellung der Faltenachsen bewirkt und sogar zu Anläufen von Querfaltung geführt haben.

Die heutige tektonische Ausgestaltung erhielt der Kreidezug selbstverständlich erst bei den letzten miozänen Gebirgsbildungsvorgängen. Dabei waren zwei Momente maßgebend. Einerseits erfolgte eine gewaltige Schubbewegung von Süden her, die bewirkte, daß die bisherigen Längsfalten unter Abschürfung von ihrer Unterlage eng zusammengeschoben und unter Bewältigung der Zwischenmulden (Sewenmergel) gegeneinander gepreßt und teilweise aufeinander geschoben wurden, wie wir dies beispielsweise oben I S. 174 im Steinebachgebiet gesehen haben. Als zweites Moment kommt in Betracht, daß in den Lagerungsverhältnissen dadurch eine Änderung eingetreten, als unsere Kreidezone durch die Hebung und Auf-faltung der nordseits vorgelagerten voralpinen Molasse ihre heutige Abgrenzung und Einrahmung erhielt. Ob diese Molasseauffaltung nur eine Wirkung der alpinen Gebirgsbildung war, oder ob sie, wie ARN. HEIM annimmt, eine selbständige von der Alpenhebung unabhängige orogenetische Bildung darstellt, muß hier bis zur genaueren Durchforschung des Molassegebietes dahingestellt bleiben. Für uns genügt, daß diese Molasseauffaltung am Alpensaum den vordrängenden alpinen Massen und damit auch unserer Kreide als ein hemmendes Widerlager erstand, an dem sie sich stauen mußte und emporgehoben wurde. So kommt es, daß Kreide und Molasse in unserem alpinen Nordsaume im Gebiete der Alpspitze, wie wir schon S. 32 gefunden haben, erst in einer Höhe von ca. 1200 m Höhe miteinander in Berührung gelangen. Wenn auch der Kontakt nirgends unmittelbar aufgeschlossen ist, so sprechen doch verschiedene Erscheinungen dafür, daß die Kreide streckenweise randlich auf die Molasse übergeschoben wurde. Andererseits sehen wir westwärts der Alp- und Bayerstättespitze, namentlich im Bereich der „Hinteren Alpe“, den Schichtenkomplex der Kreide von dem Gegendruck des Molassesaaumes mehr oder weniger gegen Süden überkippt und also eine Rückstauung, wenn wir nicht lieber gleich eine von der Molasse ausgegangene unmittelbare selbständige südwärts gerichtete Bewegung annehmen wollen. Für die letztere Annahme scheint vor allem auch das Verhalten der Schrattenkalkscholle des sogen. Kalkofenkopfes bei der Wertachenge zu sprechen. Dieser auf der Karte nicht benannte bewaldete Kalkofenkopf erhebt sich, wenn man von Wertach herkommend in die Wertachenge eintritt, ostseits des Weges in geringem Abstände und bildet eine umfangreiche, ziemlich steil südwärts ansteigende und bis zu 1020 m aufragende, offensichtlich aus dem Schichtenverband geratene Felsmasse, die auf dem Höhenrücken in einer senkrechten Wand gegen Süden abfällt. Diese mächtige Scholle ruht, wie die Rückverwitterung auf der Südseite klar erkennen läßt, auf einer etwa 20—25° nordwärts geneigten Schub- oder Gleitfläche mit nordsüdlich orientierten Gleit-schrammen. Die Unterlage besteht, soweit die Rückverwitterung ersehen läßt, aus steilgestellten Gault- und Seewenschichten. Ob die Requiendien führende Schrattenkalkscholle beim letzten Schichtenzusammenschub von Norden her auf die Kreideunterlage aufgeschoben worden, wie es allen Anschein hat, oder umgekehrt von südlicher Richtung her auf die Kreideunterlage aufgeschoben und dann auf dieser

auf der genannten Gleitfläche schräg abwärts geglitten sei, kann dahingestellt bleiben, wahrscheinlicher ist die erstere Annahme.

Was die oben erwähnten Druck- und Bewegungsvorgänge in der Richtung von Osten anbelangt, so liegen die Verhältnisse am klarsten aus Erscheinungen im Bereich des Reuterwannekopfes, wo sich, wie schon aus der Karte ersichtlich ist, eine Querfalte zu bilden begann. Der 1542 m hohe Berg bildet eine Kuppe, deren Schichten nach drei Seiten abfallen, während auf der vierten, der Ostseite, sich ein Steilabsturz findet, da hier die durch den ostwestlichen Querdruck stark in Anspruch genommenen Gault- und Aptschichten den inneren Zusammenhang verloren und infolge davon in Trümmern abglitten und jetzt als mächtiges, von Gesträuch und Bäumen bewachsenes wildes Block- und Trümmerfeld den Ostfuß des Berges umsäumen. Auf der westlichen Gegenseite zeigen die Gaultsandsteinschichten infolge der Querfaltung, wie eine durch Ablösung der Vegetationsdecke bloßgelegte größere Schichtfläche, der Kletzenschicht, vor Jahren feststellen ließ, süd-nördliches Schichtenstreichen und mittleres Schichteneinfallen nach Westen (Tafelfig. 3). Nicht ohne Interesse ist es zu sehen, wie der zwischen P. 1491,2 und P. 1541,8 gespannte flache Gewölbebogen durch die Querfaltung, d. h. durch die Querstellung der westlichen Gehängeschichten (Gaultsandstein) derartig versteift wurde, daß es dem Zusammenschub seitens der dritten miozänen Bewegung standhielt und erhalten blieb. Nur die unteren äußeren Teile der Gewölbeschenkel vermochte der Schub in Steilstellung zu bringen. Von Interesse wäre es, ob an den Ecken der Übergang der Schichten in die Querlage durch Bruch oder durch Biegung erfolgte. Eine geschlossene Vegetationsdecke gestattet jedoch keinen Einblick.

Im Einklang mit den mitgeteilten Beobachtungen auf der Westseite des Berges steht es, daß die im unteren und mittleren Teil dieser Bergseite, in der sogen. Bräme anstehenden Seewenmergel durch die Druckwirkung von Osten her eine süd-nördlich orientierte Druckschieferung aufweisen.

Nicht minder bestimmt wie die Verhältnisse am Reuterwannekopf dürfen auch die Quereinbrüche und Querverlagerungen im nördlich sich anschließenden Muldenflügel der Blesse und des Reuterwannekreuzes in der sogen. „Schwarzen Riese“ Zeugnis ablegen von der angenommenen mächtigen Schubeinwirkung von Osten her.

Tief eingreifend und in der älteren Längsfaltung erhebliche Störungen und Verlagerungen verursachend, muß dieser ostseitige Tangentialdruck auch weiterhin westwärts im Bereich des Wertachdurchbruchs gewesen sein, wo die Längsfalten ganz besonders in Unordnung gerieten und zum Teil in Scherben gegangen sein müssen. So konnte denn der Zusammenschub der letzten Gebirgsbildungsbewegungen teilweise nur mehr zu einer wirren und regellosen Anhäufung von losen Schollen-trümmern und Scherben führen, wie man sich beispielsweise überzeugen kann, wenn man bei der Durchwanderung des Wertachdurchbruches den neben dem Sträßchen und dem Flusse vorhandenen Aufschlüssen seine Aufmerksamkeit zuwendet. Wo die Verhältnisse in solcher Weise zerrüttet sind, lohnt es sich kaum mehr, sich mit Rekonstruktionsversuchen abzugeben.

Im Gebiet der Alpspitze dürften auf die Einwirkung unseres ostseitigen Tangentialdrucks zurückzuführen sein: die den Höhenzug quer durchsetzende schmale Grabeneinsenkung zwischen der Alpspitze und der in der Streichrichtung nahe gegenüberliegenden, auf der Karte nicht benannten Bayersteterspitze, ferner die Schichtenabbeugungen auf dem Sattel gegen den Edelsberg am sogen. „Hof-

bübel“, die Querstellung einer Schichtenpartie von Flyschsandsteinbänken am Edelsberg nahe des erwähnten Quersattels und vielleicht auch die starke Verknüpfung und Verquetschung der schon II S. 8 erwähnten Kreide-Gesteinseinschlüsse im Flysch im südlichen Bereich des genannten Quersattels.

Vom Bereich der Freiberg-Eisenberg-Gruppe möchten wir als für den Ostschub zeugend erwähnen verschiedene Ablenkungen der Streichrichtung, Stauungen und Störungen im Gebiet der beiden genannten Schloßbrüinen und auch das Süd-nordstreichen der Aptschichten östlich am Schweinegger Weiher.

Ich glaube, daß mit unserem Ostschub noch eine andere Erscheinung in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden kann, nämlich das in unserem Höhenzug verschiedenfach zu beobachtende Auf- und Absteigen der Längsachse der einzelnen Faltenstrecken. Wie eine Betrachtung unserer Karte ersehen läßt, besteht unser Kreidezug in seiner ganzen Länge an keiner Stelle aus mehr als zwei verschweißten Falten, wovon nicht selten die eine mehr oder weniger verstümmelt ist. Wir sehen aber auch, daß das Streichen der einzelnen Falten verschiedenfach nicht vollständig übereinstimmt mit dem Streichen des Höhenzuges und ferner, das sobald eine der Faltenstrecke vom Höhenrücken nach außen erheblicher abweicht, sie von der Molasse abgeschnitten wird und verschwindet, während sie im Kreidezug durch eine neue andere ersetzt wird. Eine weitere Eigentümlichkeit ist, daß die meist aus stark gepreßten und gequälten Seewenmergeln bestehende Zwischenmulde eine schräge Achsenstellung aufweist und also deren Muldenkern auf dem Grate des Höhenzuges in die Luft ausstreicht. Wir beobachten dies bei der Faltenmulde zwischen dem Steinebach und dem Kreuzeck, der Mulde, die von den oberen Schloßbächen zur Höhe des genannten Kreuzecks aufsteigt, dann ähnliche, wenn auch nicht so deutlich erschlossene Erscheinungen westwärts vom Reuterwannekreuz bei P. 1219, am Gerenbach u. s. w. All diese Erscheinungen, die sich bis zum Grünten zu beobachten lassen und hier besonders augenfällig in der Schrägstellung der Wustbachmulde zum Ausdruck kommen (vgl. auch ARN. HELM, Festschrift), dürfte ihre ungezwungenste Erklärung in ihrer Zurückführung auf unseren Ostschub finden lassen, der anscheinend auch zu einer Art weitgespannter Querundulation der Längsfalten geführt hat.

Es erübrigt noch, zu der schon von GÜMBEL aufgeworfenen und seitdem verschiedenfach wiederholten Frage Stellung zu nehmen, ob wir nicht im Grünten und unserem Kreidezug die von Süden her über 10 km vorgeschobenen Ausläufer des Vorarlberger und Oberallgäuer Kreidebezirks zu erblicken haben. So plausibel diese Vorstellung auch auf den ersten Eindruck erscheinen mag, so vermag sie doch bei näherer Betrachtung nicht standzuhalten, wie dies auch schon GÜMBEL betont hat. Nach dem, was wir im stratigraphischen Teil über die Beziehungen zwischen unserer helvetischen Kreide und der Flyschzone gesagt haben, wonach die Kreide nordwärts von dem zu Tage liegenden geschlossenen Oberallgäuer Kreidegebiet an zahlreichen Punkten unter dem Flyschmantel noch hervorblickt und also sich unter der Flyschhülle als dessen Liegendes nordwärts fortsetzt, können wir schon aus diesem einen Grunde die erwähnte Annahme als höchst unwahrscheinlich betrachten. Wenn es auch keinem Zweifel unterliegen dürfte, daß durch den engen Falten-Zusammenschub die Kreideschichten tektonisch größtenteils von ihrer Unterlage abgeschürft und vielfach verschoben wurden, so läßt sich doch der gegenwärtige teilweise auch wohlgeordnete Faltenbau und dessen Anordnung bei der Annahme eines viele Kilometer weiten Transportes der ganzen Zone kaum begreifen. Es

liegen meines Erachtens gar kein Anlaß, geschweige denn triftige zwingende Gründe vor, unsere Kreidezone als ortsfremd und von weiter her verfrachtet zu betrachten.

B. Zur Tektonik des Molasserandes.

Wir haben schon im stratigraphischen Teil in Rücksicht auch darauf, für die Tektonik der Molassezone eine feste Grundlage zu gewinnen, den Lagerungsverhältnissen der an den Alpenrand angrenzenden Molasse möglichst eingehend behandelt, so daß wir uns hier kurz fassen können. Durch verlässige paläontologische Funde in den Profilen der Schloßbäche und des Reichenbaches bei Nesselwang konnte festgestellt werden, daß die voralpine Molassezone entgegen der bisherigen Annahme in unserem Kartenbereiche mit ihrer jüngeren Altersstufe, dem Miocän, an den kretazischen Alpenrand angrenze, daß also die hier steil gegen das Gebirge einfallenden Molasseschichten dem Südflügel eines Gewölbes angehören und also normale Schichtenfolge vorliege.

So wichtig nun diese Feststellung auch für die erste Orientierung ist, so ergeben sich doch alsbald Schwierigkeiten, wenn man hofft in unserem Allgäuer Molassegebiet mit dem überkommenen, vorzugsweise auf GÜMBEL zurückgehenden, für unser Allgäuer Molassegebiet gänzlich unzulängliche, zum größten Teil von den Verhältnissen des Jurarandes und Oberbayerns, also von entfernten Gebieten abgeleiteten und übertragenen stratigraphischen Gliederungsschema zurecht zu kommen. Wie die Sache heute liegt, kann hier die Tektonik sich nicht auf eine bestehende wohlbegründete und gesicherte Stratigraphie stützen, sondern es erwächst ihr vielmehr die Aufgabe, selbst an einer gründlichen Revision der bisherigen stratigraphischen Grundlagen unter Umständen an einem Neuaufbau der Stratigraphie mitzuhelfen. Mißlich und zu häufigen inneren Widersprüchen führend, erweist sich auch der leidige Umstand, daß in dem GÜMBEL'schen Gliederungsschema Faziesbezeichnungen wie „Süßwasser-“, „Brackwasser-“, „Meeresmolasse“ zur Bezeichnung von stratigraphischen Altersstufen verwendet wurden, als ob in dem ausgedehnten Molassegebiet nicht gleichzeitig an verschiedenen Stellen sich hätten Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen bilden können.

Schwierigkeit bot in unserem Kartengebiet infolge bisher fehlender leitender Fossilfunde die Auseinanderhaltung von Oligozän- und Miozänablagerungen. In den erwähnten Profilen bei Nesselwang ist zwar aus den Lagerungsverhältnissen zu entnehmen, daß die tieferen Lagen am Fuße des Bergabhanges und die Schichten unter der Talsohle dem Oligozän angehören, ein bestimmter Beweis auf paläontologischer oder petrographischer Unterlage konnte nicht erbracht werden, da mir in dem näheren Gebiet überhaupt noch keine Funde von oligozänen Leitfossilien gelungen sind. So war auch Zurückhaltung nötig, die im Liegenden des Miozäns auftretende Schichtenreihe grauer Sandsteine und die tieferen roten Nagelfluhkomplexe einer bestimmten Stelle im Altersprofil zuzuweisen.

Daß die unter den Alluvionen des Nesselwanger und Wertacher Tales verhüllten Schichten dem Oligozän angehören und den Kern der Antiklinale darstellen, möchte ich, abgesehen von ihrer Stellung im Profil, auch daraus schließen, daß auf der Nordseite des breiten Tales etwa 400 m nördlich von der Maria Rainerbrücke in dem nun nordwärts gerichteten eingeengten Quertal der Wertach wieder rote Nagelfluh und Sandsteinkomplexe anstehen, die in ihrem Gesteinscharakter wie in ihrem Streichen und Fallen mit jenen in den Schloßbachrinnsalen unterhalb der

Nesselburg übereinstimmen und die wir daher als zum nördlichen Gegenflügel der angenommenen Antiklinale gehörend betrachten möchten, um so mehr als sie nordwärts flußabwärts in Mergelbildungen und Sandsteine übergehen, in denen ich Kohlenspure und eine miozäne Pygmäenfauna, ähnlich der in dem Südflügel vorfand und die dem Miozän angehören. Hier wurde auch in der Mitte des vorigen Jahrhunderts auf der Westseite des Flusses von einem Einheimischen ein schwaches Kohlenflöz eine Zeitlang abgebaut (vgl. II S. 39/40), das gegenwärtig auf der Ostseite seitens einer Nesselwanger Brauerei (Bären) wieder in Betrieb genommen worden ist. In dem Haldenschutt der ausgebrachten Ton- und Mergelschiefer beobachtete ich das Vorkommen vereinzelter schlecht erhaltener Helixarten, die noch nicht bestimmt werden konnten.

Wie sich die tektonischen Verhältnisse der Molasse von hier nordwärts gestalten, konnte ich bisher hauptsächlich wegen Krankheit nur mehr ganz lückenhaft ermitteln. Die notwendige Neuaufnahme des gesamten sich anschließenden Molasselandes wird erst Klarheit bringen können.

Inhalts-Übersicht.

III. Teil.

Mit 1 Tafel und 3 Textbildern.¹⁾

	Seite
VI. Der innere Gebirgsbau (Tektonik)	1—33
I. Der Bau des Triasgebietes (Trias, Jura und ostalpine Kreide)	2—28
A. Wirkungen der Süd-Nord-Bewegungen, Längsfaltung und Längsschuppung	2—24
1. Die Synklinale der Zipfalsalpe und des Tannheimer Tales	3—6
2. Die mittlere oder Jochschrofen-Schwarzwand-Längsscholle	6—9
3. Zone der triadischen Randschollen	9—24
a) Bestandteile der Randzone	9—13
b) Die Beziehungen zwischen den überschobenen Randschollen und den Cenomanablagerungen	13—16
c) Überfaltungserscheinungen in unserer Randzone am Hirschberg	16—21
d) Ältere Festlandanzeigen im Bereiche unserer Randzone und daraus abgeleitete Folgerungen	21—24
B. Wirkungen der Ost-West-Bewegungen; Längsverschiebungen	25—28
II. Der Bau des Kreide- und Tertiärgebietes	28—33
A. Die Tektonik des helvetischen Kreidezuges	28—32
B. Zur Tektonik des Molasserandes	32—33

¹⁾ Die Textbilder sind nach der ganzen Abhandlung mit Fig. 3—5 abgezählt.

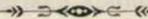
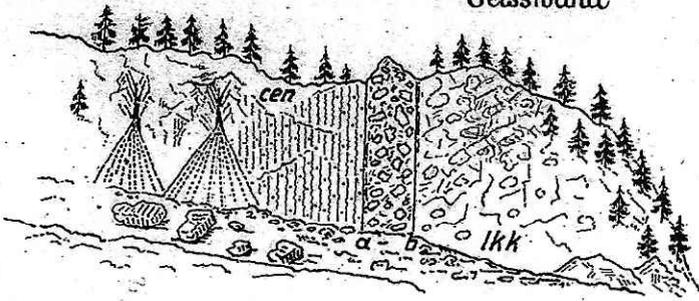


Fig. 6.

Geisswand



Anriss am Zillenbach bei Hindelang.

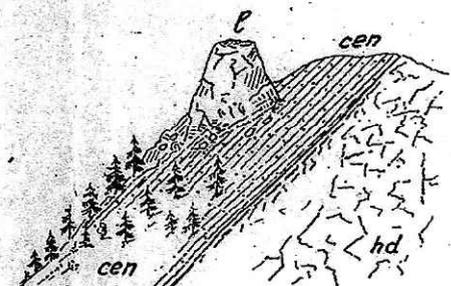
lkk = Liasknollenkalk. a-b 1m mächtige Lage von Grundkonglomerat. (Grundbreccie) vorwiegend aus Liasknollenkalk bestehend.

Fig. 8.



Hangender Schrofen. Klippe von Tithonkalk im Cenoman, Vilstal

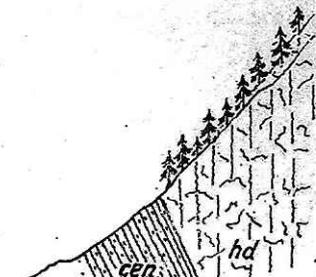
Fig. 7.



Ausgewitterte Doggerkalk = Klippe im Cenoman, Kuppenrand, Westseite des Hirschberges (Höfle).

L = Liasdoggerkalk, cen = Cenoman, hd = Hauptdolomit.

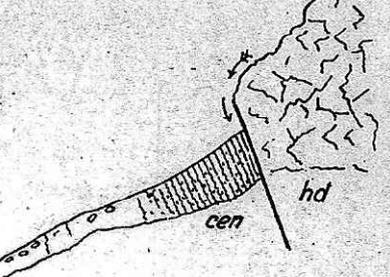
Fig. 4.



Cenomanmergel unter dem Hauptdolomit des Feuerschrofens.

(Wester-Kienberg)

Fig. 5.

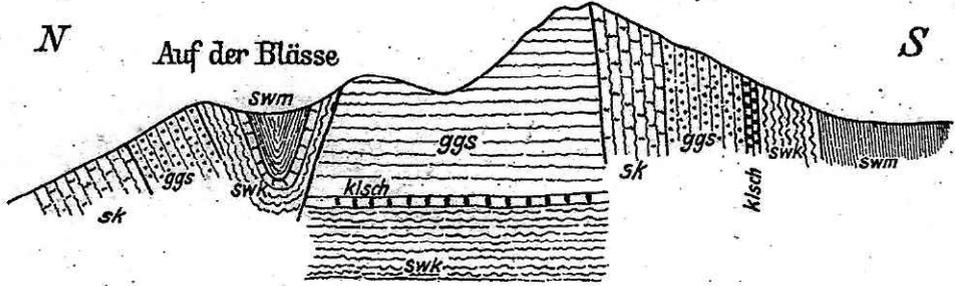


Cenoman von der Dolomitbreccie des Kienberges bei Pfronten überschoben.

(Aschach bei Pfronten-Dorf)

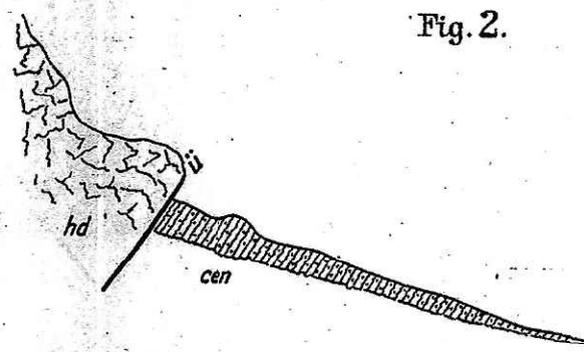
Fig. 3.

Reuter-Wanne-Kopf



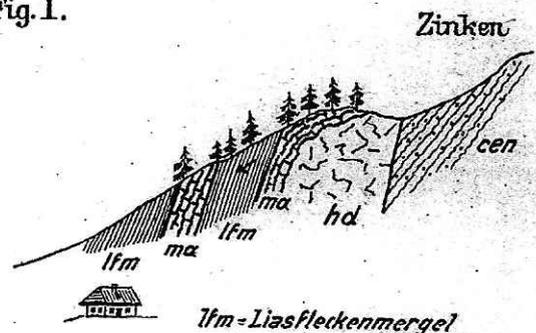
ggs = Gaultgrünsandstein, swk = Seewenkalk (sk = Schrattenkalk), swm = Seewenmergel, klsch = Klötzenschicht

Fig. 2.

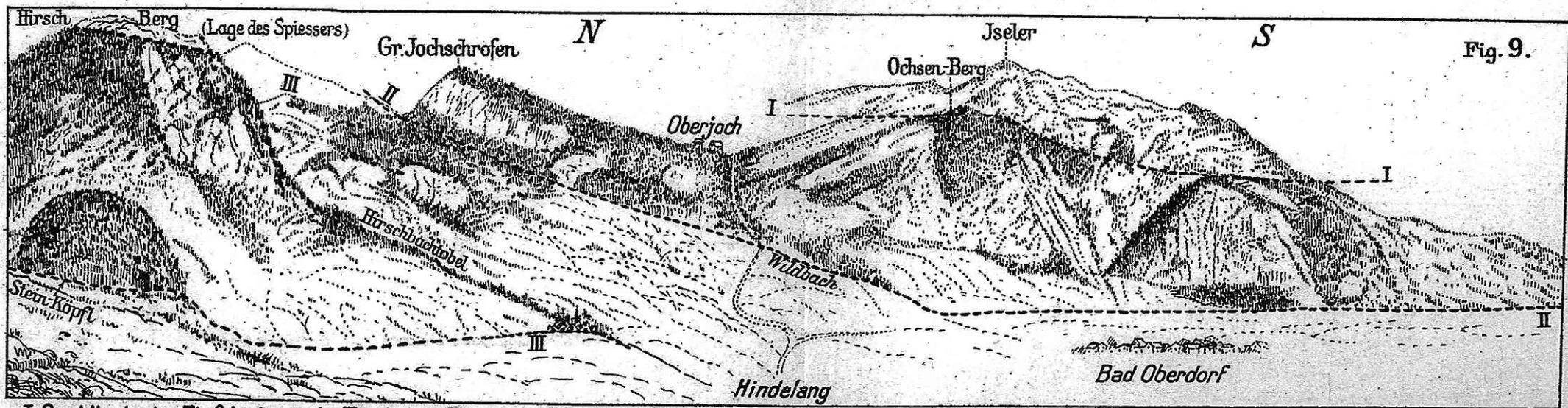


Überschiebung des Hauptdolomits über das Cenoman am Kleebach.

Fig. 1.



Rehbacheinriss bei Rehbach. lfm = Liasfleckenmergel, ma = Malm, hd = Hauptdolomit.



I Synklinale der Zippelsalpe u. des Tannheimer Tales. II Die Oberjoch-Schwarzwand Muldenscholle. III Zone der Rand- oder Klippen-Schollen.

Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes.

Nach amtlichem Material zusammengestellt von

Dr. Jos. Knauer,

Regierungsgeologen in München.

(Mit 3 Abbildungen und 1 Übersichtsplan.)

Das Walchenseewerk soll gegen Ende des Jahres 1923 seiner Vollendung entgegengehen. Wenn Verfasser es schon vorher unternimmt, über die bei Planung und Bau des Werkes gemachten geologischen Erfahrungen zu berichten, so leitete ihn dabei der Gedanke, daß die bisher vorliegenden Ergebnisse so wertvoll sind, daß sie einen weiteren Kreis von Fachgenossen und Freunden der Geologie bekannt gemacht zu werden verdienen.

Die Oberste Baubehörde des bayerischen Staatsministeriums des Innern und die Leitung der Walchensee-Aktiengesellschaft haben dem Verfasser zu diesem Zwecke ungehinderte Einsicht in sämtliche Akten und Pläne gewährt und einige Klischees zu den Abbildungen zur Verfügung gestellt; außerdem wurde die Veröffentlichung dieser Abhandlung durch die Walchensee-Aktiengesellschaft finanziell ermöglicht, wofür hiermit geziemender Dank ausgesprochen sei. Ganz besonderen Dank aber schuldet Verfasser Herrn Ministerialrat FREYTAG, dem Vorstand der Abteilung für Wasserkraftausnutzung und Elektrizitätsversorgung im Ministerium des Innern, für zahlreiche Hinweise und Anregungen, nicht minder Herrn Oberbergsdirektor Dr. O. M. REIS für den befruchtenden Gedankenaustausch und das dauernd rege Interesse an vorliegender Veröffentlichung.

Die Zusammenarbeit von Ingenieuren und Geologen bei der Errichtung von Werken der Tiefbaukunst zeitigt nicht nur unmittelbaren Nutzen für die betreffende Bauanlage, sondern ist für die Geologie von ganz besonderem Wert; denn einerseits können viele wertvolle Erfahrungen in praktischer Geologie gesammelt und für andere ähnliche Werke nutzbar gemacht werden, andererseits bilden die bei den Bauten geschaffenen Aufschlüsse reichen Stoff für die praktisch-geologische Durchforschung des Landes und für die wissenschaftliche Deutung des geologischen Aufbaues weiter Gebietsteile, besonders der Gebirgsgegenden.

So bot sich auch bei der Planung und beim Bau des Walchenseewerkes dem Geologen ein ergiebiges Feld der Tätigkeit. Vor allem wurde als Grundlage zur Planung die geologische Beschaffenheit des ganzen für die Errichtung des Werkes in Betracht kommenden Gebietes untersucht. Ferner waren geologische Gutachten nötig über die Wahl der Wehrstelle, Linienführung des Kanals, über die Einwirkung

des teilweisen Wasserentzuges der Isar und Jachen und der Absenkung des Walchenseespiegels auf Grundwasserstand, Brunnen, Ufergrundstücke und Siedlungen, über Versiegen von Quellen und über Quellschutz, hauptsächlich aber über die Stollenführungen und Gefahrenzonen im Stollenbau, über Festigkeit und Wasserdurchlässigkeit der Gesteine und über Eignung des Gesteins zu Tief- und Hochbauten

Ein großer Teil der behandelten Fragen ist bereits vollständig geklärt, so daß eine Besprechung schon jetzt von Nutzen ist. Einzelne Probleme dagegen, und zwar manche von besonderer Wichtigkeit, können naturgemäß erst in kürzerer oder längerer Zeit nach Fertigstellung des Werkes klargestellt und beurteilt werden. Die im folgenden gegebene Darstellung kann deshalb keinen Anspruch auf Vollständigkeit machen, es sind nur Fragen von besonderem Interesse behandelt.

Das Walchensee-Kraftwerk.

Der Grundgedanke. In der Randzone der bayerischen Kalkalpen befinden sich zwei ansehnliche Seen, der Kochel- und Walchensee, welche nur rund zwei Kilometer voneinander entfernt liegen, deren Seespiegel jedoch einen Höhenunterschied von 202 m aufweisen. Zwischen beiden Seen liegt als trennende Barre der niedrige Paßübergang des Kesselberges. Durch diesen Felsriegel wird eine oberirdische Entwässerung des Walchensees nach dem Kochelsee verhindert.

Das erhebliche Gefälle zwischen beiden Seen lockte förmlich zur Ausnützung für Wasserkraftzwecke. Da die natürliche Abflußmenge des Walchensees für eine nutzbringende Verwertung nicht ausreichte, war es naheliegend, die südlich des Walchensees vorbeifließende Isar (siehe Übersichtslageplan!) teilweise in den Walchensee überzuleiten und mit dem bisher nach Osten entwässernden Abfluß des Walchensees (Jachen) in einem Druckstollen durch den Kesselberg hindurch dem Kraftwerk am Südufer des Kochelsees zuzuführen. Dabei dient der Walchensee als Ausgleichs- und Vorratsbecken, was eine wechselnde Absenkung seines Spiegels zur Folge haben wird. Das vom Walchensee zum Kochelsee übergeleitete Isar- und Jachenwasser gelangt durch die Loisach, welche den Kochelsee durchströmt, wieder in die Isar zurück.

I. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes.

A. Die Formationsglieder und ihre Gesteine.

Außer den geologisch jüngsten Bildungen der Eiszeit (Diluvium) und der Nacheiszeit (Alluvium) nehmen am Aufbau der für die Werksanlagen wichtigen Gebietsteile nur Schichten des geologischen Mittelalters (Mesozoikum) und zwar nur Schichten der Triasformation teil. Im folgenden sollen nur die für den Aufbau der Gegend wichtigen oder für den Bau des Kraftwerkes belangreichen Formationsglieder bzw. Gesteine eingehender geschildert werden.

a) Anisische Stufe.

Als ältestes dieser Stufe oder dem sogen. „alpinen Muschelkalk“ angehörendes Gestein muß ein dunkelgraues oder graubräunliches Gestein angesehen werden, das in geringer Ausdehnung an einigen Punkten des Kocheler Gebietes ansteht, so z. B. am Brandenstein östlich von Kochel und an der Straße von Kochel nach dem Kesselberg, am Zwieselschrofen und im Steingraben östlich von Kochel (in der geologischen Karte des Kesselberges, *Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. in München*, Bd. 5, 1910, Taf. 20, als Raibler eingetragen). Konnte man früher mangels Versteinerungen

und ungenügender Aufschlüsse im Zweifel sein über das Alter des Gesteins, so rechtfertigen spätere Funde von darüber liegenden Partnachmergeln und bessere Aufschlüsse durch einen neu angelegten Steinbruch an der Straße zwischen „Grauer Bär“ und Kesselberggasthaus die Zuteilung dieser Kalke zur anisischen Stufe. Das Gestein ist in besagtem Steinbruch nunmehr gut sichtbar aufgeschlossen, hat jedoch nur geringe Verwendung als Werkstein gefunden.

b) Ladinische Stufe.

Wesentlich ausgedehnter ist die ladinische Stufe vertreten, wobei besonders der Wettersteinkalk am Aufbau des Gebietes Bedeutung gewinnt, während die den Wettersteinkalk unterlagernden Partnachmergel nur in kleinen Partien aufgeschlossen gefunden wurden.

Der Wettersteinkalk ist ein meist heller, weißer bis gelblicher Kalkstein von vorwiegend massiger oder dickbankiger Ausbildung. Das Gestein ist dicht und fest, leistet daher der Verwitterung gegenüber erheblichen Widerstand, so daß es in Form geschlossener Kuppen oder auffallender Steilwandbildungen in der Landschaft deutlich hervortritt. Trotz seiner Festigkeit ist aber das Gestein größtenteils nicht „zähe“ genug, um als Baustein zu dienen. Der chemischen Zusammensetzung nach (siehe Analyse von A. SCHWAGER, Geogn. Jahresh. 7. Bd. 1894, S. 76) ist es ein ziemlich reiner Kalkstein mit hohem Prozentgehalt an kohlsauerem Kalk (Kalziumkarbonat); stellenweise reichert sich eine Beimengung von kohlsauerer Magnesia (Magnesiumkarbonat) an, so daß es als Dolomit bezeichnet werden kann.

Über die Entstehung des Wettersteinkalkes läßt sich sagen, daß er in einem tropischen, freien, jedoch seichten und dem Küsteneinfluß entzogenen Meere abgelagert und aus den kalkigen Überresten von Lebewesen gebildet wurde. Welche Gruppe von Lebewesen den Hauptanteil daran hatte, ob es Korallen oder Kalkalgen waren, oder ob kalkbildende Bakterien die Hauptmasse des Kalkstoffes lieferten, ist heute nicht mehr festzustellen. Die chemisch-physikalischen Vorgänge bei der Verfestigung (Diagenese) haben fast alle Einzelheiten der Hartbestandteile der Lebewesen verwischt, so daß man nur selten Versteinerungen von Korallen oder Gyroporellen (Kalkalgen) findet, die aber nicht den Schluß zulassen, daß sie die meistbeteiligten Lebewesen am Aufbau der Schichten waren. Wahrscheinlich war eine ganze Gruppe von Lebewesen, nicht nur einzelne Arten, daran beteiligt. Jedenfalls steht aber fest, daß der Wettersteinkalk sich in einem seichteren tropischen Meere gebildet haben muß; denn die ihn aufbauenden Organismen gedeihen auch heute noch (natürlich in anderen Arten) in warmen Meeresgebieten nur bis zu einer Tiefe von etwa 200 m.

Die Verbreitung des Wettersteinkalkes ist auf die Nordseite des Kesselberges beschränkt (s. Abb. 1), wo er infolge gebirgsbildender (tektonischer) Vorgänge seine eigenartige Anordnung in einzelnen verstreuten Felskuppen fand. Aus ihm baut sich das südwestliche Steilufer des Kochelsees, der sogen. „Stein“ auf, ferner die Felsenbuckel bei Altjoch, weiterhin die Felsenpartieen im unteren Teil der Kesselbergstrasse nächst dem Gasthaus zum Kesselberg. Gegen Westen findet der Wettersteinkalk in der Nähe des Pionierweges zum Herzogstand bald ein Ende, während er gegen Osten nach einigen Unterbrechungen in der mächtig aufragenden Benediktenwand bedeutenderen Anteil am Aufbau des Gebirges gewinnt. Die oben genannten Partnachmergel finden sich am Stein beim Schlehdorfer Felsenkeller und am Brandenstein bei Kochel.

Geologische Karte des Kesselberges.

Nach den Aufnahmen von Dr. J. Knauer und Dr. O. M. Reis.

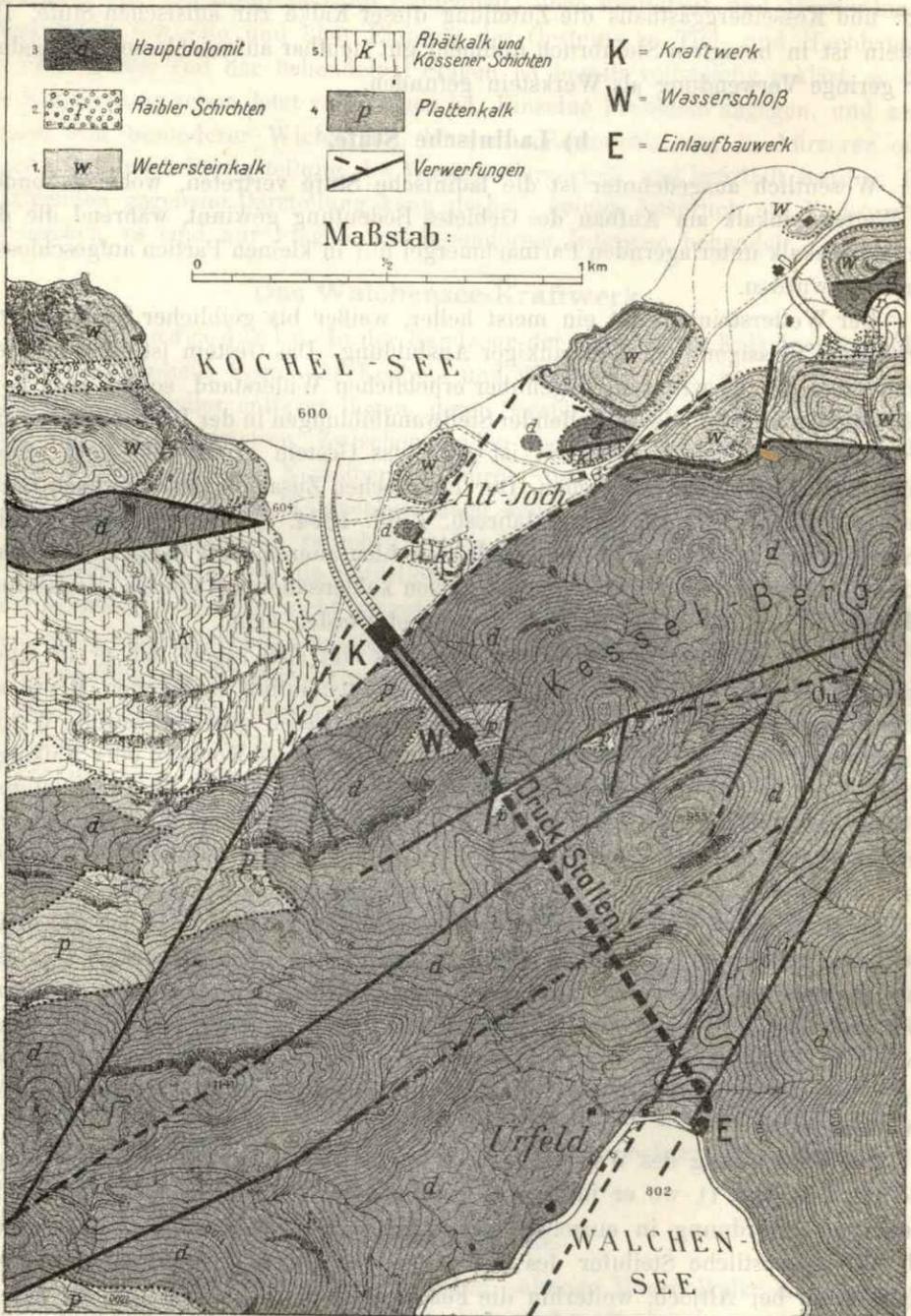


Abb. 1. (Die Anlage des Walchenseewerkes ist in der Karte nur schematisch angedeutet.)

c) Karnische Stufe.

Über dem Wettersteinkalk folgen die sogen. Raibler Schichten der karnischen Formationsstufe. Sie wurden im Kochelseegebiet abgesehen von einigen größeren

in einzelnen pfannenartigen Vertiefungen des Meeresbodens oder in Buchten durch die Verdunstung des Meereswassers Gipslager niederschlugen. So ist z. B. am Ostufer des Kochelsees unweit des früheren Gasthofes Seehof südlich von Kochel in den dort anstehenden Raibler Dolomiten und Rauhwacken ein Gipslager eingeschaltet, das früher abgebaut wurde. Ferner wurde, wie schon oben bemerkt, im Innern des Kesselberges beim Stollenvortrieb ein Anhydritlager von rund 50 m Mächtigkeit angetroffen. Der dickbankig bis dünnschieferig geschichtete Anhydrit ist von graubrauner Farbe und dichter, feinkörniger Struktur. Kristalline Ausbildung ist im Stollenbereich sehr selten; nur an einer Stelle wurde eine größere Einsprengung von hellem, bläulichem Muriazit aufgefunden. Vergipsung ist nur an einzelnen Stellen zu sehen gewesen, und zwar schmale, teilweise auskeilende Schnüre von Fasergips; außerdem einzelne Zonen dichten Gipses. Vielfach konnten Verunreinigungen durch feine Tonlagen beobachtet werden. Außer den wenigen genannten Stellen ist der Anhydritstock frei von Gips. Es ist das insoferne sehr merkwürdig, als der Anhydrit sehr nahe an die Erdoberfläche heranreicht; es trennen ihn nämlich nur höchstens 80 m von dem darüber liegenden Taleinschnitt, so daß eine ausgedehnte Vergipsung durch eindringende Tagewässer nahe läge; daß dies nicht in dem zu vermutenden Umfang eintrat, spricht für hervorragend dichte Beschaffenheit des darüber liegenden Gesteins.

Der Übergang zum angrenzenden Hauptdolomit ist im Stollen sowohl an der nördlichen als auch an der südlichen Grenze dadurch gekennzeichnet, daß linsenförmige oder unregelmäßig geformte Hauptdolomitbrocken im Anhydrit schwimmen oder zungenförmig eingreifen. Die nördliche Übergangszone ist ungefähr 2—2,5 m mächtig und zeigt tektonische Verknetung, eine Erscheinung, die sich durch das verschiedene physikalische Verhalten des elastischen Anhydrits und des spröden Hauptdolomits gegenüber den Druckkräften bei der Gebirgsfaltung erklären läßt. Trotz dieser tektonischen Beanspruchung längs der Schichtengrenze dürfte der Anhydrit hier doch in annähernd normalem Schichtenverband mit dem Hauptdolomit stehen, denn die Verknetungszone streicht und fällt parallel zur Schichtung im Anhydrit. Die südliche Begrenzung des Anhydritstockes zeigt ähnliche Verknetung mit Hauptdolomitbruchstücken; obwohl aber die Streichrichtung der Grenzfläche mit dem Streichen des Anhydrits annähernd übereinstimmt, so ist doch das Einfallen ein verschiedenes, so daß wahrscheinlich die Abgrenzung hier als bedeutendere Verwerfung angesehen werden muß (siehe Abb. 2). An einer Stelle im Anhydrit, etwa 8 m von der südlichen Grenze entfernt, konnte man feine regelmäßige Fältelung, die spitzwinkelig zum Streichen gerichtet war, beobachten. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine tektonische Erscheinung, doch besteht auch die Möglichkeit, daß die Fältelung durch Böschungsgleitung während der Ablagerung im Meere zustande kam.

Das Anhydritlager ist wahrscheinlich ursprünglich als Gips abgesetzt worden; durch die Erhöhung des Druckes und der Temperatur infolge weiterer Schichtenauflagerung und besonders infolge der Gebirgsbildung wurde der Gips in Anhydrit umgewandelt und blieb als solcher im Innern des Gebirges durch wasserdichten Abschluß erhalten.

d) Norische Stufe.

Über den Raibler Schichten liegt der mächtige Schichtenkomplex des Hauptdolomits. Er ist im Bereiche des zu beschreibenden Gebietes das wichtigste und

verbreitetste Gestein. Wer auf dem Wege von Kochel nach dem Kesselberg wandert und seinen Blick auf den Kamm des Herzogstand-Heimgartens oder auf den steilen Joheralpbarg schweifen läßt, sieht hier die schroffen Wandfluchten viele hundert Meter hoch aus dem einförmigen Dolomitgestein aufgebaut.

Der Hauptdolomit zeigt im frischen Bruch graue Farbe, im angewitterten Zustande ist er mehr bräunlichgrau. Der chemischen Zusammensetzung nach ist es ein wechselndes Gemenge von kohlensaurem Kalk und kohlen-saurer Magnesia. A. SCHWAGER und C. W. v. GÜMBEL (Geogn. Jahresh. 7. Bd. 1894, S. 77) gaben als Durchschnittsanalyse des Hauptdolomits an: CaCO_3 56,00; MgCO_3 39,00; SiO_2 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 3,80; Organisches 1,20. Diese und noch einige andere Analysen von Hauptdolomitm-brekie, Hauptdolomitsand u. s. w. enthalten keine Angaben über den Gehalt von Schwefel in Form von Sulfiden (Schwefeleisen), Sulfaten (Kalksulfat, Gips) oder organischen Schwefelverbindungen (schwefelhaltigem Bitumen). Es war daher eine große Überraschung, als es sich beim Bau des Kesselbergstollens durch eine große Zahl von Gesteinsanalysen herausstellte, daß das Gestein sehr häufig bis zu 1% Schwefel enthielt. Dabei zeigte sich, daß der Gehalt an Schwefel nicht gleichmäßig durch die ganze mächtige Schichtenreihe verteilt ist, sondern daß er bank- bzw. zonenweise wechselt. Es ist bemerkenswert, daß die scheinbar ganz unregelmäßige Verteilung des Schwefelgehaltes doch gesetzmäßige Beziehungen aufweist. Wenn man nämlich die Ergebnisse der systematischen zonenweisen chemischen Untersuchung des Kesselberggesteins daraufhin untersucht, ob sie in irgend einer Beziehung zur Lagerung der Schichten stehen, so zeigt sich, daß die Anreicherung an Sulfid- und Sulfatverbindungen in Gesteinspartien sich findet, die in oder sehr nahe an Verwerfungs- oder Trümmerzonen liegen, und zwar in mehr als 75% aller Fälle. Daraus scheint hervorzugehen, daß eine Konzentrierung des im Hauptdolomit früher wahrscheinlich regelmäßiger verteilt gewesenen Schwefelgehaltes stattgefunden hat, und zwar an denjenigen Punkten, wo das Gestein durch die gebirgsbildenden Kräfte zertrümmert wurde. Hier konnte schon seit Beginn der Störungsvorgänge das Tiefenwasser kreisen und durch Lösung und Wiederabsatz der Schwefelverbindungen zu einer Umlagerung und Anreicherung derselben in gewissen Zonen mitwirken. Der ursprüngliche Gehalt des Hauptdolomits an Schwefeleisen stammt natürlich aus dem Meerwasser, aus dem es während der Ablagerung des Kalkschlammes durch reduzierende Wirkung der verwesenden Organismen als Pyrit (Schwefeleisen) ausgefällt wurde. Zwischen den oben angeführten früheren Analysen des Hauptdolomitgesteins und den Erfahrungen beim Bau des Kesselbergstollens besteht nun ein Widerspruch in Bezug auf den Schwefelgehalt des Gesteins. Dieser Widerspruch läßt sich vielleicht folgendermaßen erklären. Zu den älteren Analysen wurden nur Gesteine verwendet, die aus oberflächennahen Partien oder aus Schutt stammen. Dieses Material hat aber infolge lang andauernder Ausläugung bei der Verwitterung den Schwefelgehalt längst verloren, während das vollständig frische und unverwitterte Gestein aus dem Innern des Berges seinen ursprünglichen Schwefelgehalt zum großen Teil noch besitzt. Keinesfalls kann angenommen werden, daß der Schwefelgehalt des Hauptdolomits im Kesselberg ein zufälliger sei. Der durch die ganze aufgeschlossene Schichtenserie hindurch festgestellte Schwefelgehalt spricht im Gegenteil dafür, daß er eine dem Hauptdolomit eigentümliche Eigenschaft ist; jedoch hat sich erst durch den Bau des Kesselbergstollens Gelegenheit geboten, dies festzustellen. Die Frage des Schwefelgehaltes erlangte, wie später im technischen Abschnitt gezeigt wird, während des Baues besondere Wichtigkeit.

Der Hauptdolomit ist, wie schon erwähnt, ein Meeressediment; seine regelmäßige Schichtenfolge und weite Verbreitung beweisen, daß zur Zeit seiner Bildung das Meer sich weiter ausdehnte als in der vorhergehenden Raibler Zeit und eine größere Tiefe hatte. Trotzdem kann es keine allzu große Tiefe besessen haben; denn die kalkbildenden Organismen, aus deren Überresten die Schichten aufgebaut wurden, waren anscheinend ähnliche wie beim Wettersteinkalk, nur vielleicht mit dem Unterschied, daß die Riffkorallen zurücktreten, während die kalkabscheidenden Bakterien und Algen in den Vordergrund rücken. Die teilweise gute Bankung und Schichtung, welche den Hauptdolomit im Gegensatz zum Wettersteinkalk auszeichnet, scheinen dafür zu sprechen. Es sind das allerdings lediglich Vermutungen; denn das Gestein ist fast versteinungsleer. Die bei und nach der Ablagerung vor sich gegangene Dolomitisierung hat jede organische Struktur zerstört. Daß aber Organismen am Aufbau der Schichten sicher beteiligt waren, dafür spricht auch der im Hauptdolomit ziemlich verbreitete Bitumengehalt, der sich beim Anschlagen mit dem Hammer durch den dabei entstehenden eigenartigen Geruch bekundet. Stellenweise reichert sich das Bitumen in Form von Ölschiefern so stark an, daß es zu Abbauversuchen Anlaß gab. So wurde während des Krieges im Isartal zwischen Wallgau und Vorderriß ein ausgedehnteres Ölschiefervorkommen in Abbau genommen. Die Schiefer finden sich als linsenförmige Einlagerungen von einigen hundert bis tausend Metern Durchmesser, die gegen die Mitte zu eine Mächtigkeit bis zu einigen Metern erreichen können, gegen die Randzone aber allmählich auskeilen. Ausbisse eines solchen Flözes wurden durch die Abbauversuche an beiden Flanken des Isartales aufgeschlossen. Das Vorkommen ist, wie später noch gezeigt wird, für die Tektonik von Bedeutung.

Eine besondere Eigentümlichkeit des Hauptdolomits ist die außerordentliche Zerklüftung, die fast den ganzen Komplex betroffen hat. Es ist das nicht eine Großklüftung, wie sie etwa der Wettersteinkalk aufweist, sondern eine bis ins einzelne gehende Zertrümmerung. Sie wurde anscheinend durch die verhältnismäßig dünne Schichtung und die größere Sprödigkeit des Dolomits gefördert, da ein Komplex zahlreicher dünnerer Schichten leichter dem faltenden Druck nachgeben kann, als ein solcher von dicken Kalkbänken. Die unzähligen Klüfte des Dolomits sind nachträglich durch Kalk- oder Dolomitspat wieder ausgefüllt und die vieleckig geformten Bruchstücke des Gesteins zu einem festen Ganzen zusammengekittet worden. Die verheilte Klüftung macht sich aber sogleich bemerkbar, wenn das Gestein mit dem Hammer angeschlagen wird: dabei springt es nach den verheilten Klüften in lauter eckige Trümmer. Diese Eigenschaft macht den Hauptdolomit im allgemeinen ungeeignet als Baustein; denn es gelingt selten, größere Hausteine zu gewinnen und sie in entsprechende Form zu bringen. Beim Bau des Einlaufwerkes in Urfeld ist Hauptdolomit nur in beschränktem Umfang als Verblendstein des Portales verwendet worden. Auch zum Betonieren hat er sich wegen des Schwefelgehaltes nicht als geeignet erwiesen.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits ist sehr groß; eine zahlenmäßige Angabe läßt sich aber nicht mit Sicherheit machen, da eine ungestörte Schichtenfolge vom Liegenden bis zum Hangenden nirgends aufgeschlossen ist. Jedoch beträgt die Mächtigkeit sicher mindestens 600—1000 m; dies scheint in Widerspruch zu stehen zur eben angegebenen Art der Entstehung der Schichten aus Hartteilen von Organismen, deren Lebensraum nur bis zu Meerestiefen von höchstens 200 m hinabreicht. Dieser scheinbare Widerspruch läßt sich leicht lösen durch die Annahme,

daß der Meeresboden während der Ablagerungen der Schichten langsam aber dauernd im Sinken begriffen war, ein Vorgang, wie er z. B. heute im Stillen Ozean zu beobachten ist.

Der Hauptdolomit ist, wie früher schon erwähnt, das verbreitetste Gestein des ganzen Gebietes. Aus ihm bauen sich in der Hauptsache die Käme des Herzogstand-Heimgarten, der Paß des Kesselberges und der Jocheralpberg auf; ferner hat er Anteil am Aufbau des ganzen südlich davon gelegenen Walchenseegebietes bis zum Isartal und darüber hinaus bis weit in das Karwendelgebirge hinein. Die darin eingefalteten Streifen jüngerer Formationsglieder treten ihm gegenüber wesentlich an Masse zurück.

e) Rhätische Stufe.

Der Hauptdolomit geht in seinen obersten Lagen unmerklich in die nächst jüngere Formationsstufe, in das Rhät, über. Es besteht zu unterst aus Plattenkalk, über dem dann die eigentlichen Rhät- oder Kössener Schichten folgen. Eine scharfe Grenze zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk läßt sich nicht festlegen, denn die Dolomitschichten nehmen gegen oben an Kalkgehalt zu und bilden sich allmählich unter Wechsellagerung zu den rein kalkigen Schichten aus. Der Name stammt von der meist plattigen Ausbildung mit teilweise guter Spaltbarkeit nach den Schichtflächen. Es sind graue, dünn-schichtige bis dickgebankte unreine Kalke, in denen sich stellenweise tonige und mergelige Zwischenlagen als Einschwemmungsmaterial vom Festland her bemerkbar machen. Daraus geht hervor, daß ein Wechsel in den Ablagerungsbedingungen eingetreten ist, was eine Trennung des Plattenkalkes vom Hauptdolomit gerechtfertigt erscheinen läßt; dazu kommt noch, daß die — wenn auch seltenen — Versteinerungen zu den rhätischen Formen gehören.

Das Gestein der dickeren Bänke des Plattenkalks ist dicht und fest, zeigt muscheligen Bruch und eignet sich gut als Werkstein, da es auch ziemlich wetterfest ist. Es wird am Nordostufer des Walchensees am Wege nach Sachenbach und im Oberrnachtal unweit der Straße nach Wallgau in neu angelegten Steinbrüchen zur Gewinnung von Baumaterial abgebaut. Die leichte Spaltbarkeit nach der Schichtfläche erweist sich dabei als vorteilhaft für die Formatisierung des Gesteins, wirkt manchmal auch störend bei Herrichtung des Gesteins, wenn sie zu ausgeprägt ist. Die tonig-mergeligen Einschaltungen bewirken, daß die Plattenkalke, besonders die dünn-schichtigen Lagen, sich den faltenden Kräften gegenüber viel plastischer verhalten als die spröden Dolomite; deshalb haben sich in ihnen die faltenden Kräfte ganz besonders ausgewirkt, wie man an der Baugrube des Wasserschlosses, im nördlichen Stollenteile und an der Rohrbahn außerordentlich gut sehen konnte (siehe Abb. 3). Die schwärzlich tonigen Mergel sind stark verquetscht, von unzähligen spiegelnden Rutschflächen durchzogen und — abgesehen von der größeren Faltung — noch intensiv kleingefaltet.

Die Mächtigkeit der Plattenkalke ist nicht genau festzustellen, da sowohl die Liegend- als auch die Hangendgrenze nur eine annähernde ist; außerdem kann ihre Masse in den einzelnen Verbreitungsbezirken durch tektonische Vorgänge vermehrt oder auch vermindert sein. Wahrscheinlich dürfte die Mächtigkeit bis zu mehreren hundert Metern betragen. Die Verbreitung des Plattenkalkes ist weniger einheitlich als die des Hauptdolomites; größere zusammenhängende Vorkommen finden sich auf dem Fahrenbergkopf (Herzogstand), auf dem Jocheralpberg (Südseite), am Ost- und Südufer des Walchensees und im Simmetsberggebiet. Außerdem treten

im Hauptdolomitgebiet an verschiedenen Stellen Schmitzen von Plattenkalk zu Tage, die Zeugnis geben von der außergewöhnlichen Verfaltung des Gebietes, so z. B. am Kesselberg (Nordseite), wo sie durch die verschiedenen Bauarbeiten aufgeschlossen wurden. Die hauptsächlichsten dieser Vorkommen, die bei der früheren Kartierung infolge starker Waldbedeckung leicht der Beobachtung entgehen konnten, sind auf der neuen Kartenskizze (teilweise etwas vergrößert) nachgetragen.

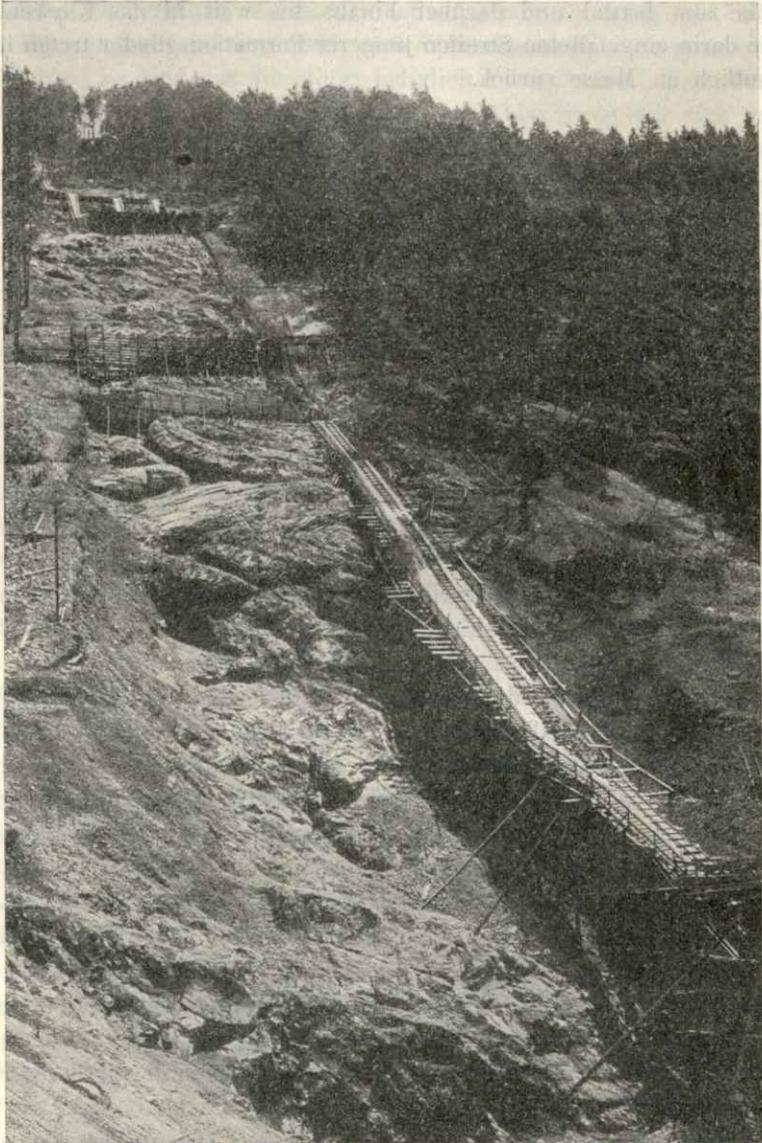


Abb. 3. Schichtenfaltung an der Rohrbahn.

Die Plattenkalke gehen nach oben hin in die eigentlichen Rhät- oder Kössener Schichten über. Es sind Mergel und tonreiche Kalke von gelbbraunlicher und grauer bis schwärzlicher Farbe, die Mergel zum Teil schiefrig, die Kalke stellenweise aus einer wahren Muschelbrekzie bestehend. Bemerkenswert ist das Vorkommen von rasenbildenden Korallen (*Thecosmilia clathrata*), die sich besonders in den höheren

Teilen der Kössener Schichten einschalten und stellenweise zu mächtigen Bänken anwachsen. Das Korallengestein eignet sich infolge seiner Festigkeit und Wetterbeständigkeit sehr gut als Baustein; die weißen Korallenstöcke treten in der grauen oder bräunlichen Kalkmasse je nach der Richtung des Anschnittes als Tupfen oder als baumförmige Verästelung deutlich hervor und geben dem Gestein etwas Dekoratives. Die Dickbankigkeit und der Mangel an ausgesprochenen Schichtflächen, längs denen das Gestein sich spalten ließe, sind für die Gewinnung als Baustein ein nicht unwesentlicher Nachteil; denn die gewonnenen Bruchsteine sind von ganz unregelmäßiger Form und müssen, um annähernd geformte Bausteine zu erhalten, nach allen Begrenzungsflächen des Quaders behauen werden, wodurch die Gewinnung ziemlich verteuert wird.

Die obersten Lagen der Rhätschichten werden stellenweise noch von einem sehr reinen, hellen, gelblichen, oolithischen Kalk gebildet.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist zahlenmäßig schwer anzugeben; denn abgesehen von der unsicheren Abgrenzung gegen die liegenden Plattenkalke wechselt die Mächtigkeit durch die örtliche Einschaltung der Korallenbildungen. Im allgemeinen kann man sagen, daß sie in unserem Gebiet zwischen 100 und 200 m schwankt. Es darf auch nicht übersehen werden, daß die Kössener Mergel infolge ihrer Plastizität sehr häufig durch die Faltungsvorgänge zerpreßt und dadurch in ihrer Mächtigkeit verdünnt wurden.

Gegenüber den früher besprochenen Gesteinen treten die Kössener Schichten an Verbreitung wesentlich zurück. Eine ziemlich vollständige Folge der verschiedenen Gesteinsausbildungen von den versteinerungsreichen Mergeln bis zu den oolithischen Kalken ist in dem bewaldeten, von Felsstufen durchbrochenen Hügelgelände westlich des Jochbaches entwickelt. Am Fuße des Ostabhanges der Rhätzone, westlich des Krafthauses, wurde ein großer Steinbruch in den Rhätkalken angelegt, um Bausteine für das Werk zu gewinnen. Aus prächtigem Korallenkalk besteht der isolierte Fels-
hügel nordöstlich des Krafthauses des Walchenseewerkes; hier wurde ebenfalls ein Steinbruch zur Gewinnung von Werksteinen angelegt und dadurch die Korallenbildungen außerordentlich gut aufgeschlossen. Weitere kleine Vorkommen von Rhätschichten finden sich eingeklemmt zwischen den beiden Wettersteinkalkzügen. Am Beginn der neuen Kesselbergstraße, bei der zweiten scharfen Straßenbiegung unweit P. 663 sind fossilreiche Mergelkalke von der Straße durchschnitten; dort findet man manchmal schön ausgewitterte Versteinerungen. Etwas ausgedehntere Züge von Kössener Schichten finden sich im Anschlusse an die Plattenkalke am Ostufer des Walchensees und am Südfuße des Herzogstandzuges nordwestlich von Dorf Walchensee. Während die Korallenkalk ähnlich dem Wettersteinkalk sehr wetterbeständig sind und deshalb als Rippen aus ihrer Umgebung hervortreten, verwittern die Mergel und Mergelkalke des Rhät allmählich zu einem tiefgründigen, lettigen Boden, auf dem eine üppige Pflanzenwelt gedeiht, was besonders für die Almwirtschaft von Bedeutung ist.

f) Jura- und Kreideformation.

Alle weiteren über dem Rhät folgenden Schichten sind in der unmittelbaren Umgebung des Walchensees nur sehr lückenhaft vertreten und am Aufbau des zu betrachtenden Gebietes sehr wenig beteiligt. Sie sollen daher nur kurz erwähnt werden. Ein kleines Vorkommen von unterem Jura findet sich am Westufer des Walchensees auf der Halbinsel Zwergern; es sind graue, gelbliche und rötliche

Mergelkalke des Lias mit Ammonitenresten (Arietenbruchstücke). Das Vorkommen ist trotz seiner geringen Ausdehnung erwähnenswert, weil es für die Erklärung der Entstehung des Walchensees Bedeutung hat.

Weiterhin finden sich schmale Streifen von Fleckenmergeln des Lias und von Aptychenschichten des oberen Jura nördlich der Wettersteinkalkzüge in der Kocheler Gegend.

Von jüngerer Kreide (Cenoman) findet sich unweit des Gipsbruches bei Kochel ein kleines Vorkommen von Grundkonglomerat, bestehend aus Bruchstücken der benachbarten Gesteine, besonders des Hauptdolomits.

Weitere Verbreitung gewinnt der der jüngsten Kreide und vielleicht noch dem Tertiär angehörende Flysch am Nordufer des Kochelsees, der außer dem eigentlichen Gebirgsgelände liegt und diesem als eine selbständige Zone vor- oder angelagert ist. Er besteht aus Sandsteinen, Kieselkalken und Mergeln, welche letztere zeitweise zur Zementherstellung verwendet wurden.

g) Tertiärformation.

Die dem Tertiär angehörenden Molasseschichten haben ebenfalls keinen Teil mehr am Aufbau des Walchenseegebietes, sondern sind der Flyschzone als eigene Zone nördlich vorgelagert; sie sind wohl noch von der Gebirgsbildung in Mitteleuropa gezoen, aber in verhältnismäßig ungestörte Falten gelegt worden. Zwischen ihnen und dem Flysch sind stellenweise noch Kreide- und Eozängesteine der sogen. helvetischen oder westalpinen Ausbildung eingeklemmt, so z. B. bei Stallau, Enzenau und am Geistbühel bei Bichl, woselbst der senone Sandstein in neuester Zeit als Werkstein für die Loisachregulierung gebrochen wird.

h) Diluvium und Alluvium.

Die jüngsten Ablagerungen sind diejenigen der Eiszeit (Diluvium) und der Nacheiszeit (Alluvium) in Form von Geröll- und Schotterbildungen. Größere Ausdehnung gewinnen Moränenablagerungen im Gebiet südlich der Ortschaft Kochel (siehe die geologische Karte von 1910 a. a. O.); sie verschmelzen dort mit dem alluvialen Gehängeschutt der Bergflanke, so daß eine genaue Abgrenzung nicht möglich ist. Kochel selbst liegt auf einem alluvialen Schotterkegel des Kalmbaches. Ebenso liegt das Kraftwerk mit dem Unterwasserkanal auf einem alluvialen Delta.

Im Walchenseegebiet finden sich Moränenbildungen an verschiedenen Stellen, auf der Halbinsel Zwergern, bei Sachenbach u. s. w.

Besondere Bedeutung erlangen die nacheiszeitlichen Schotterkegel an den Ufern des Walchensees, da auf ihnen die meisten der Ansiedlungen gelegen sind. So z. B. erheben sich die Häuser des Dorfes Walchensee auf dem Schuttkegel des Deiningbaches und des Rotwandgrabens. Der Schuttkegel mag in seinen ältesten Teilen vielleicht noch zwischeneiszeitliche oder würmeiszeitliche Bildungen enthalten, seine Hauptmasse dürfte aber erst seit Ende der Eiszeit aufgeschüttet worden sein. Das Schottermaterial stammt aus dem Hauptdolomitgebirge des südlichen Herzogstandgebietes und besteht daher zum größten Teile aus dessen Verwitterungsschutt. Mergelige und tonige Bestandteile dürften nur geringen Anteil daran haben, da die Schichten ihres Ursprunges, nämlich die Kössener Mergel, nur geringe Ausdehnung im Einzugsgebiet der genannten Wasserläufe aufweisen. Damit stimmen auch die Ergebnisse der bisher vorgenommenen Bohrungen beim Dorf Walchensee überein, die neben untergeordneten Schlick-Einlagerungen haupt-

sächlich Schotter- und Sand feststellen ließen. Über die Frage des Verhaltens des Schotterkegels bei der Absenkung des Seespiegels wird im technischen Abschnitt Näheres ausgeführt.

Eine beträchtliche Entwicklung zeigen die Eiszeitablagerungen im Isartal südlich von Wallgau. Das weite Talbecken der Isar zwischen Mittenwald und Wallgau ist erfüllt von mächtigen Ablagerungen des Diluviums; und zwar finden sich nicht nur Moränen verschiedener Eiszeitperioden, sondern auch ausgedehnte Schichten von Bändertonen und darüber liegenden zum Teil verfestigten Schottermassen, die als Zeugen der letzten Zwischeneiszeit (Riß-Würm-Interglazialzeit) zu deuten sind; denn sie werden sowohl von Moränen unterlagert als auch von solchen überdeckt (s. A. PENCK, Die Terrassen d. Isartales i. d. Alpen. Sitzungsber. d. Pr. Akad. d. Wiss. 1922). Die Bändertone bildeten sich in einem See, der sich einstmals von Mittenwald bis etwa Fall erstreckte; auch die darüber liegenden Schotter sind noch zu einem Teil als Seebildung aufzufassen, denn sie zeigen in den unteren Teilen Deltastruktur. Über diesen Seeablagerungen haben sich dann noch echte Flußschotter darüber ausgebreitet. Die ganze Serie erreicht etwa 100 m Mächtigkeit. Das Bild wird aber etwas verwischt dadurch, daß diese mächtige Schotterdecke durch die Wirkung der letzten Vergletscherung und der Nacheiszeit umgestaltet bzw. reduziert wurde, wobei sich im eingetieften Isarlauf noch jüngere Schotterterrassen eingesenkt finden.

B. Der geologische Aufbau des Gebietes.

Die im Vorstehenden beschriebenen Schichtgesteine sind durch die Alpenfaltung aus ihrer ursprünglichen nahezu wagrechten Lagerung gebracht und zum Gebirge aufgetürmt worden. Der Übergang von dem hügeligen Vorlande zu den eigentlichen Gebirgszügen ist kein allmählicher, sondern der nördlichste der Gebirgskämme steht ziemlich unvermittelt wie eine Mauer am Rande des Gebirges. Diesen Eindruck hat jeder Beschauer, der zum ersten Male von der Hochebene her sich dem Gebirge nähert; denn es fallen in erster Linie die prallen Nordwände z. B. des Herzogstand-Heimgartens oder der Jocheralpe in die Augen, und der unbeflüßte Beschauer wird mit Recht hier am Fuße der Nordwände eine Grenzlinie zwischen Gebirge und Vorland vermuten. Bei genauer geologischer Untersuchung lassen sich noch weitere nicht minder wichtige Grenzlinien feststellen, die allerdings nicht so auffällig sind, dem Kundigen aber schon in der äußeren Gestaltung der Landschaft sich offenbaren.

Abgesehen von den Grenzen zwischen Molasse und der äußeren (helvetischen) Kreidezone, sowie zwischen dieser und der Flyschzone, welche beide zu weit ab von unserem engeren Gebiet liegen, findet sich eine wichtige Grenzlinie zwischen dem Flysch und den südlich daran anstoßenden alpinen mesozoischen (Trias-, Jura- und Kreide-)Schichten, die aber noch nicht dem eigentlichen Gebirgskamm angehören, sondern zu dessen Füßen sich ausbreiten. Die Lagerung der Schichten hier ist aber so eigenartig wirr, daß sie nicht unmittelbar mit den südlichen Gebieten, die einen verhältnismäßig regelmäßigen Gebirgsbau zeigen, in Verbindung stehen können, sondern mittels der oben schon erwähnten Grenzlinie davon geschieden sind. Vom geologischen Standpunkt aus lassen sich also verschiedene Zonen unterscheiden, die sich streng auseinanderhalten lassen teils durch Schichtenunterschiede, teils durch Unterschiede im Gebirgsbau bzw. in der Intensität der Faltung.

a) Die Flyschzone.

Die nördlichste für unser Gebiet wichtige Zone ist die Flyschzone im nördlichen Teil des Kochelseegebietes; in ihr finden sich nur Sandsteine und Mergel des Flysches; kein anderes älteres oder jüngeres Formationsglied zeigt sich — wenigstens im Kochelseegebiet — innerhalb dieser Zone; sie ist ein stratigraphisch und tektonisch selbständiges Gebilde. Ihre südliche Grenze ist eine Verwerfungs- oder Überschiebungslinie; denn die mesozoischen Schichten der südlich angrenzenden Zone sind wesentlich älter und durch Verwerfung, Überfaltung oder Überschiebung an sie herangebracht worden. Selbst wenn man annimmt, daß der Flysch sozusagen an das Gebirge angelagert wurde, also am Rande des kurz vorher zur mittleren Kreidezeit erstmals aufgefalteten Gebirges als küstennahe Bildung entstand, so wurde diese ursprüngliche Ablagerungsgrenze bei den späteren in der Tertiärzeit erfolgten Faltungsvorgängen verwischt und in eine tektonische Grenze umgebildet. Die Flyschschichten sind in Großfalten mit reicher Teilfaltung gelegt und zu einem einheitlichen Faltenpaket zusammengeschoben.

b) Die kalkalpine Rand- oder Vorzone.

Südlich vom Flysch erstreckt sich die kalkalpine Vorzone, die den Raum zwischen der Flyschzone und der eigentlichen alpinen Zone ausfüllt. In ihr finden sich Schichten von der mittleren Trias angefangen bis zur oberen Kreide; sie sind meist in enggepreßte Falten gelegt, stellenweise aber auch so gestört gelagert, daß ihr Bauplan nur in Umrissen festgestellt werden kann. Westlich des Kochelsees (siehe J. KNAUER, Geologische Karte des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes, Geogn. Jahresh. 18. Bd. 1905) läßt sich eine deutliche Mulde von Rhät- und Liasschichten erkennen, die nach Osten zu am „Joch“ nördlich vom Kesselberg sehr rasch gänzlich verschwindet. Parallel zu dieser Rhät-Lias-Mulde streicht nördlich davon eine Mulde, bestehend zunächst aus Wettersteinkalk und Raibler Schichten, die am Jochfleck aus dem Untergrund auftaucht und am Südende des Kochelsees mit Unterbrechungen nach Osten weiterstreicht, bis sie nicht weit östlich der Kesselbergstraße durch eine Blattverwerfung scharf abgeschnitten wird. Längs dieser in nordöstlicher Richtung verlaufenden Störungslinie ist die Fortsetzung dieser Mulde um etwa 4 km gegen Nordost verschoben worden, wo sie im Bereich der Störungszone selbst in auseinandergezerrten, wirr gelagerten Bruchstücken zwischen Kienstein und Stutzenstein (östlich von Kochel) eingeklemmt ist, um erst vom Zwieselschrofen an in zusammenhängendem Verlauf — nur durch Querstörungen versetzt — sich allmählich zu dem mächtigen, vom Muschelkalk bis zum Lias umfassenden Faltenzug des Benediktenwandgebirges zu entwickeln (siehe D. AIGNER, Geologische Karte des Benediktenwandgebirges, Mitteil. d. Geograph. Gesellsch. in München, 7. Bd. 1912). Abgesehen von diesen Muldenzügen finden sich im Kochelseegebiet nördlich der Wettersteinmulde ausgedehnte Züge von Trias- und Juraschichten, die man als eine sehr gestörte Sattelzone deuten kann; an ihr verläuft dann im Norden die Grenze der Flyschzone. Die Unregelmäßigkeit des Aufbaus der auf engen Raum zusammengedrängten verschiedenalterigen Ablagerungen zeigt, daß diese Zone ganz besonderen Beanspruchungen bei der Gebirgsbildung ausgesetzt war. Zu ihr gehört auch das engere Kesselberggebiet, in dem sich die Hauptwerksanlagen befinden. Dr. K. BODEN rechnet anscheinend auf seiner Übersichtskarte der „Faltungszonen innerhalb der kalkalpinen Vorzone zwischen Loisach und Leitzach“ (Geogn. Jahresh. 28. Bd. 1915,

Taf. 5) den Kesselberg schon zur nächst südlichen Zone; Verfasser kann jedoch dieser Ansicht nicht beipflichten.

c) Das Zwischengebirge.

Die von F. HAHN (Gliederung der austroalpinen Masse, Verh. der K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1912, Nr. 15) geprägte Bezeichnung ist sehr treffend, da es sich um die zwischen der Randzone und der eigentlichen Kalkhochalpenzone gelegene Zone handelt. Sie entbehrt im Gegensatz zur Randzone nicht nur des Reichtums an verschiedenartigen Formationsgliedern, sondern sie zeigt auch einen wesentlich einfacheren Schichtenbau. Den überwiegenden Anteil des Baumaterials liefern die norische und rhätische Stufe, also Hauptdolomit, Plattenkalke und Kössener Schichten, während andere Formationsglieder nur untergeordnet beteiligt sind. Die Schichten sind durch den von Süden kommenden Gebirgsdruck ebenfalls in eine Reihe von Falten zusammengeschoben, die zum Teil wieder Kleinfältelung aufweisen, doch sind die Mulden und Sättel deutlicher ausgebildet und nicht so zerstückelt wie in der Randzone. Die Faltung der Schichten kommt häufig auch in der Oberflächen-gestaltung des Gebietes zum Ausdruck; es sei z. B. an die Rhätmulde südlich der Jochbergspitze erinnert, in deren Kern die Jocheralpe gelegen ist. Weitere Beispiele sind die vom Ostufer des Walchensees zur Jachenau fortstreichenden Rhätfalten. Die Erhaltung der ausgesprochenen Muldenformen ist dadurch gefördert, daß die im Muldenkern liegenden Kössener Schichten leichter der Verwitterung anheimfallen als die widerstandsfähigeren Plattenkalke und Dolomite der Muldenflügel. Der relativ ungestörte Faltenbau beherrscht das ganze Zwischengebirge bis zum Isartal und darüber hinaus bis zur großen Jura-Kreide-Mulde, die von der Vereinsalpe bis zum Achensee durchzieht.

Das Liegende des Hauptdolomits, die Rauhwacken der Raibler Schichten, tritt nur bei Wallgau am Nordrand des Isartales zu Tage. Die Rauhwacken liegen dort unter dem nordwärts einfallenden Dolomit und wurden auch beim Bau des Stollens aufgeschlossen.

Auch das Zwischengebirge ist von einer Anzahl von Verwerfungen betroffen worden, die meist im Streichen der Schichten verlaufen und Anlaß zur Unterdrückung einzelner Faltenstücke gegeben haben; besonders sind es die weichen Kössener Mergel, die beim Faltungsvorgang ausgequetscht wurden. Alle diese Verwerfungen werden aber an Ausdehnung und Wichtigkeit übertroffen von einer großen südwest-nordöstlich gerichteten Blattverwerfung, die eine ungewöhnliche Längserstreckung erreicht und als Auswirkung jüngsten tangentialen Gebirgsdruckes anzusprechen ist. Sie durchpflügt nicht nur das Zwischengebirge und die Randzone, sondern setzt auch in die Flyschzone über, wo sie sich anscheinend zerschlägt. Sie ist für die Formgestaltung des Seengebietes und für die Entstehung der Seen selbst von nicht geringem Einfluß gewesen; denn es ist ohne Zweifel kein Zufall, daß Oberrnachtal, Westufer des Walchenseebeckens, Kesselbergpaß und Ostufer des Kochelseebeckens mit dem Verlaufe dieser Blattverwerfung zusammenfallen. In welcher Weise die Herausbildung des heutigen Gebirgsreliefs und die Bildung der Seebecken durch diese Blattverwerfung beeinflußt wurde, soll im folgenden gezeigt werden.

d) Entstehung der Täler und Seen.

Verfasser hat früher (Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Mitt. d. Geograph. Gesellsch. München 1910) die Bildung des Walchenseebeckens auf Ver-

senkung eines Talstückes anlässlich der großen Blattverschiebung zurückgeführt. Das Eschenlaintal und das Jachenauer Tal waren, so hatte Verfasser angenommen, vor der Blattverschiebung ein zusammenhängendes Längstal, das in der Mitte etwa zwischen Jachenau und dem heutigen Ostufer des Walchensees eine Talwasserscheide hatte. Durch die Blattverwerfung wurde dieses Längstal etwa 4–5 km westlich der Talwasserscheide schiefquer durchgeschnitten und die ganze östliche Scholle um etwa 4 km insgesamt gegen Nordost verschoben. Dem östlichen (verschobenen) Teil des alten Eschenlaintales bis zur Talwasserscheide wurde durch die Anlagerung an den Herzogstandkamm der Ausweg gegen Westen versperrt und dadurch eine Hohlform geschaffen. Dazu kam aber noch, daß bei dem Verschiebungsvorgang die ganze östliche Scholle nicht nur um etwa 4 km gegen Nordost in wagrechter Richtung verlagert, sondern zugleich auch um etwa 350 m in senkrechter Richtung in die Tiefe gesenkt wurde. Das Eschenlaintal bricht mit seiner heutigen Talwasserscheide auf 904 m über dem Meere unvermittelt zum Walchensee Becken ab; seine östliche Fortsetzung ist um etwa 300 m tiefer und um 4 km weiter nordöstlich im tiefsten Teile des Walchensees nahe der Kirchelwand am Südostfuß des Herzogstands (Fahrenbergkopfes) zu suchen. Der nördliche Teil des Walchensees wäre demnach als abgeschnittenes und ertrunkenes Teilstück des Eschenlaintales anzusehen. An diesem Grundgedanken hält Verfasser auch heute noch fest, wenigstens für die Entstehung der nördlichen tieferen Hälfte des Sees. Daß aber mit diesem im Grunde genommen einfachen tektonischen Vorgang nicht alle Erscheinungen des ausgedehnten Beckens, besonders des südlichen Teiles, gelöst werden können, dem konnte sich Verfasser desto weniger verschließen, je mehr er sich in die Geologie des Gebietes vertiefte. Auch Dr. F. LEVY kam auf Grund eingehender morphologischer Studien (Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, H. 1) zur Ansicht, daß die Entstehung des Walchenseebeckens nicht auf einen einheitlichen Vorgang zurückgeführt werden kann. So ist z. B. die Entstehung der südlichen Hälfte des Beckens, die als ertrunkenes Teilstück eines ehemaligen Isarlaufes anzusprechen ist, nicht lediglich durch die einfache Absenkung der ganzen östlichen Scholle infolge der Blattverschiebung zu erklären.

Zum besseren Verständnis dieser Fragen ist es notwendig, kurz auf die Talentwicklung dieses Gebirgstalles in der Voreiszeit zurückzugreifen. Ein sehr altes Tal ist das Quertal der Isar zwischen Lenggries und Tölz; seine erste Anlage ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen in der Richtung von Ost nach West gerichteten Faltungsdruck (Querfaltung) zurückzuführen, der nach der Hauptfaltung vielleicht im Anschluß an die Überschiebungsvorgänge der ostalpinen Decke gewirkt hat und die früher längsgefalteten Gebirgskämme nochmals quergefaltet hat. Es zeigt sich nämlich (s. D. AIGNER, Das Benediktenwandgebirge, Mitt. d. Geogr. Ges. in München, 7. Band 1912 und K. BODEN, Geologische Untersuchungen am Geigerstein u. s. w., Geogn. Jahresh. 28. Bd. 1915), daß die Falten des Geigerstein-Fockensteingebietes und diejenigen des Benediktenwandgebirges sich gleichmäßig gegen das Isartal absenken, während sie gegen die Gipfelregionen ansteigen. Gleicherweise sinken die Faltenachsen im Westteile des Benediktengebirges zur Kochelseesenke ab, und andererseits ist im Herzogstandgebiet und besonders im Krottenkopfgebiet ein Absinken der Faltenachsen gegen die Kochel-Walchenseesenke nach den geologischen Aufnahmen des Verfassers deutlich zu erkennen. So z. B. sinkt die Sohle der Kössener Mulde, die beim Krottenkopfhaus auf etwa 1900 m liegt, gegen Osten

zu bis auf etwa 1200 m östlich vom Neuglägerkopf im Oberrachtal ab. Man kann daraus schließen, daß auch hier in der Richtung der Oberrachtal-Kesselberg-Kochelseesenke ehemals ein Quertal angelegt war, durch das vielleicht eine Entwässerung aus dem Gebirge ins Vorland stattfand. Jedenfalls läßt sich mit großer Sicherheit sagen, daß das Oberrachtal als voreiszeitliche Fortsetzung des Isartales angesehen werden kann, eine Anschauung, die auch Levy (a.a.O.S.52) vertritt.

Im Gegensatz zu diesen alten Quertälern und vielen Längstälen, die dem Faltungsdruck ihre Hohlform verdanken, scheint das Längstal der Isar zwischen Wallgau und Fall wesentlich jüngerer Entstehung zu sein. Es scheint eine klaffende Spalte im Gebirge zu sein, die durch Zerrung aufgerissen wurde. Eine ursprüngliche Faltenmulde kann dieses Talstück schon deshalb nicht sein, weil es in einer Sattelachse verläuft. Bei Wallgau tritt, wie schon erwähnt, das Liegende des Hauptdolomits als Sattelkern zu Tage; außerdem fallen die Hauptdolomitschichten beiderseits des Tales gegen den Berg zu ein, ein weiterer Beweis für die Sattelformbildung. Der Sattel scheint am First aufgebrochen zu sein und die klaffende Spalte sich allmählich vertieft und erweitert zu haben. Daß die beiden Talseiten zusammengehören und nicht etwa durch irgend eine größere tektonische Linie (Verwerfung oder Überschiebung) getrennt sind, geht aus den Ölschieferflözen hervor, die auf beiden Talseiten passend im Hauptdolomit eingelagert sind. Es ist anzunehmen, daß dieses Spaltental zunächst ein westlich gerichtetes Gefälle besaß, daß also die Gewässer der Walchen, der Dürrach und des Ribbaches durch dieses Tal der Isar zuflossen, die bei Wallgau über die heutige Paßhöhe durch das Oberrachtal und durch das Jachental in die Richtung Lenggries-Tölz gelangte. Das Oberrachtal ist, wie gesagt, durch Querrichtung angelegt gewesen. Durch die gewaltige Blattverschiebung, die, wie Verfasser nunmehr annimmt, als eine einzige Störungszone in angegebener Richtung anzusehen ist und keine für das Ausmaß der Schollenverschiebung wichtige Absplitterungen aufweist, wurde das ursprüngliche Tal noch vertieft, zum mindesten aber durch die Zertrümmerung des Gesteins der Flußerosion wesentlich zugänglicher gemacht. Welches war nun die weitere Fortsetzung des Oberrachtals bzw. der Ur-Isar? Es ist möglich, daß die Ur-Isar in den damals durch die Blattverschiebung entstandenen nördlichen Teil des Walchensees (Ur-Walchensee) mündete und von dort zunächst über den Kesselberg zum Kochelsee Becken überfloß, bis sie später einen Ausweg zur Jachenau fand. Verfasser möchte jedoch annehmen, daß die Ur-Isar von Anfang an nach dem Verlassen des Oberrachtals nach Osten umbog und durch ein Längstal strömte, das sich etwa von Zwergern zum heutigen Jachenabfluß erstreckte und durch einen Höhenrücken zunächst noch vom Ur-Walchensee getrennt war. Weiter gegen Osten fand dieses Talstück seine ungehinderte Fortsetzung im Jachenauer Tal, durch welches schließlich die Ur-Isar in das ebenfalls früh angelegte Isartal ausmündete. Eine Darstellung des geschilderten voreiszeitlichen Gewässernetzes gibt F. Levy in der erwähnten Abhandlung auf S. 143. Nach Levy ist der Walchensee erst nach der Eiszeit entstanden, während Verfasser annimmt, daß die Blattverschiebung und damit die Entstehung des Ur-Walchensees schon voreiszeitlichen Alters ist, dagegen der Einbruch des südlichen Teiles zwischen- oder nacheiszeitlich erfolgte.

Die Ablenkung der Ur-Isar in ihr heutiges Rinnsal nach Fall und die damit verbundene Trockenlegung des Oberrachtals muß in der Zeit zwischen Beginn der Eiszeit und der letzten Zwischeneiszeit erfolgt sein und zwar durch irgend welche tektonische Vorgänge, die das früher nach Westen gerichtete Gefälle des

Tales zwischen Wallgau und Fall in ein östliches umwandelten; zu gleicher Zeit muß eine bei Fall bestehende Sperre durchbrochen worden sein. Das neue Isartal wurde dann später durch die ausnagende Tätigkeit des Eises während der ersten Vergletscherungsperioden wesentlich umgestaltet, d. h. übertieft und ausgeweitet, wie auch das Isartal zwischen Wallgau und Scharnitz erhebliche Übertiefung erfuhr. Zeugen der Übertiefung sind die Stufenmündungen der Seitentäler und Reste des voreiszeitlichen Talbodens in Form von vorspringenden Gehängeleisten, wie sie F. LEVY und A. PENCK in den früher angegebenen Abhandlungen verschiedentlich aufzählen.

Während der vorletzten Eiszeit oder spätestens zu Beginn der letzten Zwischen-eiszeit (Riß-Würm-Interglazialzeit) sind außerordentlich wichtige tektonische Veränderungen vor sich gegangen, die zu einer starken Umwandlung der Gefällsverhältnisse der Isar führten, indem entweder durch Hebung des „Zwischengebirges“ oder durch Einsinken des Karwendelgebirges das Isartal abgeriegelt wurde. Dieser Riegel bildete sich wahrscheinlich im Zwischengebirge nördlich von Fall, wo die Isar heute wieder in verhältnismäßig engem und jungem Taleinschnitt dasselbe durchbricht. Durch den Riegel wurde die Isar gestaut und das Isartal bis Scharnitz hinauf in einen See umgewandelt, auf dessen Grunde sich nun zunächst ein feines Sediment absetzte, das in verschiedenen Gruben zwischen Mittenwald und Wallgau als sogen. „Kreide“ gewonnen wurde. Das Material ist jedoch keine „Seekreide“, d. h. Faulschlammkalk im eigentlichen Sinne, sondern die abgesetzte Flußtrübe der in den Isarsee einmündenden Zuflüsse. Über diesen Bändertonen wurde eine mehr als 100 m mächtige Schotterdecke abgelagert, deren unterer Teil auf Grund der deutlich sichtbaren Deltaschichtung sich noch als Ablagerung des Sees erweist, während der höhere Teil normal geschichteter Flußschotter ist. Darüber liegt als jüngste Bildung Moränenschutt der letzten Eiszeit, der das ganze weite Talbecken auskleidet und die eigenartige kleinhügelige Oberflächengestaltung der Gegend verursacht. Es besteht deshalb kein Zweifel, daß die ganze mächtige Serie von Seetonen, Delta- und Flußschottern eine Bildung der letzten Zwischeneiszeit (Riß-Würm-Interglazialzeit) ist. Die heutige Höhenlage der zwischeneiszeitlichen Ablagerungen deutet darauf hin (siehe A. PENCK, a. a. O., Profil Fig. 3), daß nicht nur die aufstauende Barre nördlich von Fall durch irgend welche Ursachen verschwunden ist, sondern daß das Karwendelgebirge und damit das Isartal sich in junger Zeit gehoben haben und daß dadurch neuerdings ein Gefälle im Isartal hergestellt wurde. Dies kann aber nur gegen Ende der letzten (Würm-)Eiszeit oder seit deren Abschluß eingetreten sein; denn sonst würden durch die ausnagende Tätigkeit der Gletscher die zwischeneiszeitlichen Ablagerungen im Isartal zwischen Mittenwald und Fall ganz oder wenigstens in viel größerem Maß verschwunden sein. blieb jedoch das Becken des Isarsees während der Würmeiszeit bestehen, dann konnten zweifellos die in ihm abgelagerten Seetone und Schottermassen vom Gletscher nicht ausgefegt werden. Nach Ansicht des Verfassers ist die Ausnagung eines durch eine Barre abgeschlossenen beckenförmigen Hohlraumes, der die ganze Breite eines Talgletschers einnimmt, nicht möglich. Solange die Barre besteht, wird das vorhandene Becken von totliegendem Eise ausgefüllt und auf diese Weise bewahrt. Nur über dem Niveau der stauenden Barre wird eine Fließbewegung des Eises möglich sein. Erst mit der allmählichen Erniedrigung der Barre durch die abschleifende Tätigkeit des Eises werden auch dementsprechend tiefere Schichten der toten Eismasse in die Fließbewegung einbezogen. Verfasser möchte zur Stütze dieser Ansicht auf die

Untersuchungen von H. PHILIPP (Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung u. s. w., Neues Jahrb. f. Min. 13. Beil.-Bd. 1920) hinweisen. Ebenso, wie nach PHILIPP die trogförmig ineinandergeschachtelten Blätter des Gletschereises übereinander weggleiten, und zwar die höheren über die tieferen sich hinwegschieben, in gleicher Weise gleitet nach Ansicht des Verfassers die über dem Niveau einer Felsbarre liegende Gletschermasse über die darunter liegende Eismasse hinweg, welche letztere durch die Barre gehemmt als tote Masse im Becken liegen bleibt, da sie an der Felsbarre unüberwindlichen Widerstand findet. An ein Aufwärtsgleiten dieser Eismasse in ganzer Gletscherbreite oder an ein Hinaufgepreßtwerden ist nicht zu denken; ein solcher Mechanismus wäre nicht vorstellbar. Mit dieser Annahme steht aber nicht im Widerspruch, daß es im Verlaufe eines Gletscherweges Hohlformen gibt, die durch das gleitende Eis ausgeschürft oder übertieft werden. Solche Hohlformen, die sich meist als flache Wannen darstellen, erreichen aber im Vergleich zur Breite des erzeugenden Gletscherstromes verhältnismäßig geringe Ausdehnung. Ihre Aushobelung ist leichter verständlich. Stellen sich z. B. im Verlaufe eines Gletscherbettes kleinere Hindernisse in den Weg, so werden die sich vor ihnen stauenden Eismassen durch die ganze in Bewegung befindliche Masse des Gletscherkörpers mitgerissen und über das Hindernis hinweg gepreßt, wenn die Anstiegseite des Hindernisses nicht allzu steil ist; in diesem Falle ist ein Hinaufgleiten (natürlich nur in passivem Sinne!) denkbar. Eine solche passive Bewegung des teilweise gestauten Eises hängt von einer Reihe von Faktoren ab, wie Form und Größe des Querschnittes des Gletscherkörpers, Sohlengefälle, Temperatur des Eises, Veränderung der Kohäsion und Plastizität des Eises durch Innenmoränen u. s. w.

Es bestehen also begründete Beweise, daß das von zwischeneiszeitlichen See- und Flußablagerungen erfüllte Isarbecken während der Würmeiszeit ungestört bestehen blieb und daß das Eis des Isargletschers über diese Ablagerungen hinwegging, ohne diese in ihrer Lagerung zu stören. Gewiß hat der Isargletscher die trennende Barre bei Fall und Wallgau abgeschliffen, wie die schönen Gletscherschliffe und die Übertiefung im Oberrnachtal zeigen. Dadurch wurden die Barren auch erniedrigt und in gleichem Maße wurden die über dieses Niveau emporragenden zwischeneiszeitlichen Ablagerungen der Zerstörung durch das Gletschereis zugänglich gemacht, soweit nicht tektonische Hebungen das gleiche bewirkten.

Erst gegen Ende der Würmeiszeit scheint die Hebung des Karwendels und damit die Wiederherstellung des Gefälles begonnen zu haben. Seitdem gräbt sich die Isar in die mächtigen Schottermassen ein. Verschiedene nacheiszeitliche Terrassenreste zeigen, daß diese Eintiefung nicht gleichmäßig vor sich ging, sondern mit wechselnder Geschwindigkeit und Stärke erfolgte; vielleicht ist die Hebung des Gebirges nicht gleichmäßig, sondern periodenweise erfolgt.

Nun zurück zur Ur-Isar und zum Walchensee! Während oder unmittelbar nach der Eiszeit muß der Einbruch des zwischen Oberrnacht und Niederrnacht gelegenen Talstückes der Ur-Isar erfolgt sein, wodurch das vorher schon entstandene Becken des Ur-Walchensees wesentlich vergrößert wurde. Daß aber die Bildung der Hohlform durch tektonische Vorgänge (Einsturz oder Versenkung) erfolgt sein muß, dafür spricht das Vorkommen eines der jüngeren Formationsglieder, nämlich des Liasgesteins, auf der Halbinsel Zwergern. Während es auf den das Becken umsäumenden Höhen durch die Erosion überall verschwunden ist, blieb es durch die tiefe Versenkung im Einbruchgebiet erhalten. Der Zeitpunkt, zu dem der Einbruch

erfolgte, läßt sich nur annähernd vermuten. Vor der Eiszeit, als die Isar das Tal noch durchfloß, kann der Vorgang nicht stattgefunden haben; es müßte sonst das versunkene Tal mit Schottern ausgefüllt worden sein, wie es im Mittenwalder Becken geschah. Er kann erst erfolgt sein, als die Isar schon den heutigen Lauf nach Fall genommen hatte. F. LEVY (a. a. O. S. 58) nimmt ein nacheiszeitliches Alter an und begründet dies mit der „auffallenden Unabhängigkeit des Sees von den Moränen der Umgebung,“ woraus zu folgern sei, „daß der Walchensee zur Zeit der Moränenablagerung mindestens in der heutigen Form noch nicht bestand, mit anderen Worten, daß er postglazial ist.“ Diese Schlußfolgerung ist jedoch nach Ansicht des Verfassers nicht zwingend; es ist durchaus möglich, daß der Einsturzworgang zu einer früheren Zeit stattfand, etwa zur Zeit der Bildung des Mittenwalder Isarsees. Über die Ursachen des Einsturzes des Walchseebeckens äußert sich F. LEVY (a. a. O. S. 59): „Hervorgerufen ist der Einbruch augenscheinlich im Zusammenhang mit der Auslaugung von Raibler Gipsen im Liegenden des den Herzogstand aufbauenden Hauptdolomits.“ Diese Erklärung dürfte den Tatsachen nicht ganz entsprechen; denn die Gipseinschaltungen der Raibler Schichten sind im Vergleich zur Größe des Beckens so geringfügig, daß ein Verschwinden derselben durch Auslaugung nur eine geringe Einsenkung hervorgebracht hätte, niemals aber Einsturzhöhen von einigen Hundert Metern Tiefe, wie sie tatsächlich vorliegen. Abgesehen davon ist eine Auslaugung von Gips in einem Umfange, wie er dem Becken des Walchensees entspricht, unwahrscheinlich.

Nach Ansicht des Verfassers kann die Entstehung des nördlichen Teiles des Beckens auf den weiter oben eingehend geschilderten Vorgang der gewaltigen Blattverschiebung mit gleichzeitiger Senkung der östlichen Scholle zurückgeführt werden. Der später erfolgte Einbruch des südlichen Teiles, des ertrunkenen alten Ur-Isarlaufes, ist dagegen wahrscheinlich in Zusammenhang zu bringen mit den tektonischen Vorgängen, die so tief eingreifend in die Gefällsverhältnisse des Isartals zwischen Mittenwald und Fall gewirkt haben, wie weiter oben eingehend geschildert wurde.

In diesem Zusammenhange soll auch auf die Entstehung des Kochelsees kurz eingegangen werden. Auch sie hat mit dem Auslaugen von Gipslagern nichts oder kaum nennenswert zu tun, sondern steht ebenfalls mit der großen Blattverschiebung des Kesselbergs in engerem Zusammenhang. Jedoch war der mechanische Vorgang ein anderer. Während die nach Nordosten bewegte Scholle östlich der Blattverwerfung in die Tiefe versenkt wurde, wodurch zugleich der nördliche Teil des Walchensees entstand, erfolgte der Einsturz des Kochelseebeckens in der westlich der Blattverwerfung gelegenen, stehen gebliebenen Scholle — wie Verfasser annimmt — durch Zerrungsvorgänge. Kleinere Nachsackungen durch Auslaugung von Gipslagern haben wahrscheinlich noch nachträglich stattgefunden, wie Verfasser schon früher (a. a. O. S. 19) als möglich bezeichnete. Eiszeitliche Erosion hat für die Vertiefung des Beckens wohl kaum eine große Rolle gespielt. Dagegen haben, wie nachstehend gezeigt werden soll, noch andere tektonische Vorgänge daran teil gehabt. Die für die Entstehung des zwischeneiszeitlichen Isarbeckens verantwortlichen tektonischen Vorgänge sind nicht auf das Karwendelgebirge und Isargebiet allein beschränkt geblieben; ähnliche Talzuschüttungen finden sich auch in anderen Alpentälern (Inntalterrassen!), so daß man annehmen kann, daß es sich um eine Senkungserscheinung handelt, die weite Teile des Alpenkörpers betroffen hat, wobei allerdings das Ausmaß des Einsinkens in den verschiedenen Alpengebieten ungleich-

mäßig groß war. Jedenfalls besteht heute wohl kein Zweifel mehr, daß in der letzten Zwischeneiszeit das Gebirge im Vergleich zum Vorlande eingesunken ist, wodurch nicht nur die Gefällsverhältnisse der Flüsse in den Alpentälern abgemindert oder sogar aufgehoben wurden und diese dadurch der Verschüttung anheimfielen, sondern es machten auch die Mündungen der Täler am Rande des Gebirges und das unmittelbar angrenzende Vorland die Versenkung mit, wodurch das Gefälle zum Molassevorland zum Teil aufgehoben, zum Teil sogar umgekehrt wurde, so daß sich die abgesenkten Gebiete mit Wasser füllen mußten und in Seen verwandelt wurden. Solche ertrunkene Gebiete sind der ehemalige Illersee, Lechsee, Staffelsee, Eschenloher See, das Kochelseebecken u.s.w. Daß das Kochelseebecken trotz der erwähnten lokaltektonischen Entstehung auch durch die allgemeine Versenkung betroffen wurde, zeigt sich in den Tiefenverhältnissen; das Gebirge fällt fast unvermittelt bis zu den tiefsten Teilen des Sees ab, während der Anstieg des Seebodens gegen Norden ein allmählicher ist. Allerdings haben wir gegen Norden nicht mehr die eigentliche Oberfläche des Felsbeckens vor uns, sondern diese ist durch die diluvialen und nacheiszeitlichen Schotter bzw. Verlandungsmassen überdeckt. Ehemals erstreckte sich der See bis zum Molasserücken von Sindelsdorf-Schönmühle; noch in historischer Zeit soll der See bis zum Kloster Benediktbeuern gereicht haben; die Verlandung schritt also sehr rasch vor, was nur möglich ist, wenn man im Norden eine sehr geringe Tiefe des Beckens annimmt, die erst im eigentlichen Einsturzbecken sehr rasch zunimmt und durch die allgemeine Rücksinkung des Gebirges noch vermehrt wurde. Die Bildung des Seebeckens war demnach kein einheitlicher, sondern ein sehr verwickelter Vorgang.

Der Loisachdurchbruch am Ostende des nördlichen Molasseriegels von Schönmühle ist erst in jüngerer Zeit eingeschnitten worden; zur Zwischeneiszeit (Interglazialzeit) bestand er noch nicht. Außerdem muß der Riegel noch wesentlich höher gewesen sein, denn damals stand der Spiegel des Sees um etwa 25—32 m höher, wie aus der Höhenlage des Großweiler Schieferkohlenflözes hervorgeht, das als eine Torfmoorbildung angesehen werden muß, die sich in der letzten Zwischeneiszeit am Rande des Kochelseebeckens bildete (siehe J. KNAUER, Die Schieferkohle von Großweil und Ohlstadt. D. Min. Rohstoffe Bayerns u.s.w. 1. Bd. S. 52).

Auf das zwischeneiszeitliche Einsinken des Alpenkörpers dürfte auch der ehemalige See im Isartal zwischen Fall und Tölz zurückzuführen sein. A. PENCK (a. a. O. S. 199/200) nimmt zwar an, daß der interglaziale Isarsee sich von Mittenwald bis Tölz ausgedehnt habe; Verfasser hält es dagegen für wahrscheinlicher, daß eine trennende Felsbarre bei Fall bestand, durch die der Talsee in zwei Teile zerschnitten war, etwa wie heute durch den Kesselberg der Kochelsee vom Walchensee getrennt ist. Außerdem steht es noch nicht einwandfrei fest, ob der Tölzer See auch schon zur Zwischeneiszeit angelegt wurde oder ob er erst nach der Eiszeit durch Aufstau infolge Moränenabdämmung entstanden ist.

Auch die Entstehung des Sachensees im Oberrachtal dürfte auf tektonische Ursachen zurückzuführen sein; an eine Entstehung durch Gletschererosion ist wahrscheinlich nicht zu denken. Die tektonischen Vorgänge, die zu seiner Bildung führten, sind vielleicht mit den Einsturzvorgängen des Ur-Isartales in Zusammenhang zu bringen.

e) Höhlenbildungen und Sonstiges.

Im Anschluß an die allgemeine geologische Schilderung des Gebietes seien noch einige bemerkenswerte Einzelheiten erwähnt.

Im Oberrachtal findet sich am Ostfuße des Simetsberges in Höhe von über 900 m über dem Meer eine Höhlenbildung, das „Angerloch“. Seine Entstehung ist auf Auslaugung der Plattenkalke zurückzuführen, die durch das Zusammentreffen von verschiedenen Verwerfungsklüften mit starker Schichtenfaltung ermöglicht wurde. Am Eingang der Höhle ist prächtig aufgeschlossen der Querschnitt einer Schichtenmulde zu sehen, deren Schenkel nicht kurvenförmig gebogen, sondern rechtwinkelig zueinander abgknickt sind. Dazu kommen noch Verwerfungen, die zum Teil in den Schichtflächen sich auswirkten. Durch diese Verhältnisse wurde das Schichtgefüge so sehr gelockert, daß den zirkulierenden Gewässern vielfache Angriffspunkte zur Lösung des Kalksteins sich boten.

Eine weitere Höhle findet sich im Kochelseegebiet am Kienstein. Letzterer ist einer der durch die Blattverschiebung auseinandergerissenen Wettersteinkalkklötze. Klüftigkeit des Kalksteins infolge der Beanspruchung beim Störungsvorgang, vielleicht aber auch Nachsackung infolge Auslaugung von Gips, der unweit davon am Fuße des Berges im Gipsbruch zu Tage geht, mögen die Höhlenbildung angeregt haben. Erwähnenswert sind die dolinenartigen Einsenkungen südwestlich des Rothenbergs bei Kochel (in der östlichen Fortsetzung des Gipsbruches), die auf solche Auslaugungen hindeuten.

In diesem Zusammenhang mag zugleich auf ähnliche dolinenartige Bildungen südwestlich von Krünn im Mittenwalder Becken hingewiesen werden; auch sie sind anscheinend durch Auslaugung von Gipsstöcken entstanden.

Weiterhin soll eine in historischer Zeit erfolgte endgültige Laufverlegung des Lainbaches bei Kochel erwähnt werden. Dieser Bach soll früher in der Richtung nach der Ortschaft Kochel abgeflossen sein oder doch wenigstens sein Hochwasser haben dorthin überlaufen lassen, was für die Ansiedlungen verherend wirkte. Um diesem Übelstande abzuhelpen, sollen die Klosterherren von Benediktbeuern den heutigen Abfluß am Gipswerk vorbei zum Kochelsee künstlich haben vertieft und erweitern lassen, so daß ein Überlaufen nach Kochel unmöglich wurde.

Schließlich möge noch eines größeren Felssturzes gedacht werden, der von der Reissenwand am Ostabhang des Herzogstandes im Jahre 1755 zur Zeit des Erdbebens von Lissabon herabgekommen ist. Hier befand sich anscheinend eine größere Felsmasse in labilem Gleichgewicht, die durch die geringen Erschütterungen beim Eintreffen der vom Bebenherd ausstrahlenden Bebenwellen zum Absturz gebracht wurde. Die einheimische Bevölkerung betrachtete natürlich diesen Vorfall als Bestätigung für eine alte Sage vom Zusammenhang des Walchensees mit dem Meere, derzufolge bei größeren Stürmen auf dem Meere auch der Walchensee aufzuwallen beginne.

f) Geologische Literatur.

1. GÜMBEL, C. W. v., Geognost. Beschr. d. Bayer. Alpengebirges. Gotha 1861. —
2. GEISTBECK A., Die Seen der deutschen Alpen. Leipzig 1885. — 3. SCHWAGER A. und GÜMBEL, C. W. v., Mittel. a. d. chem. Labor. d. geognost. Abt. d. K. Oberbergamtes. Geogn. Jahresh. 7. 1894. — 4. SCHWAGER A., Hydrochem. Untersuchungen oberbayer. Seen, Geogn. Jahresh. 10. 1897. — 5. KNAUER, J., Geol. Monograph. d. Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. 18. 1905. — 6. KNAUER, J., Die tekton. Störungslinien d. Kesselbergs. Mitteil. d. Geogr. Ges. i. München. 5. 1910. — 7. REIS, O. M., Die tekton. Störungslinien d. Kesselbergs. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 18. 1910. — 8. AIGNER, D., Das Benediktenwandgebirge. Mitteil. d. Geogr. Ges. i. München. 7. 1912. — 9. BODEN, K., Geolog. Untersuch. a. Geigerstein u. s. w. Geogn. Jahresh. 28. 1915. — 10. LEVY, F., Diluviale Talgeschichte d. Werdenfelser Landes. Ostalp. Formenstud.

Abt. 1. H. 1. — 11. KNAUER, J., Die Schieferkohle v. Großweil u. Ohlstadt. D. Mineral. Rohstoffe Bayerns u. s. w. 1. Bd. S. 52. — 12. PENCK, A., Die Terrassen d. Isartales i. d. Alpen. Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss. 19. 1922.

2. Die geologischen Ergebnisse.

a) Die Anlagen im Isartal (Wehr und Überleitungskanal).

Bei der ersten Planung des Walchenseewerkes vor etwa 20 Jahren wurden verschiedene Vorschläge für die Überleitung des Isarwassers zum Walchensee gemacht (s. „Das Walchensee-Werk“. Herausgegeben v. Staatsministerium des Innern, Oberste Baubehörde, ferner FREYTAG, Th. u. HÖPFL, J., Das Walchenseewerk u. s. w., Elektro-Journal 1922 Nr. 5). Ein Vorschlag ging dahin, einen Teil des Isarwassers von einem Wehreinbau östlich von Wallgau durch einen Stollen in das Oberrnachtal und eventuell mit Zwischenschaltung einer ersten kleineren Kraftstufe zum Walchensee zu leiten, aus dem es dann durch den Kesselbergstollen zum Hauptwerk am Kochelsee gelangen sollte. Ein anderer weiter gehender Vorschlag ging darauf hinaus, nicht nur das gesamte Wasser der Isar, sondern auch dasjenige des Rißbaches zum Walchensee zu leiten. Zu diesem Zwecke sollte im Isartal eine Staumauer von 35 m Höhe errichtet werden, um die Isar aufzustauen; ferner sollte der Rißbach in einem Hangkanal am rechten Talhang isaraufwärts in den Stausee eingeleitet werden. Die so gewonnenen Wassermengen sollten mittels eines Stollens durch den Altlachberg zum Südufer des Walchensees geleitet und dort in einer ersten Kraftstufe ausgenützt werden. Dieser Plan ist zum Teil an der geologischen Beschaffenheit des Geländes gescheitert; denn im Isartal ließ sich ein wasserdichter Abschluß mittels einer Staumauer nicht herstellen, da die wasserundurchlässige Felssohle, auf der eine Mauer sich gründen müßte, in erheblicher Tiefe liegt. Die vorgenommenen Bohrungen erwiesen die Richtigkeit der von geologischer Seite gemachten Vorhersage. Auch die Herstellung des Hangkanals hätte mit erheblichen Schwierigkeiten des Geländes und des Gesteins zu kämpfen gehabt. Dagegen hätte die Herstellung des Stollens durch den Altlachberg voraussichtlich einen ziemlich normalen Verlauf ohne erhebliche Schwierigkeiten genommen.

Zur Gewinnung weiterer Entwürfe wurde im Jahre 1908 ein Wettbewerb ausgeschrieben, worüber in den angeführten Schriften nähere Angaben zu finden sind. Schließlich ergaben die umfangreichen Vorarbeiten den Ausführungsentwurf vom Jahre 1917. Dieser Entwurf sah die Errichtung eines Stauwehres möglichst weit isaraufwärts vor, um zwischen Isar und Walchensee noch eine Zwischenstufe zur Kraftausnützung zu gewinnen. Die Isar wird nunmehr oberhalb der Ortschaft Krünn mittels eines Wehres um 4 m auf Kote 870 m aufgestaut. Das Wehr ist zwischen eisernen Spundwänden auf Kies mit Geröllen bis Kindskopfgröße und Moräne gegründet, in denen sich nach den vorgenommenen Bodenuntersuchungen in größerer Tiefe nur einzelne Nagelfluhbrocken finden. Die bei Herstellung des Staus anfangs beobachtete geringe Durchlässigkeit des kiesigen Untergrundes verschwand nach kurzer Zeit durch die vollständige Verschlickung mit feinen Isarsedimenten.

Vom Wehr gelangt das Isarwasser durch ein Einlaufbauwerk in den Überleitungskanal, der bis zum Stolleneingang bei Wallgau in den ausgedehnten Schotterterrassen verläuft, die früher schon als nacheiszeitliche Bildungen geschildert wurden. Die Herstellung des Kanals erfolgte, entsprechend den geologischen Voraussagen über das zu erwartende Gelände, ohne Schwierigkeiten.

b) Der Wallgaustollen.

Unmittelbar westlich der Ortschaft Wallgau schließt sich an den Zuleitungskanal der rund 1500 m lange Freispiegelstollen durch die niedrige Paßhöhe zwischen Isartal und Obernaltal an. Die Paßhöhe besteht aus einem Felsriegel von Hauptdolomit mit südlich angelagerter Raibler Rauhwaacke; das Gestein zeigt infolge der hier durchstreichenden Blattverwerfung verschiedentlich Trümmerbildung und ausgedehnte Schubflächen, so z. B. nahe der Paßhöhe unmittelbar neben der Straße nach Walchensee, ferner im südlichen Stollenabschnitt. Beim Stollenvortrieb wurde entsprechend der geologischen Voraussage im südlichen Abschnitt bis etwa 340 m Länge Rauhwaacke und Hauptdolomitrekie angefahren, während die übrige Stollenstrecke im standfesten Hauptdolomit liegt; auch die vorausgesagte Abschneidung des Sachenlaingrabens im nördlichsten Stollenteil traf ein, indem 100 m vom nördlichen Stollenmundloch eine 0,30—0,40 m breite Kluft angeschlagen wurde, aus der nunmehr das Wasser des Sachenlaingrabens, das vorher gestaut war und oberirdisch abfloß, in den Stollen austreten kann. Die östlich des Stollens unweit des Sachensees zu Tage tretende Quelle wurde teilweise schon im Voreinschnitt abgeschnitten und entwässert jetzt zwischen ca. 5 und 20 m vom nördlichen Stollenportal in den Stollen.

c) Die Fortleitung im Obernaltal.

Aus dem Wallgaustollen gelangt das Wasser in den Sachensee, der die Sinkstoffe des übergeleiteten Isarwassers zur Ablagerung bringen soll. Bei seiner künstlichen Absenkung zwecks Herstellung des Kanalgerinnes und eines Abschlußbauwerkes geriet der tonige Bodensatz des Sees streckenweise in gleitende Bewegung. Schaden in größerem Umfange entstand dadurch nicht. Am Auslauf des Sees wurde ein Abschlußbauwerk errichtet, von dem aus das Wasser vorerst durch eine gefällreiche Schlucht, dann durch ein abgetreptes künstliches Flußbett und schließlich durch die verbreiterte Obernal in den Walchensee gelangt. Später soll sich an das Abschlußbauwerk am Sachensee ein weiterer Stollen von 4 km Länge am rechtsseitigen Talhang anschließen, mittels dessen das Wasser zu einer Kraftstufe am Südufer des Walchensees geleitet wird, um das Gefälle von 60 m zwischen Sachen- und Walchensee auszunützen. Beim Bau des Stollens werden voraussichtlich folgende geologische Verhältnisse angetroffen werden: Vom Sachensee bis zu dem Tälchen zwischen Altlachberg und Steinriegl ist Hauptdolomit zu erwarten, dessen Schichten nur im südlichen Teil in den ersten 300 m der Stollentrasse nördliches Einfallen zeigen, während sie im übrigen Teil bei wechselndem Fallwinkel nach Süden geneigt sind. Von dem erwähnten Graben bis zum Ufer des Walchensees herrschen Plattenkalke vor, die ebenfalls südliches Einfallen zeigen. Zwischen ihnen und dem Hauptdolomit sind, nach spärlichen Gesteinsfunden zu schließen, vielleicht kleinere Reste von Kössener Mergeln eingeklemmt, die wahrscheinlich durch tektonische Vorgänge hierher gelangt sein könnten. Obwohl die Lagerung der Hauptdolomitschichten bei oberflächlicher Betrachtung verhältnismäßig einfach erscheint, ist doch der Aufbau infolge von Verwerfungen und untergeordneten Faltenbildungen voraussichtlich etwas verwickelter. Das Vorkommen von ausgedehnten Gips- oder Anhydritstöcken ist unwahrscheinlich, jedoch auch nicht ganz unmöglich, da eine Aufsattelung von gipshaltigen Raibler Schichten aus der Tiefe irgendwo stattgefunden haben könnte. Besondere Schwierigkeiten sind beim Bau dieses Stollens jedoch kaum zu überwinden.

d) Die Kraftanlage am Kesselberg.

Der bisherige Ablauf des Walchensees, die Jachen, wird durch eine Schleuse abgesperrt. Das Walchensee- und das in diesen übergeleitete Isarwasser gelangt bei Urfeld am Nordende des Sees durch ein Einlaufbauwerk in den rund 1200 m langen Druckstollen, dessen Sohle 14 m unter Walchenseespiegel liegt. Der Druckstollen durchquert den Felsriegel des Kesselbergs und endet im Wasserschloß am steilen, zum Kochelsee Becken abfallenden Nordwestabhang. Vom Wasserschloß gelangt das Betriebswasser in sechs Druckrohrleitungen in die Turbinen des etwa 600 m südwestlich von Altjoch gelegenen Krafthauses, und schließlich von dort durch den Unterwasserkanal in den Kochelsee.

Die Gutachten über die geologischen Verhältnisse des Kesselbergs und die etwa zu erwartenden Schwierigkeiten beim Bau und Betrieb des Stollens lauteten (auszugsweise wörtlich) folgendermaßen:

Der Walchensee gehört dem Nordbereich der großen Hauptdolomitverbreitung in den bayerischen Alpen an, welche im Norden und Süden von Aufsattelungen des Wettersteinkalkes flankiert wird. Innerhalb der Hauptdolomitzone gibt es eine Anzahl Längseinfaltungen. Einen gestörten Sattel bildet die nördlich vom Walchensee vom Herzogstand nach dem Kesselberg bzw. Urfeld herabziehende Hauptdolomitmasse. An seinem Nordwestabfall sind einige Plattenkalkkomplexe eingefaltet. Unmittelbar an diesen von einer Anzahl von Verwerfungen durchsetzten Sattel legen sich die Reste des oben erwähnten nördlichen Wettersteinkalkzuges, welcher sehr zerstückelt ist. In diesem Berggebiet streicht eine Blattverschiebung durch das Joch zwischen Kesselberg und Walchensee. Parallele Schubwirkungen sind zweifellos noch außerhalb dieser Störungszone vorhanden, aber nicht mehr so gehäuft, wie innerhalb der Zone (in der geologischen Kartenskizze Abb. 1 ist die Region der hauptsächlichsten Verwerfungslinien durch die beiden nahezu parallelen Verwerfungen angedeutet). Die Verwerfungen sind keine offenen „Spalten“, sondern dicht schließende Trennungsflächen, welche aber nicht etwa der Festigkeit im Innern des Gebirges entbehren; lediglich bei künstlichen Anbrüchen sind Vorsichtsmaßnahmen gegen Loslösung von Trümmern zu treffen. Die Gesteinsschichten der Gebirgsunterlage selbst sind als günstig und als völlig bergfest zu bezeichnen. Eine auf dem Plateau über dem Wasserschloß an einer Verwerfung austretende Quelle läßt auf einen sehr festen, wasserdichten Gesteinskörper der Nordwestflanke des Kesselbergs schließen. Die Entstehung dieser Quelle und der Kesselbachquelle sind auf Verwerfungskreuzungen zurückzuführen. Das Gebirge über dem Stollenniveau hat, wie aus den steilen Böschungen der Bergflanken zu schließen ist, gut bewährte Konsistenz des Schichtgefüges und des ganzen Bergkörpers. Die Tal- und Bergformen zeigen keine Unregelmäßigkeiten, welche etwa auf ältere Einbrüche durch Auslaugung oder gewaltsame Durchnagung schließen lassen. Vielmehr sind alle Quellen an tektonische Linien gebunden, so auch die Kesselbachquelle an der alten Kesselbergstraße; der größte Hauptteil ihrer Schüttung hat mit dem Walchensee nichts zu tun, da sie nach SCHWAGERS Untersuchungen (a. a. O. S. 79) weder nach dem chemischen Befund noch nach der Temperatur, besonders aber nicht nach der eingepreßten Luft einen einfachen Abfluß des Sees bilden könne. Die hohe Temperatur und der starke Gipsgehalt sprechen dafür, daß das Wasser längere Zeit im Liegenden des Hauptdolomits, im Rauhackenhorizont kursiert; es handelt sich also um einen aufsteigenden Quellerguß. Wenn überhaupt Wasser aus dem Walchensee in die Kessel-

bergquelle käme, dann versetzt es wahrscheinlich nicht quer durch den Kesselberg, sondern parallel zum Streichen der Schichten.

Die Störungen im Gebirgsbau und das Auftreten von Quellen mit rund 500 l/sek. Schüttung lassen den Gedanken an größeren Höhlungen im Innern des Kesselbergs aufkommen. Die Möglichkeit kann nicht abgeleugnet werden, jedoch finden sich keine äußeren Anzeichen dafür vor. Der Hauptdolomit ist infolge seiner großen Zerklüftung nicht geeignet für größere Hohlräume.

Bezüglich der beim Stollenvortrieb etwa zu erwartenden Schwierigkeiten kann gesagt werden, daß es im höchsten Grade unwahrscheinlich ist, daß beim Stollenvortrieb irgendwelche nennenswerte, durch Erschütterung ausgelöste Einbrüche und Zusammenstürze erfolgen. Das Streichen und Fallen der Schichten ist günstig, da die Stollenachse meist mit 45° zum Streichen und mit noch größeren Winkeln zu den Störungen verläuft. Ein größerer Wasserzudrang könnte in ungefähr 650 m vom nordwestlichen Stollenmundloch in der Nähe der hier durchsetzenden Verwerfung sich bemerkbar machen. Über den zu erwartenden Gebirgsdruck läßt sich nichts aussagen. Dem allgemeinen Eindruck nach hat es den Anschein, als ob einigermaßen erhebliche Schwierigkeiten sich nicht einstellen werden.

So lauteten also die Voraussagen. Wie war nun der tatsächliche Befund?

Im Stollen wurden folgende Schichtenglieder angetroffen (s. Profil Abb. 2): Vom nördlichen Stollenmundloch beginnend wurden zunächst in den ersten 165 m Plattenkalk mit außerordentlich starker spitzwinkliger Verfaltung gefunden. Von 165—200 m herrschte Hauptdolomit; bis 200 m war das Gestein von richtungsloser Struktur, zum Teil ziemlich brekziös und von einzelnen größeren Verwerfungen durchsetzt; stärkerer Wasserzudrang machte sich hier bemerkbar; von 215—255 m zeigte das Gestein ziemlich ungestörte Schichtung, bei nordöstlichem Streichen und $50-70^{\circ}$ nordwestlichem Einfallen; von 255—303 m herrschte wieder brekziöses Gestein mit Harnischen vor; von 303—387 m war das Gestein gut geschichtet bei durchschnittlichem Nord-Ost-Streichen und Nord-West-Fallen; daran schließt sich wieder eine Brekzienzone an von 387—570 m. Bei 570 m trat ein bemerkenswerter Gesteinswechsel auf, indem eine Anhydritzone angefahren wurde, die bis 622 m anhielt. Der Anhydrit zeigt bei nordöstlichem bis östlichem Streichen ein Einfallen mit $60-70^{\circ}$ gegen Norden. Jenseits der Anhydritzone wurde wieder Hauptdolomit angetroffen, der sich von 622—1170 m (bis zum südlichen Stollenmundloch) erstreckte. Die Grenze zwischen Anhydrit und südlichem Hauptdolomit scheint eine größere Verwerfung zu sein. Von 622—830 m war die Struktur des Gesteins richtungslos und von verschiedenen Störungs- und Trümmerzonen durchsetzt; von 830—915 m stellte sich Schichtung ein, und zwar meist nordsüdliches bis nordöstliches Streichen bei zuerst steilerem, später jedoch flacher werdendem Einfallen gegen Ost bzw. Südost; von 915—1040 m war die Struktur richtungslos mit vielen Verwerfungen und Brekzien; von 1040 m an bis zum Süden (Einlaufbauwerk) trat wieder gute Schichtung ein bei durchschnittlich nordöstlichem Streichen und mittlerer Neigung gegen Südost.

Was die Richtung der hauptsächlichsten Verwerfungen anbelangt, so verlaufen von 43 gemessenen Störungen 22 in nordöstlicher, 19 in nordwestlicher, 1 in nordsüdlicher und 1 in ostwestlicher Richtung. Die nordöstliche Richtung ist also vorherrschend. Bemerkenswert ist, daß die nordwestlich gerichteten Verwerfungen fast ganz auf die Plattenkalkzone und auf den unmittelbar südlich der Anhydritzone gelegenen Hauptdolomit im Bereich von 622—725 m beschränkt sind; sie stehen

anscheinend mit der Hauptfaltung des Gebirges in Zusammenhang, während die nordöstlich gerichteten Störungen größtenteils auf die jüngsten Gebirgsbewegungen zurückzuführen sind.

Die Wasserführung im Gestein war eine verhältnismäßig geringe; nur in der Strecke von 165—200 m (anschließend an die Plattenkalkzone) war der Wasserzudrang ein erheblicherer; er ist zurückzuführen auf das Vorhandensein verschiedener Verwerfungen und die dadurch verursachte Zertrümmerung des Dolomits. Das hier im Stollen austretende Wasser steht in Zusammenhang mit der oben genannten, auf dem Plateau gerade über dem Stollen austretenden Quelle; diese blieb nämlich, als das Wasser im Stollen angeschlagen wurde, zeitweise aus. Es handelt sich also offensichtlich um gestautes Wasser, dem der Austritt nach der Talseite gegen das Kochelseebecken zu durch eine der Verwerfungsflächen verwehrt ist. Verwerfungen sind — obwohl sie zunächst zertrümmernd wirken — manchmal Regionen allerstärkster Gesteinsverdichtung, so daß die Trümmerbrekzie nach eingetretener Wiederverfestigung wie geschliffener und polierter Marmor aussieht und als wasserundurchlässige Fläche wirkt. Eine solche spiegelglatt geschliffene Verwerfungsfläche wurde z. B. im Stollen beim Einlaufbauwerk aufgedeckt.

Abgesehen von einer weiteren Quelle bei etwa 460 m vom nördlichen Stollenmundloch trat nur noch beim Einlaufbauwerk größerer Wasserzudrang im Stollen auf, der aber nicht vom See herstammte, sondern von der Oberfläche aus dem kleinen Bachriß in das klüftige Hauptdolomitgestein in den Stollen durchsickerte.

Über die Wasserführung im Gestein des Kesselbergs wurden von der Bauleitung folgende Feststellungen gemacht: Am 4. November 1922 wurden nach einem Regentag folgende Quellwassermengen gemessen:

Tropfstelle bei Station	80 m rechts (ab Urfeld gemessen)	0,10 l/sec.
Quelle	96 „ „	0,20 „
„	149,5 „ links	0,70 „
„	152 „ rechts	0,30 „
„	214,5 „ „	0,05 „
„	159 „ „	0,15 „
„	217,3 „ „	0,08 „
„	217,5 „ links	0,01 „
„	239 „ rechts	0,02 „
„	240,2 „ „	0,01 „
„	721 „ links	0,40 „
„	725 „ rechts	1,50 „
Sonstige Tropfwasserstellen (Schätzung)		1,48 „
		<hr/> Summa 5,00 l/sec.

Nach der Betonierung erwiesen sich trotz Fassung der Quellen als besonders feucht die Strecken 0—10 m (ab Urfeld), hier infolge Füllung des Einlaufbauwerkes; ferner 16—120 m, 296—400 m, 432—495 m, 509—517 m, 630—640 m, 715—722 m, 878—888 m, 897—905 m und 969—1000 m.

Aus der Lagerung der im Stollen und auf der Oberfläche aufgeschlossenen Schichten läßt sich ohne weiteres ersehen, daß das Kesselberggebiet im allgemeinen als eine Sattelaufwölbung zu betrachten ist, in deren Kern mittels einer Verwerfung das Liegende des Hauptdolomits, der Anhydrit, emporgestaucht ist, und in deren nördlichem Sattelschenkel das Hangende, die Plattenkalke, in kleinen Spezialfalten eingemuldet sind.

Die Voraussagen haben sich also in großen Zügen als zutreffend erwiesen. Auch die Härte und Festigkeit des Gesteins, soweit nicht von Störungen zerrüttet, entsprach vollkommen den Erwartungen. Höhlungen und offene Spalten wurden nicht angetroffen; es ereigneten sich weder Erschütterungen noch Einstürze. Auch das brekziöse Gestein in den vielen Störungszonen zeigte sich von überraschender Festigkeit; nur an einer Stelle (rund 200 m vom nördlichen Stollenmundloch) war das Gestein in einer mehrere Meter starken Zertrümmerungszone von schlechter Beschaffenheit, so daß es beim Vortrieb ausgezimmert werden mußte. Der ganze übrige Stollen stand (auch im Vollaubruch) ohne Zimmerung.

Die Wasserschwierigkeiten waren nicht von Bedeutung; der für möglich gehaltene größere Wasserzudrang in der Störungszone bei etwa 650 m vom nördlichen Stollenmundloch trat nicht ein, im Gegenteil. Diese Stollenpartie gehört, wie später noch gezeigt wird, zu den trockensten des ganzen Stollens. Dagegen bereitete am Einlaufbauwerk der Wasserzudrang von dem vom Desselkopf herabkommenden Rinnsal her (bei Regenwetter) ziemliche Schwierigkeiten. Die hier durchlaufende Blattverwerfungszone umfaßt außer Bereichen von Gesteinsverdichtung anscheinend auch einzelne Striche lockeren Gesteinsgefüges. Solche Striche stellen wahrscheinlich auch die Abflußwege für das Walchenseewasser dar, das zum Teil in der Kesselbergquelle zu Tage tritt. Der Austritt dieses Wassers aus dem See muß nicht in der Nähe des Seespiegels und an einer einzigen Stelle stattfinden; der festgestellte Mangel an offenen Klüften im Hauptdolomit des Kesselbergs macht es sogar sehr wahrscheinlich, daß der Abfluß an zahlreichen Stellen der am Nordwestrande des Sees entlang laufenden Störungszone erfolgt, wobei das ganze Wasser oder ein großer Teil davon zunächst in Tiefen von einigen Hundert Metern unter die Oberfläche hinuntersinkt und dann aufsteigend mit $8,5^{\circ}$ C. als Kesselbachquelle zu Tage tritt. Diese verhältnismäßig hohe Temperatur ist ein zwingender Beweis für das tiefe Absteigen des Wassers; dagegen kann aus dem Gipsgehalt der Kesselbachquelle kein Rückschluß auf die Tiefenlage der Wasserwege gezogen werden, die Aufschlüsse im Stollen haben vielmehr ergeben, daß im Innern des Kesselbergs ein Anhydritstock bis nahe an die Oberfläche reicht, welcher den Gipsgehalt der Quelle erklärlich macht.

Unerwartet und in den geologischen Gutachten nicht vorhergesagt war das Auftreten des Anhydritstockes im Niveau des Stollens ziemlich genau in der Mitte desselben. Wohl war im Gutachten das Kesselberggebiet als eine gestörte Sattelzone bezeichnet worden; es war jedoch aus den damals sehr spärlichen oberirdischen Aufschlüssen der außerordentlich verwickelte Bau dieses Sattels nicht zu ersehen, und bei nicht allzu gestörter Lagerung konnte man auf Grund der in dortiger Gegend bis zu 1000 m betragenden Mächtigkeit des Hauptdolomits ein Heraufreichen der Raibler Anhydritzone bis in den Stollenbereich nicht für wahrscheinlich halten. Die Sattalachse ist zweifellos längs der sie nördlich und südlich flankierenden Verwerfungen unverhältnismäßig in die Höhe gerückt und damit ein im liegenden befindliches mächtiges Anhydritlager bis über die Stollenebene herauf gedrückt worden. Obwohl die Überlagerung nur rund 80 m beträgt (das Vorkommen liegt genau senkrecht unter dem Tälchen), ist der Anhydrit doch vollkommen trocken; nur geringe Spuren von Vergipsung in kleinen Adern konnten festgestellt werden. Dies beweist jedenfalls, daß die Gesteine bei der gewaltsamen Aufpressung des Sattelkernes und bei den später stattgefundenen Blattverschiebungen erheblich verdichtet wurden, und dadurch an Wasserundurchlässigkeit gewannen.

Die Erfahrungen beim Bau des Kesselbergstollens haben jedenfalls gezeigt, daß die Kalkalpenrandzone noch einen viel verwickelteren Bau aufweist, als bisher angenommen wurde, und daß man darin in Zukunft auf alle Überraschungen gefaßt sein muß. Einen lehrreichen Einblick in den verwickelten Gebirgsbau gewährt die Abbildung der Rohrbahnanlage (Abb. 3), bei deren Herstellung zuvor das Felsgerüst in einem ausgedehnten Streifen vom Wasserschloß bis zum Fuße des Abhanges freigelegt wurde.

Die Ausgestaltung der im Anhydrit verlaufenden Stollenstrecke stellte die Ingenieure vor interessante Aufgaben. Von geologischer Seite wurde nachdrücklich auf die Gefahren aufmerksam gemacht, die sowohl durch Quellung des Anhydrits bei Wasseraufnahme (Vergipsung) entstehen, wie auch auf die zerstörende Einwirkung des Gipses auf den Beton. Es mag hier nur nebenbei bemerkt werden, daß man sich entschloß, den Stollen auf Länge des Anhydritvorkommens mit einem 60 cm starken Ring aus Klinkersteinen vollständig auszumauern und auf den Ring noch eine Eisenbetonarmierung aufzubringen.

Über die Gesteinsbeschaffenheit wurde kurz vor Drucklegung von der Bauleitung folgende Zusammenstellung übermittelt: Vor der Ausmauerung konnten der Gesteinsfestigkeit nach folgende Strecken unterschieden werden:

- I. 0—75 m (ab Urfeld) Gestein mit guter Bankung, jedoch ungünstige (horizontale) Lage der Schichten im First; Stollen liegt in der Kurve.
- II. 75—240 m durch Verwerfungen und Schubflächen stark gestört; zum Teil zertrümmertes Gestein mit Lehmassen; Quellen.
- III. 240—412 m günstigste Strecke; festes Gestein mit gleichmäßiger Bankung; trocken.
- IV. 412—526 m schlechteste Dolomitstrecke mit unregelmäßiger Bankung; häufig zertrümmertes Gestein und Harnische; bei 495 m 5% Sulfidgehalt.
- V. 526—630 m Anhydritstrecke mit südlicher und nördlicher Übergangszone.
- VI. 630—780 m Gestein teilweise durch Verwerfung gestört; bei 712 m große Quelle.
- VII. 780—1000 m mittelmäßiges Gestein ohne ausgesprochene Bankung mit Verwerfungen.
- VIII. 1000—1174 m Plattenkalkstrecke.

Die Strecken 412—780 m und 1000—1174 m wurden armiert.

3. Eignung des Gesteins als Baumaterial.

a) Das Betonmaterial.

Zur Frage der Verwendbarkeit des Dolomits aus dem Stollenausbruch für Betonierungszwecke wurde anfangs von geologischer wie technischer Seite übereinstimmend erklärt, daß nach den bisherigen Erfahrungen der Dolomit als „vorzügliches Betonmaterial“ anzusehen ist; nachteilige Erfahrungen waren an keiner maßgebenden Stelle bekannt. Während der Bauausführungen wurden aber erhebliche Zerstörungen an Betonbauten festgestellt, welche nicht restlos durch die ver-sehentliche Verwendung von anhydrit- bzw. gipshaltigem Dolomitsplitt erklärt werden konnten, sondern auf andere Ursachen zurückzuführen waren. Es wurde dabei von geologischer Seite die Aufmerksamkeit auf etwaigen außergewöhnlichen Schwefelgehalt des bisher als einwandfrei gehaltenen Hauptdolomits gelenkt. Eine daraufhin angestellte umfangreiche chemische Analyse des gesamten im Stollen anstehenden

Gesteins erwies einen teilweise so hohen Gehalt an fein verteiltem Schwefel, daß eine Verwendung desselben zum Betonieren als ausgeschlossen bezeichnet werden mußte. Die zulässige Grenze des Gesamtschwefelgehaltes im Betonschotter wurde von geologischer Seite mit 0,24—0,29% bezeichnet, da der Portlandzement an sich schon einen zugelassenen Gehalt von $2\frac{1}{2}\%$ Schwefelsäureanhydrit besitzt.

Der Widerspruch in den Tatsachen, daß nach früheren Erfahrungen der Dolomit ohne Nachteil zum Betonieren verwendet wurde, während man beim Bau des Walchenseewerkes unliebsame Erfahrungen machte, läßt sich nur dadurch erklären, daß bisher nur Material verwendet wurde, das in Form von Bachschottern oder Schutthalden schon seit Jahrtausenden den Verwitterungsvorgängen unterworfen gewesen ist, wodurch der Schwefelkiesgehalt des Gesteins vermindert oder ganz beseitigt wurde. Das frische Gestein aus dem Stollen dagegen, in dem infolge seiner Dichtigkeit nur geringe oder keine Wasserbewegung stattfinden konnte, enthält zum Teil noch seinen ganzen ursprünglichen Schwefelgehalt in Form von Sulfaten, Sulfiden und organischen Schwefelverbindungen.

An Stelle des Stollenausbruchmaterials wurde dann zum Betonieren teils Schotter von der Loisachmündung im Kochelsee, teils solche vom Südufer des Walchensees, welche von geologischer Seite nachgewiesen wurden, verwendet.

b) Natürliche Bausteine.

Bei der Beschaffung von schönen und dauerhaften Bau- und Werksteinen für die Bauten des Werkes wurde von geologischer Seite mit Erfolg mitgearbeitet. So z. B. wurde die Aufmerksamkeit auf die in mächtigen Bänken anstehenden Rhätkalke westlich des Jochbaches gelenkt; in ihnen wurde ein großer Steinbruch zur Gewinnung des Gesteins angelegt. Eine genaue Beschreibung des Gesteins ist bereits weiter oben bei Besprechung der Rhätschichten gegeben worden. Außerdem wurden die Steinbrüche in den Plattenkalken am Walchensee und im Oberrnachtal, ferner für die Uferschutzbauten der Loisachregulierung der Kreidesandstein vom Geistbühl bei Bichl untersucht und begutachtet.

4. Grundwasserfragen und Wirkung der Seespiegelabsenkung.

Die Überleitung eines nicht unbeträchtlichen Teiles der Wasserführung von Isar und Jachen in das Flußgebiet der Loisach löste eine Reihe von Besorgnissen der Anlieger erstgenannter Gewässer aus; sie befürchteten ein Sinken des Grundwasserspiegels im Isartal und damit ein Versiegen von Brunnen und eine Beeinträchtigung der Fruchtbarkeit des Bodens. Alle diese Besorgnisse konnten von geologischer Seite teils als unbegründet nachgewiesen werden, teils wurden Vorschläge zur Abwendung tatsächlich drohender Schäden gemacht. So z. B. konnte die Befürchtung für den Bestand der berühmten Krankenheiler Jodquellen bei Bad Tölz a. d. Isar als gänzlich unbegründet erwiesen werden, da sie mit dem Grundwasser der Isar nicht in unmittelbarem Zusammenhang stehen.

Über die Frage, welche Wirkung die Absenkung des Walchenseespiegels auf die diluvialen und alluvialen Uferablagerungen und die darauf befindlichen Siedlungen ausüben wird, sind die Meinungen der Geologen geteilt. Auf Grund eingehender Untersuchungen der Uferabbrüche am Spullersee (Vorarlberg) wird einerseits die Auffassung vertreten, daß für die Siedlungen am Walchensee, besonders für Dorf Walchensee, keine Befürchtung zu hegen ist. Die Absenkung am Spullersee

betrug 11,70 m innerhalb weniger Tage, während am Walchensee nur eine Absenkung von 4,60 m bei langsamer Absenkung geplant ist. Außerdem bestehen die abgesunkenen Uferteile am Spullersee fast nur aus Schlammablagerungen und Seetonen, welche den weichen Lias- und Kreideschichten der Umgebung entstammen, während es sich beim Delta von Dorf Walchensee hauptsächlich um Schotter aus dem umgebenden Hauptdolomitgebirge handelt; schlimmsten Falles könnten teilweise Rutschungen in unmittelbarer Nähe des Ufers eintreten, ferner Angriffe des bewegten Wassers bei abgesenktem Spiegel.

Eine andere Auffassung kommt allerdings zu wesentlich ungünstigeren Voraussetzungen, indem auf Grund der Ereignisse am Spullersee und am Faulenbacher See (bei Füssen) das Eintreten von Rutschungen bestimmt befürchtet wird, falls in den das Delta aufbauenden Schichten sich tonige Einschaltungen finden, welche als Gleitbahn dienen könnten. Das Vorhandensein solcher toniger Schichten ist als möglich zu bezeichnen, besonders da sich am Grunde des Walchensees heute noch tonige Sedimente bilden. — Die ersten Jahre nach der Eröffnung des Werkes werden zeigen, welche Auffassung sich als zutreffender erweist.

5. Sonstiges.

Das in den Kochelsee geleitete Walchensee- und Isarwasser gelangt durch die Loisach und den Loisach-Isarkanal wieder in die Isar oberhalb Wolfratshausen zurück. Die Loisach muß zur Abführung des Mehrwassers entsprechend vertieft und verbreitert werden. Beim Triebwerk Schönmühle wird das um das Walchenseebetriebswasser vermehrte Loisachwasser durch einen Stollen geleitet, welcher den dortigen niedrigen Molasserücken durchquert und die Ausnützung eines großen Gefälles ermöglicht. Bei der Planung wurde von privatgeologischer Seite auf Grund der wenigen vorhandenen Aufschlüsse an der Oberfläche die Lagerung der Sandstein- und Mergelschichten als günstig für den Stollenvortrieb bezeichnet, da die Schichten nahezu senkrecht einfallen und ebenfalls fast senkrecht zur Stollenachse streichen. Beim Stollenvortrieb blieben nun die Schießleistungen erheblich hinter den Berechnungen zurück, da statt der erwarteten senkrechten Schichtfugen größtenteils fast wagrechte Ablösungsflächen sich zeigten, was die Wirkung der Sprengschüsse sehr beeinträchtigte. Da die Unternehmerfirma an der Richtigkeit der Voraussage ihres geologischen Beraters zweifelte, wurde amtlicherseits dieser Fall untersucht. Es konnte festgestellt werden, daß die geologische Voraussage über Streichen und Fallen richtig war, daß aber der Schichtenstoß durch ein Bündel von nahezu wagrecht verlaufenden Abscherungsflächen so vollkommen zerrissen war, daß die eigentliche Schichtung verwischt und eine Scheinschichtung vorgetäuscht wurde. Es bleibe dahingestellt, worauf diese Erscheinung zurückzuführen ist, ob auf den Gebirgsdruck bei der Faltung der Molasse oder auf den Druck des sich über den Molasseriegel hinwegpressenden eiszeitlichen Gletschers. Aus den oberirdischen Aufschlüssen konnte man eine solche Struktur des Gesteins nicht vorhersehen. Es dürfte sich daher bei ähnlich gelagerten seichten Stollenbauten in ehemals vergletschert gewesenen Gebieten empfehlen, die in Schönmühle gemachten Erfahrungen im Auge zu behalten.

6. Mitarbeiter.

An der Bearbeitung der beim Bau des Walchenseewerkes in den Gesichtskreis getretenen geologischen Fragen waren in erster Linie die Beamten der geologischen

Landesuntersuchung und des Landesamtes für Wasserversorgung beteiligt. Die Frage der Ufergefährdung durch die Seespiegelabsenkung begutachtete auch der Vorstand des geologischen Institutes der Universität, unter dessen Leitung eine wissenschaftliche Untersuchung des Sees in sedimentpetrographischer und biologischer Hinsicht durchgeführt wurde, worüber eine eigene Veröffentlichung erfolgen wird.

Vielgestaltig waren die Fragen, verantwortungsreich und zum Teil von großer finanzieller und technischer Tragweite ihre Begutachtung und Lösung. Wenn das Werk in nicht allzuferner Zeit vollendet sein wird und seine segenspendende Kraftfülle über Bayerns Gaue ausströmen wird, dann dürfen auch die geologischen Mitarbeiter mit Befriedigung auf ihre wenn auch bescheidene Tätigkeit zurückblicken. Besondere Genugtuung aber werden sie über den Schatz reicher Erfahrungen empfinden, die dabei zu sammeln sich Gelegenheit bot.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes	36—57
A. Die Formationsglieder und ihre Gesteine	36—47
a) Anisische Stufe	36—37
b) Ladinische Stufe	37—38
c) Karnische Stufe	38—40
d) Norische Stufe	40—43
e) Rhätische Stufe	43—45
f) Jura- und Kreideformation	45—46
g) Tertiärformation	46
h) Diluvium und Alluvium	46—47
B. Der geologische Aufbau des Gebietes	47—57
a) Die Flyschzone	48
b) Die kalkalpine Rand- oder Vorzone	48—49
c) Das Zwischengebirge	49
d) Entstehung der Täler und Seen	49—55
e) Höhlen und Sonstiges	55—56
f) Geologische Literatur	56—57
2. Die geologischen Ergebnisse	57—63
a) Die Anlagen im Isartal (Wehr und Überleitungskanal)	57
b) Der Wallgaustollen	58
c) Die Fortleitung im Oberrachtal	58
d) Die Kraftanlage am Kesselberg	59—63
3. Eignung des Gesteins als Baumaterial	63—64
a) Das Betonmaterial	63—64
b) Natürliche Bausteine	64
4. Grundwasserfragen und Wirkung der Seespiegelabsenkung	64—65
5. Sonstiges	65
6. Mitarbeiter	65—66

Übersichtslageplan.



Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesstufe) aus dem Frankenwald.

Von

A. Wurm.

Kambrium kommt in Thüringen und Nordbayern nach der geologischen Kartierung in weiten Flächen zu Tage, nirgends ist es aber bisher durch paläontologische Funde einwandfrei belegt. Was in Thüringen als Kambrium ausgeschieden wurde, umfaßt zum mindesten in den hangenden Teilen die sogen. Phykodenschichten, die unzweifelhaft tiefsilurisches Alter besitzen. v. FREYBERG¹⁾ hat vor kurzem die Fauna der Phykodenschichten übersichtlich zusammengestellt. Er hält es für fraglich, ob in Thüringen überhaupt echtes Kambrium zur Ablagerung gekommen sei. Ähnlich lagen bisher die Verhältnisse in Nordbayern, wo GÜMBEL unzweifelhaft Phykodenschichten dem Kambrium zugeteilt hat (z. B. bei Ludwigstadt und in der Zone Schwarzenbach a. S.—Rehau). Fossilführendes Kambrium war bisher auf deutschem Boden nicht bekannt.²⁾ Die Leimitzschichten bei Hof gehören dem tiefsten Silur, dem Tremadoc an und in das gleiche Niveau müssen auch die sogen. Salm-schichten des Hohen Venn gestellt werden, in denen *Dictyograptus flabelliformis* gefunden wurde.³⁾

Die Aufnahmen, die zur Zeit von der Bayerischen geologischen Landesunter-suchung im NW. der Münchberger Gneismasse auf Blatt Presseck durchgeführt werden, haben nun neue überraschende Resultate ergeben. Die Gliederung der mächtigen Schieferkomplexe stieß infolge der tektonischen Komplikation auf große Schwierigkeiten. Von vornherein wurde deshalb besonderes Augenmerk auf die Auffindung von Fossilien gerichtet. Die Erwartungen in dieser Hinsicht blieben anfangs unerfüllt. Erst in den letzten Monaten ist es gelungen, eine Fauna zu ent-decken, die neues Licht auf die Stratigraphie und Paläogeographie des ältesten Paläozoikums wirft. Die Fauna ist noch nicht im einzelnen durchbestimmt. Schon jetzt kann aber kein Zweifel mehr bestehen, daß sie dem Mittleren Kambrium, der Paradoxidesstufe angehört. *Paradoxides spinosus*, eine Hauptleitform von

¹⁾ Die Fauna und Gliederung des Thüringer Untersilurs. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 74. 1922. Abh. S. 238.

²⁾ Während der Drucklegung ist eine Arbeit von RUD. und E. RICHTER erschienen, die von einem Vorkommen einer unterkambrischen Fauna in Niederschlesien berichtet. Centrabl. f. Min. 1923 S. 730

³⁾ Vgl. HOLZAPFEL, Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. Abh. d. Preuß. geol. Land. N. F. Heft 66. 1910.

Skrej und Tejšovic in Böhmen, war unter den ersten Funden und ist in gut erhaltenen Exemplaren vertreten. Daneben kommen andere Arten von Trilobiten vor (z. B. *Ptychoparia Agraulos*), die Begleitfauna besteht aus Conularien, Hyolithiden und Brachiopoden. Trotz der im allgemeinen großen Fossilarmut ist es gelungen, eine Reihe verschiedener Fundstellen zu entdecken und durch wiederholte Aufsammlungen eine kleine Fauna zusammenzubringen. Sie ist an Grauwackenquarzite, graue quarzitische Schiefer und graue Tonschiefer gebunden. Die Grauwackenquarzite sind stellenweise denen von Jinec in Böhmen zum Verwechseln ähnlich.

Das Kambrium streicht in einem breiten Band von Wildenstein bis gegen Premeusel aus. GÜMBEL hatte die Gesteine dieser Zone dem Devon zugerechnet. Er gibt aus der Gegend von Schlopp in seiner Beschreibung des Fichtelgebirges Trilobiten an. Die spärlichen schlecht erhaltenen Reste (Rumpfsegmente), die sich in der Sammlung der geologischen Landesuntersuchung befinden, ließen keine sichere Deutung zu. GÜMBEL hatte sie als Reste von *Phacops* bestimmt, nach dem ganzen Gesteinshabitus sind sie aber sicher auch kambrischen Alters.

Das stratigraphische Verbandsverhältnis, in dem das Kambrium im Frankenwald auftritt, muß erst durch fortschreitende Kartierung geklärt werden. Die Stratigraphie des ältesten Paläozoikums birgt im Frankenwald noch mancherlei Rätsel. Bis jetzt ist es nicht gelungen, die Hangendschichten des Kambriums, Leimitschichten und Phykodenschichten, auf Blatt Presseck nachzuweisen. Auffallend ist auch folgende Tatsache. Überall, wo bisher Phykodenschichten nachgewiesen sind, treten sie uns in einer ziemlich metamorphen Fazies entgegen, ganz im Gegensatz zum Frankenwälder Kambrium, das trotz höheren Alters ebenso wie die Leimitschiefer fast keine Metamorphose erkennen läßt.



Die Aufnahmen, die zur Zeit von der hiesigen geologischen Landesanstalt im N.W. der Münchberger Gneisszone an Blatt Presseck durchgeführt wurden, haben nun neue überraschende Resultate ergeben. Die Gesteine der nachden Schieferung zeigen eine der typischen Hangendlagen mit grobe Schieferung. Von vornherein wurde deshalb besonders Augenmerk auf die Auffindung von Resten gerichtet. Die Erwartungen in dieser Hinsicht blieben Anfangs unerfüllt. Erst in den letzten Monaten ist es gelungen, eine Fauna zu entdecken, die neues Licht auf die Stratigraphie und Lithogenese dieser Gesteine wirft. Die Fauna ist nicht nur eine sehr abwechslungsreiche, sondern jetzt kann über kein Zweifel mehr bestehen, daß sie dem Mittel-Kambrium der Karabodidestufe angehört. Fundstellen gehören eine Hauptkategorie von (1) die Fauna und Gesteine der hiesigen Gneisszone, Blatt Presseck, geol. Landesanstalt, 1927, Abb. 2, 333.

(2) Wurm, die Beschreibung der Gesteine im N.W. der Münchberger Gneisszone, Blatt Presseck, geol. Landesanstalt, 1927, Abb. 2, 333.

(3) Vgl. H. Wurm, Die Gesteine des Mittel-Kambriums im Fichtelgebirge, geol. Landesanstalt, 1927, Abb. 2, 333.

(4) Die Gesteine des Fichtelgebirges, geol. Landesanstalt, 1927, Abb. 2, 333.

Der Aplitporphyr von Warmensteinach im Fichtelgebirge.

Von

Karl Willmann.

Am Südfuß des Mitterberges, eines der dem mächtigen Granitmassiv des Ochsenkopfes nach SSW. hin vorgelagerten Phyllitberges, liegt das bekannte Dorf Warmensteinach. Nordöstlich davon, vom sogen. Löchlein auf dem neu angelegten Touristenweg nach dem Ochsenkopf in der Waldabteilung „Helle Glocke“ stößt man nach viertelstündiger Wanderung im Phyllit auf eine bedeutender/weiße Gangmasse, die quer über den Weg setzt. le

Am Salband ist das Gestein sehr dicht und von muschlig splittrigem Bruch; nur bei genauerer Betrachtung treten zerstreut winzige Einsprenglinge von Feldspat und Quarz hervor; auch sind allerfeinste Äderchen von Quarz nicht selten.

Nach der Mitte des Ganges hin werden die Einsprenglinge häufiger, aber nur um ein Geringes größer, während die Grundmasse das gleiche Aussehen bewahrt; das Gestein ist ein ausgesprochener Porphyr geworden, in welchem besonders die klaren korrodierten Quarzeinsprenglinge gegenüber den matten Feldspäthen hervortreten. Nach dem Salband hin macht sich Imprägnation mit Schwefelkies erheblich bemerkbar, während sie in der Mitte fehlt.

Schliffe von Proben der Salbandzonen zeigen eine feinkörnige Grundmasse von Quarz, Orthoklas und Albit; die Struktur ist die aplitische, indem der Quarz etwas größere Idiomorphie als die Feldspäte zeigt. Aus dieser Grundmasse treten da und dort ziemlich isometrische Einsprenglinge von trübem Orthoklas hervor; häufig umschließt er bald vereinzelte größere, bald auch ganze Komplexe von kleineren zwillingslamellierten Albiten mantelartig; anderorts dagegen kann er auf eine schmale Randzone reduziert sein. Ferner zeigen die mit ferritischem Pigment stark bestäubten Orthoklase schmale wasserklare Corrosionsränder und sind mit den winzigen Komponenten der Grundmasse randlich mehr oder weniger verzahnt. Einsprenglinge von Quarz sind in den Randpartien des Ganges verhältnismäßig selten; im Schliff trifft man sie gewöhnlich in sechsseitigen Querschnitten, ebenfalls etwas korrodiert und mit der Grundmasse fein verzahnt; gelegentliche Einschlüsse in ihnen sind kleine Orthoklase und Albite.

Schliffe aus Proben von der Gangmitte bestätigen die Zunahme des porphyrischen Charakters zu fast kristallporphyrischem Habitus; die Einsprenglinge von Quarz und Feldspat, welche dieselben Eigentümlichkeiten wie im Salband zeigen, sind recht häufig geworden; auch ein farbloser Glimmer tritt hinzu teils einsprenglingsartig in größeren Tafelchen, teils in winzigen Flitterchen überall häufig in der Grundmasse zerstreut.

Durch den ganzen Gang hindurch seien als Nebengemengteile kleine Kristallkörnchen von bräunlichem Turmalin genannt. Die kleinen Schwefelkieswürfelchen des Salbandes sind in Limonit¹ umgewandelt. An einer Stelle fanden sich eigenartige Glimmermineralien; es war dies vor allem ein scharfbegrenztes Täfelchen, Schnitt \perp zur Spaltbarkeit, von Indigo-Farbe, ohne erkennbaren Pleochroismus; es erwies sich im konvergenten Licht als opt. zweiachsig mit kl. A. W. und negativer Hauptzone; n (Lichtbrechung) ist hoch, dagegen die Doppelbrechung sehr nieder. Dieses Blättchen fand sich von einem lappigen farblosen, etwas stärker doppelbrechenden Mineral umrandet, ebenfalls von negat. Charakter der Hauptzone, ohne Spaltbarkeit; n wie im ersten Mineral. Am meisten stimmen die Eigenschaften beider Glimmer mit denen von Sprödglimmer überein.

Das Nebengestein des Aplitporphyrs ist ein dunkler glimmerreicher Phyllit. Er besteht u. d. M. aus dicken Häuten von lichtem Biotit, Chlorit und Serizit, die Lagen von Quarz und untergeordnetem Albit umschließen.

Eine eigentümliche Erscheinung an der Grenze beider Gesteine ist die starke Anreicherung von Vesuvian; die kurzprismatischen winzigen Kriställchen sind meist von den Quarz- und Feldspatkörnchen der Grundmasse durchwachsen, so daß skelettäre Ausbildung die Folge ist. Nach dem Innern des Ganges nimmt der Vesuvian rasch ab und kommt nur noch gelegentlich vor.

Die im Handstück der Porphyre schon mit der Lupe deutlich erkennbaren Quarzäderchen zeigen u. d. M. ausgezeichnete Pflasterstruktur wie bei manchen Injektionsadern.

Zum Vergleich mit schon bekannten Aplitporphyren hat Herr Dr. SPENGLER im Laboratorium der Geolog. Landesuntersuchung (Oberbergamt) München in dankenswertester Weise die folgenden (1 und 2) Analysen ausgeführt.

	1.	2.	3. ¹⁾	4. ¹⁾
SiO ₂	74,40	73,81	74,02	73,36
Al ₂ O ₃	14,53	14,57	13,90	14,49
Fe ₂ O ₃	0,69	0,83	1,00	1,13
FeO	—	—	0,27	0,47
CaO	0,81	0,14	0,77	1,28
MgO	Spur	0,37	0,24	0,23
K ₂ O	5,15	4,27	4,41	4,43
Na ₂ O	3,78	4,80	4,53	3,53
H ₂ O	0,29	0,84	0,73	0,65
P ₂ O ₅	—	—	—	0,43
Summa	99,65 %	99,63 %	99,87 %	100,17 %

1. Aplitporphyr vom Salband. Warmensteinach. 2. Aplitporphyr von der Gangmitte. Warmensteinach. 3. Granitaplit. Meissen. Sachsen. 4. Granitaplit. Laufenburg a. Rh., Baden.

Der Vergleich des Analysenergebnisses mit demjenigen einiger Granitaplite aus den Elementen von ROSENBUSCH zeigt völlige Übereinstimmung. Für Aplit charakteristisch ist die große Armut an zweiwertigen Metallen, sowie der Reichtum an Kieselsäure und Alkalien. In den Randpartien des Ganges überwiegt K₂O gegenüber Na₂O um 1,3% wie in den normalen Granitapliten. Der verschwindend niedere Gehalt an CaO beweist die richtige Bestimmung des Plagioklases als Albit. Eigentümlich ist die Zunahme des Na₂O um 1% nach der Gangmitte hin. Da diese gerade so reich an Orthoklas sich erweist wie das

¹⁾ Elemente der Gesteinslehre. H. ROSENBUSCH. 4. Auflage 1922, p. 296.

Salband, dürfte die Ursache dieser Zunahme in dem Eintreten des farblosen Glimmers zu suchen sein.

Als Ergebnis vorliegender Untersuchung wäre kurz folgendes festzustellen: Der Aplitporphyr von Warmensteinach ist ein Spaltungsprodukt des normalgranitischen Fichtelgebirgsmagmas. Die Erstarrung erfolgte in geringer Rindentiefe oder weiterer Entfernung vom Herd und so nahm das Gestein porphyrischen Charakter an; also haben wir es mit einem größeren Nachschub granitaplitischen Materials zu tun, der weit hinaus in die äußere Schieferhülle vielleicht entlang einer durch vorausgegangene tektonische Bewegungen aufgerissenen Spalte erfolgte und wohl auch die Metamorphose der einstigen Tonschiefer zu Phylliten veranlaßte; letztere erhielten dabei auch ihren untergeordneten Albitgehalt. Die Bildung des Vesuvian ist nicht sekundär erfolgt, da deren Kriställchen von Feldspat und Quarzkörnchen durchwachsen sind. Es dürfte sich um die Resorption schwacher kalkig kieseliger Lagen im ursprünglichen Tonschiefer durch das aplitische Magma handeln; bei der nachfolgenden Entmischung erfolgte sodann die Auskristallisation als Vesuvian an der Grenze beider Gesteine. Das stimmt auch gut mit dem Vorkommen von Kalkspat als Gangart eines im Phyllit des nahen Mittelberges aufsetzenden kleinen Eisenerzganges überein.

Zum Schlusse erlaube ich mir sodann dem entgegenkommenden Leiter der Geognostischen Landesanstalt in München, Herrn Oberbergdirektor Dr. REIS, für sein Interesse an vorliegender Abhandlung meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Ferner danke ich ergebenst Herrn Dr. LAUBMANN für die Überlassung des schönen Arbeitsmaterials.



Über Konglomerate in den Allgäuer Kössener Schichten.

Von

Dr. Otto M. Reis.

Bei einer Aufnahme des durch Hauptdolomit überschobenen Trias-Jura-Untergrunds in dem Fenster von der Älpe-Alp SW. von Hinterstein und am Imberger Horn NW. von Hinterstein traf ich zunächst im ersteren Gebiete in der Höhe des in der Karte nicht eingezeichneten kleinen Sees, einige Meter unter einer Teilüberschiebungsgrenze durch Oberen Jura, auf eine Schicht, welche eine brekziös-konglomeratige Zusammensetzung hat. Die Kalkgesteine, welche durch dichtes Kalkbindemittel hier zusammengehalten sind, haben zwar keine starke Rundung, jedoch eine Kantenabrollung erfahren; es besteht keine Möglichkeit, sie etwa unter den Begriff einer Druck-, Schub- oder Gangbrekzie zu fassen. An der oberen Älpe-Alm und an dem nach Westen zu abwärts führenden Steig sind diese konglomeratigen Schichten in die typischen Kössener Schichten mit Versteinerungen eingeschlossen;

die Einschaltung in deren Verband ist ebenso, daß eine Druckbrekzie oder dergleichen völlig ausgeschlossen ist; es stimmt auch der Profilzusammenhang vom ersten Fundort mit der Zugehörigkeit zu den Kössener Schichten. Das gleiche ergibt die mehrfache Wiederkehr des Konglomerats, wenn auch nicht so guter Aufschlüsse am Hang des „Älpe-Bergs“ der Karte 1:25 000.

Am auffälligsten ist aber dieses brekziöse Konglomerat aufgeschlossen am Älpe-Berg im Ostrachtal (Westseite) bei der Einmündung des Eckbachs und zwar auf dessen nördlicher Seite; der hier in ungefähr 200 m Länge und 15 und 20 m Höhe anstehende Fels ist fast ganz ein mächtiges Konglomerat von Kalkbrocken wenig verschiedener Gesteine aus der Reihe der rhätischen Schichten mit wenig Bindemittel, welches durchaus den Eindruck einer der rhätischen Reihe angehörigen Schichteinlagerung, vermutlich aus Plattenkalkgesteinen, macht.

Auf dem Südhang des Imberger Horns habe ich im Hornberggraben bei 1080 m Höhe ebenfalls inmitten der durch Versteinerungen festgelegten Kössener Schicht ein Mergel-Tonkonglomerat entdeckt, welches dem ersterwähnten gleichgestellt werden kann; es sind rote, abgerollte tonig-mergelige Knollen in einer grauen Schichtmasse. — Das gleiche ist in einem östlichen Parallelgräbchen bei 1300 m zu erkennen.

Wir haben es mit diesen Konglomeraten zweifellos mit einer an eine Hebungsauffaltung anschließenden Zertrümmerung im inneren südlicheren Ablagerungsbereich der Kössener Schichten selbst zu tun; für eine andere Erklärung, wie sie etwa für die Konglomerate des Wellenkalks angenommen wird, fehlt jeder Anhaltspunkt.¹⁾

¹⁾ Ich habe übrigens oberhalb der unteren Älpe-Alp etwas im SW. vom Bach bei 1310 m auch im durch Fossilfunde belegten Aptychenkalk eine tektonisch ungestörte Bank angetroffen, in welcher abgerollte Bruchstücke eines hellen Kalkes offenbar derselben Formation eingeschlossen sind; hier ist wohl an einen Vergleich mit der von H. P. CORNELIUS am Nordhang des Imberger Horns beschriebenen Schicht (Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1921, S. 60—61) zu denken.

Über
Konglomerate in den Allgäuer Kössener Schichten.

Dr. Otto M. Reis.

Zur Geologie der Gegend zwischen der unteren Alsenz (Hochstätten-Ebernburg) und dem Wiesbach (Nack—Wendelsheim).

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit einer Kartenskizze in 1:25 000, 1 Profiltafel und 3 Abbildungen.)

x vorhanden
11.4.49

Mit Unterstützung der Pollichia, Pfälz. Verein für Naturkunde in Speyer
und der Rheinischen Naturforschenden Gesellschaft in Mainz.¹⁾

Vorbemerkung.

Das Kärtchen der Gegend zwischen Altenbamburg—Mörsfeld—Wendelsheim zwischen Alsenz und Wiesbachtal gibt nicht nur eine Darstellung in 1:25 000 der in Blatt Donnersberg 1:100 000 enthaltenen gleichen Gegend, sondern auch im engen Anschluß an das auf 1:50 000 erhöhte Bild der Geologie des Gebiets um den Lemberg (Geogn. Jahreshefte 1918/19) noch Einzelheiten, welche im Maßstab 1:100 000 nicht dargestellt bzw. ungenügend und schlecht lesbar sind oder erst neuerdings verbessert und ergänzt wurden. Ein älterer Teil der Aufnahme stammt nämlich schon aus dem Jahre 1894—95 und wurde später nur zur Anlage eines mit Höhenmessungen versehenen Querprofils zu Bl. Donnersberg (Prof. I) strichweise durchbegangen; ferner konnten zur Ausarbeitung der Erläuterungen zu diesem Blatt noch gelegentliche Nachbegehungen zwischen 1912 und 1918 stattfinden, welche aber nur andeutungsweise in jener Schrift berücksichtigt sind.

So ist nunmehr am nordwestlichen, tektonisch, plutonisch und stratigraphisch wichtigen Eckpfeiler des Pfälzer Gewölbes eine ähnliche eingehendere Festlegung der Gesamtverhältnisse erfolgt, wie an entsprechender Stelle am südwestlichen Eckpfeiler des Gewölbes zwischen „Rockenhausen, Winnweiler, Donnersberg, Kirchheimbolanden“, ebenso in 1:50 000 und 1:25 000; zwischen beiden liegt nur der 3 km breite südliche, weiter nach NO. reichende Teilfirst des Pfälzer Gewölbes.

Die topographische Grundlage ist zu Gunsten der Lesbarkeit des geologischen Bildes nur in den Hauptzügen von Straßen, Eisenbahnen, Höhenlinien (20 m Ab-

¹⁾ Während obige Vereine die Herstellung der Karte ermöglicht haben, haben die Deutsche Petroleum-Aktiengesellschaft in Berlin und Gebrüder Röchling in München zu den Kosten des Drucks dieser Abhandlung über ein Gebiet der Rheinpfalz erheblich beigesteuert. Die Abhandlung konnte in das Pfalzheft 1923 nicht mehr aufgenommen werden, da die Tafeln sich bis Anfang Juni 1924 in Speyer ohne Möglichkeit der Beförderung nach München befanden.

stand) dargestellt; jede das in Strichzeichnung gegebene geologische Bild störende Einzeltopographie wurde weggelassen; die Zeichnung wurde schon im Jahre 1917 hergestellt.

Die Abteilungen des Tertiärs (vorzüglich im Hessischen Anteil, vgl. Bl. Fürfeld und Abhandlungen von H. SCHOPF) wurden zu Gunsten der Einzeldarstellung des Rotliegenden zusammengezogen. Das Ober- und Unterrotliegende ist in der Karte von SCHOPF nicht zulänglich dargestellt; es fehlte dazu die Vorbereitung in einem größeren Aufnahmegebiet.

Zur geologischen Übersicht.

Zu der oben gegebenen Vergleichsübersicht mit den Darstellungen am südöstlichen Eckpfeiler des pfälzischen Gewölbes sei noch folgendes hinzugefügt.

Im Norden ist die große von Altenbamberg—Ebernburg bis Steigerberg bei Wonsheim reichende Verbreitung der südlichen Randbreite des großen von Norheim bis Kreuznach sich erstreckenden Porphyrmassivs, nach Osten nur inselartig auftauchend, erhalten. Mit ihm sind, wie am Donnersberg, im Liegenden nicht wenig ausgebreitete Reste von Odenbacher Schichten eng verbunden.

Im Süden und Südosten ist die Verbreitung der obersten Schichtverbände des Unterrotliegenden mit der in der Linie Niederhausen—Tiefental—Hof Iben einem Gewölbestypus entsprechenden Umbiegung aus NO.—SW. in NW.—SO.-Streichen zu vermerken. Diese umgekehrt kahnartige, „periklinale“ Umbiegung erstreckt sich auch auf das Oberrotliegende, zeigt aber derart verschiedene Ausbildungsarten in den gegenseitigen Lavaergüssen, daß man annehmen muß, ein gewisses Maß der Umbiegung habe schon vorher bestanden und habe die Ausbildung des Oberrotliegenden, insbesondere die Ergüsse der Laven nicht unerheblich beeinflußt.

Das Oberrotliegende dieser Sattelumbiegung stößt nun an der ganzen Ostwestverbreitung an ältere Schichten an: im Nordwesten an Odenbacher (Untere Obere Kuseler) Schichten, im Nordosten an Porphyr, im Osten an Obere Lebacher Schichten bei Wendelsheim, deren Verbreitung noch 2 km nach Osten bis Flonheim in Rheinhessen sich ausdehnt.

Man hat also hier ein inneres Gebiet, welches gegen einen äußeren Randstreifen starke Absenkungen erfahren hat, und sehen darin eine zweite Vergleichsmöglichkeit mit den Verhältnissen um den Donnersberg.

Die Gesteine und die Abteilungen des Unterrotliegenden-Schichtenverbands.

Die nachstehende kurze Übersicht über die Gesteine des engeren Gebietes ist auf ausdrücklichen Wunsch zur Anleitung für Lehrzwecke verfaßt; es hat eine Berechtigung, die für die Abteilungen des Unterrotliegenden nicht grundsätzlich verschiedenen Gesteinsarten einheitlich zu behandeln und so von selbst auf die mehr in der Gruppierung und Vergesellschaftung der Gesteine verschiedenen Gesteinsverbände der Abteilungen hinzuweisen. Zugleich soll das bessere Verständnis der Bodenarten des engeren Gebietes durch die Darstellung der Gesteinsarten in der gleichen Schrift geboten sein.

A. Die Gesteine der Kuseler und Lebacher Schichten.

Konglomeratig-grobkörnige, feinkörnige, tonarme und tonige Sandsteine; harte und weiche Tone, zum Teil Schiefer; sogen. „Tonsteine“ i. e. S. Gesteine, zum großen Teil Ausscheidungen aus Lösung: „Karbonat“gesteine aus kohlensaurem Kalk, Ma-

gnesia und endlich kohlen saurem Eisen als Hauptgestein. Beigesteine sind „Gangfüllungen“, zum größten Teile von Ausscheidungen aus wässerigen Lösungen abstammend, auch gelegentlich in Klüften verschwemmter Ton (S. 83) oder Sand; endlich eine Gruppe für sich, die eruptiven Gänge und lagerartigen Gänge.

Konglomerate der Kuseler Schichten, das sogen. Feister Konglomerat der Odenbacher Schichten (unterste Obere Kuseler Schichten) bis 10 m mächtig, fast ganz aus Quarz- und Quarzitgeröllen bis klein Hühnereigröße, welches in großer Nähe im Westen ansteht, fehlt im vorliegenden Gebiet, dagegen sind ähnliche, stärker arkosige (frische Feldspäte¹⁾ führende) Konglomerate als zum Teil auskeilende Bänke in den obersten Lagen von ru^{2a} vorhanden.

Grobkörnige Sandsteinbänke, meist auch etwas feldspatführend, sind in den Alsenzschichten und besonders den Hooper Schichten (mittlere und oberste Obere Kuseler Schichten) und endlich in den Lebacher Schichten öfter mit mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen vergesellschaftet.

In den sogen. Oberen Lebacher Schichten sind die grobkörnigen Sandsteine überwiegend und manchmal fast konglomeratig; während die bisher besprochenen Sandsteine weißlich oder fast grau sind, färben sich diese letzteren Sandsteine blutrot fleckig und haben oft eine durchgehende lichtrote Färbung; sie sind durchwegs feldspatführend und nur zum Teil tonig.

Feinkörnigere Sandsteine, meist mit zugleich etwas zunehmendem Tongehalt sind in den Alsenzer, Hooper und Lebacher Sandsteinen in zuweilen bestimmter Profilhöhe, nicht selten zu Bausteinen gefestet, vorhanden. Die Festigung besteht in gleichmäßig verbreiteter, aber nicht sehr starker Bindung durch ein Karbonat (kohlen. Kalk mit kohlen. Eisen und Magnesia) und endlich durch deren Verwitterungserzeugnis, die Oxydhydrate, welche auch zum Teil, besonders in den Unteren Lebacher Schichten aus fein verteiltem Schwefelkies stammen können; in dieser Abteilung finden sich die Tongallen in den Sandsteinen sehr häufig ver„kies“ und wieder hydroxydiert.

In den Oberen Lebacher Schichten tritt mit einer erneuten Geröllführung und grobem Korn rote Farbe besonders in den tonigsandigen Zwischenlagen auf und hiemit erneute Zuführung von granitischem Verwitterungsabfall; dieser steigert sich in den Olsbrücker Schichten, woselbst die Anfänge einer Porphyerverwitterung in Porphyrtonesteinen meist mit feldspätigem Granitabfall und Porphyrgeröllen gemischt sich bemerkbar machen. Zwischen beiden Unterabteilungen der Oberen Lebacher Schichten zeigt sich nochmals der Typus der Unteren Lebacher Sandsteine (Hochstätten).

Die konglomeratigen, oft nur grobkörnigen Zwischenlagen liegen in den Kuseler und Unteren Lebacher Schichten nicht an der unteren Grenze der Unterabteilungen, sondern mehr nach der Mitte zu, als Folge einer Verschwemmung von weiter her, welche zuerst die feinkörnigen Absätze an den Ort der Ruhelage, dann die langsamer verfrachteten, grobkörnigen Lagen schafft, endlich beim Nachlassen ihrer Strömungszwischenzeit wieder feinkörnige bis tonige Schichten erzeugt.²⁾ Für die nicht weit verfrachteten Massen verbleiben die groben Absätze an der unteren Grenze der Abteilungen.

¹⁾ Die Feldspäte unterscheiden sich von den entweder milchigen oder durchsichtigen, im auffallenden Licht dunkel erscheinenden Quarzen mit muschelartig-glasigem Bruch und ohne Spaltbarkeit durch ihre ausgeprägten ebenen und spiegeligen Spaltflächen, ihre meist fleischrötliche Farbe und ihre stärkere, oft kaolinische Verwitterung.

²⁾ Im kleinen äußert sich ein absatzweises Nachlassen der Strömungen in tonigen Zwischenlagen oder auch bloß in einer mit Glimmerblättchen belegten Schichtfuge.

Die feinkörnigen Gesteine besitzen alle Übergänge von den grobkörnigen her; mit der Kornabnahme ist auch die Möglichkeit verbunden zu feinschichtiger oder schieferiger Ausbildung.

Unter den tonigen Absätzen sind die schwarzgrauen, fast glanzschieferartigen Schiefertone besonders charakteristisch. Ihr Auftreten nimmt in den Kuseler und Lebacher Schichten von unten nach oben ab. Es sind sehr dünn gelagerte Tone, welche durch geringe Beimengungen fein verteilter verkohlter, tierischer und pflanzlicher Stoffe schwärzlich wurden; sie sind sehr fest zusammengepreßt, widerstehen durch ihre glattflächige Aufblätterung und ihre somit geringe Zugänglichkeit für Wasser lang der Verwitterung; sie verwittern zu einem zähen Ton; am Kontakt mit Lavagesteinen werden sie öfter gebleicht. Die feinflächige Ablösungsfähigkeit verdanken sie zweifellos sehr feiner Glimmerverteilung.

Während feinkörnige Sandsteine und Sandschiefer verkohlte Pflanzenreste enthalten, findet man sie in diesen Schiefertönen höchst selten; häufiger sind tierische Reste von Fischen, Amphibien, ihre Exkreme und seltener Anthrakosen (Teich- und Flußmuscheln); diese trifft man besonders auch da, wo eine auffälligere mineralische Bindung durch kohlen saure Salze vorhanden ist.

Am Kontakt mit Lavagesteinen können sie bei etwas stärkerem Gehalt von Feinschwemmquarz auch völlig zu einem lyditarigen Gestein verkieseln; sehr häufig werden sie hier durch Neubildung von kleinen, entfärbten und schwach verkieselten, kleingeodenartig geformten Zusammenwachsungen zu sogen. „Knotenschiefern“.

Die eigentlichen „Tonsteine“ sind meistens weißliche, dünnplattig bis bankig gestaltete Ansammlungen von entfärbtem Ton, sind fast kieselig (Kieselsäure) und auch karbonatig (kohlen saurer Kalk) gebunden und verwittern schwer. In tieferen Schichten der Saarbrückener Reihe sind solche Gesteine auch durch feinste kohlige Beimengungen dunkelbraunschwarz gefärbt und wurden ihrer Zusammensetzung nach „Steinton“ genannt; hier ist ersichtlich, daß bei ihrer Entstehung kolloide Lösungen organischer und anorganischer Stoffe mitgewirkt haben.¹⁾

Seltener sind in dem vorliegenden Gebiete die eigenartigen Kalkgewächse, die ich Seesinterkalk nannte (KALKOWSKYS Stromatolithen); zum Teil knollig-nierenförmig, stammartig schwach verzweigte Kalkausscheidungen feinst lagenartigen, hier und da radialfaserigen Feingefüges, welche oft nachträglich einheitlich rhomboëdrisch-spätig durchkristallisiert sind. Ich fand sie bloß in Oberrotliegend-Konglomeraten von Altenbamberg an zweiter Lagerstätte als Geröll, welches sein Ausgangs-Schichtenbett in den Odenbacher Schichten hat.

Neben diesen als Inkrustationen häufig auftretenden Gesteinen finden sich oft aus während der Wasserverschwemmung eingeschlossenen Lösungen in tonigen Schichtkörpern zusammengezogene und auskristallisierte Knollen, die „Tutensteine“ in den Odenbacher und Hooper Schichten.

¹⁾ Kolloide Lösungen sind von Flüssigkeiten getragene allerfeinste Aufschwemmungen (Sole) von gleichmäßigstem, die Durchsichtigkeit nicht beeinträchtigendem Korn, welches mit besonderen Mikroskopen noch sichtbar gemacht werden kann; ihnen ist die sogen. Brown'sche Bewegung eigen; bei Verlust der Flüssigkeit oder bei anderen Einwirkungen fällt diese sogen. Lösung als „Gel“ aus; es ist eine strukturlose, dichte, gleichmäßige, durch die feinste Porosität ansaugungsfähige Masse, welche soweit sie anorganisch ist, später kristallisieren kann; das Hauptgebiet der kolloiden Lösungen und Ausfällungen ist der Bereich der organischen Flüssigkeiten; sie haben bestimmte physikalische Eigenschaften gemeinsam.

Wichtiger sind die „Geoden“, dichte Einschlüsse von Eisen- und Kalkkarbonaten, welche in den Schiefertönen der Lebacher und Hooper Schichten meist um organische Reste herum als in der Schichtfugung entsprechend verlängerte, jedoch nach oben und unten verflachte sphäroidische Knollen zusammengezogen und ausgefällt wurden; es sind Entstehungen bei nachlassendem, von vornherein eingeschlossenen Lösungsgehalt, welche bei reichlichem Gehalt die Form der tonigen Karbonatbänke annehmen.

Die Ganggesteine sind häufig Ausfällungen aus Lösungen, welche in Klüftweitzungen von unten oder oben her wandern; zum großen Teil stammt ein Teil der Lösungen von der Seite her aus auch wasserführenden Schichten; sie werden, wie ich meine, besonders in durch Gebirgszerrungen entstandenen Vakuum-Klüften angesaugt und mit Salzen angereichert. Über die Herkunft der Lösungen ist man vielfach nicht im Klaren; Kalkspat, Schwerspat und andere kohlen-saure Salze, Schwefelkies, Kupferkies, Roteisenerz, auch Quarz können aus dem Nachbargestein bezogen worden sein, besonders in Zeiten erheblich höherer Tiefentemperatur zu klimatisch wärmeren Zeitumständen. Es kann aber auch an das Aufbrechen von heißen Quellen und Lavengesteinen gedacht werden, in deren Begleitung auch Erz-lösungen und -dämpfe emporstiegen, welche selbst wieder Umsetzungen im Schichtenverband verursachten, begleitvulkanische Wirkungen hervorbrachten. Daß die Queck-silbererze und in ihrer Gesellschaft Silber, Gold, Blei, Kupfer von Mörsfeld, Obermoschel u.s.f. im Innern der Kuseler und Lebacher Schichten nur aus der Tiefe stammen können, will jedem ebenso einleuchten, wie daß z. B. die Turmalinisierung eines ganzen Sandsteinverbands in den Ottweiler Schichten des Potzberges nach-oder begleitvulkanischer Art ist. Ob aber der die Mörsfelder Gänge auszeichnende Kalkgehalt, der sich zu dicken Knollen steigert, und ebensolche Hornsteinausscheidungen (aus kolloid gelöster Kieselsäure) nicht aus der Nachbarschaft stammen, sondern denselben Ursprung haben, ist fraglich. Ebenso gut wie Tagwasser in den Unteren Lebacher und Hooper Schichten, welche in den schwerer durchlässigen, viel kohlen-saure Salze (Karbonate) enthaltenden Schiefergesteinen sich langsam durchdrücken und dann, in die weiten Klüfte der Sandsteine gelangend, hier Kalksinterkrusten (Münsterappel) erzeugen, ebenso gut konnte der Kalk der Mörsfelder Quecksilbergänge aus diesen Schichten bezogen werden; er wird allerdings eine andere Form der Erhärtung annehmen. Kalkspat und Baryt haben oft verschiedene Ausfällungsbedingungen; das Zurücktreten von Baryt in Mörsfeld mag damit zusammenhängen; vielleicht wäre der Baryt in höherer, jetzt abgetragener Gangstaffel zu erwarten. Mangel an Verkie-selung im Nachbargestein und Ausfällung von Kieselsäure im Gang selbst gehören auch zusammen.

Karbonatgänge in basischen Eruptivgesteinen (Tholeyite) sind eine ebenso häufige Erscheinung wie Quarzgänge; beide Mineralien kommen auch nebeneinander und in den Blasenfüllungen der Ergußgesteine vor, wo Kieselsäure erstgebildete Zeolithe (W. Wendelsheim) in Masse in Umhüllungspseudomorphosen umwandelt.

Es gibt wenig Gangklüftchen, in welchen nicht neben den Lösungsausscheidungen auch tonige und feinsandige Einschwemmungen auftreten, wie man sogar auch in den Quecksilber- und Schwerspatklüften richtige Gangkonglomerate (Königsberg) kennt. In den Effusionen des Grenzlagere sind karbonatisch gebundene, tonig-sandige Klufteinfüllungen (vgl. z. B. auch aus einem Aufschluß östlich Wendelsheim, Aulheimer Mühle [Erl. z. Bl. Donnersberg S. 98 Fig. 33] und unten S. 83) beobachtet

B. Die Abteilungen des Unterrotliegenden (Kuseler und Lebacher Schichten).

1. Die Odenbacher Schichten (untere Obere Kuseler Schichten ru^{2a}).¹⁾

Sie treten im Westen von der Lemberg-Ummantelung²⁾ nach Altenbamberg über und setzen sich bis beinahe Fürfeld fort. Am Lemberg ist in ihnen noch auf das Odenbacher Kohlenflöz geschürft worden; bei Altenbamberg hat man die charakteristischen Anthrakosien gefunden; man hat das mit der Kohle bzw. den Pflanzenführenden Schiefen zusammenhängende Kalkflöz festgestellt und die in ihnen, besonders in ihrer oberen Zone auftretenden Konglomeratschmitzen und die da nicht seltenen roten Tone, welche mit Tonsteinen vergesellschaftet zu der nächst höheren Abteilung der Alsenzschichten überleiten, die am östlichen Lembergfuß und bei Altenbamberg noch nachgewiesen sind. Dies alles ist in den Erläuterungen z. B. Donnersberg 1921 S. 14 und in der Schrift: Die Umgebung des Lembergs und Bauwalds (Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 299—302) genauer behandelt; die dort Fig. 2 und Fig. 3 u. 4 gegebenen Abbildungen beziehen sich auf einen neben dem Rand des Blattes näher dem Alsenzfluß (linke Talseite) befindlichen Aufschluß und auf zwei auf der östlichen Talseite in der Fortsetzung des Tholeyitlagers nach Osten dem Tal zunächst liegende Köpfehen. Der Bahneinschnitt (l. c. 1918/19 Fig. 13 S. 319) bietet einigen Einblick in die Schichten; ein Stollen ist auf der linken Talseite in die grauschwarzen Schiefer mit Anthrakosien und charakteristischen Pflanzenresten getrieben worden. Die Aufschlüsse auf der rechten Talseite bis Fürfeld zeigen hauptsächlich grauen wie gefritteten Schiefersandstein und mit schwachen konglomeratartigen Einschaltungen; schwarze, glanzschieferartige Schiefertone fehlen nicht. In ihrer Erstreckung im hessischen Gebiet wurden diese Schichten von SCHOPP mit den Oberen Lebacher Schichten vereinigt.

Die Schichten fallen bei Altenbamberg selbst und beim Steigerberg mit 60° und 65° gegen Norden unter den nahegelegenen Porphy ein.

Diese mit dem nördlich vorgelagerten Porphy auftretenden Schichten sind, vergleichbar den Verhältnissen am Donnersberg, ohne jeden Profilverband mit den übrigen Kuseler und Lebacher Schichten des inneren Schichtengewölbes.

Als Tiefstes³⁾ des im engeren Profilverband stehenden jüngeren Unterrotliegenden südlich von Altenbamberg erwähnen wir die

¹⁾ Die Namengebung im Anschluß an örtliche hervorstechende Entwicklung der betreffenden Abteilung hat den Vorteil der Kürze; für die roten Sandsteine der Alsenzschichten müßte z. B. gesagt werden; Rote Sandsteine der mittleren Unterabteilung der mittleren Abteilung des Unterrotliegenden.

²⁾ Auch am Westrand des Rothenfelsens und der Ebernburger Masse sind die Odenbacher Schichten in zweifelloser Sicherheit neben dem Porphy festgestellt.

³⁾ Es fehlen also hier die westlich von Altenbamberg noch teilweise auftretenden Alsenzschichten. Die Farbe der Oberen Kuseler, sonst durchwegs grau, ist in den Alsenzschichten zum Teil stark rot, bei den Hooper Schichten nur ganz untergeordnet rötlich. — Eine erneute Begehung des für diese Abteilung wichtigen Spannagelbergs östlich von Alsenz hat die Wahrscheinlichkeit sehr nahegelegt, daß die roten Sandsteinschichten mit grauen Sandsteinen und Tonsteinen auf dem nördlichen Westhang des Bergs nicht zu den Hooper Schichten, wie die Karte es angibt, sondern noch zu den Alsenzschichten zu rechnen sind; dadurch wird die Bedeutung einer Ostwestverwerfung nördlich vor dem Spannagel, an welcher die Lebacher Schichten abgesunken sind, noch erhöht. — Dieser schwierige Berg soll in den neuen Karten mit guter Topographie 1:25 000 eine vergrößerte Aufnahme finden.

2. Hofer Schichten (obere Obere Kuseler Schichten ru^{2c}).

Diese sind in der Firstlinie der nördlichen Teilaufwölbung (Antiklinale des Pfälzer Gewölbes) bei Niederhausen im Appeltal aufgeschlossen; sie bestehen im Liegenden aus grauen sandigen Schiefen und Schiefertönen mit vereinzelt zum Teil grobkörnigen, auch zu Bausandsteinen anschwellenden Sandsteinen, feinkörnigen mit Kalk und Eisenkarbonat gebundenen dickschieferigen Sandsteinplatten, welche bei der Verwitterung in den Klüften der liegenden Sandsteine Kalksinterkrusten entstehen lassen; in ihrem oberen Verband stellen sich Tonsteine und kalkige Schichten in schwarzen Schiefertönen ein; letztere Bänke sind in der Pfalz als Grenze der Kuseler Schichten gegen die Lebacher Schichten angenommen; die in jenen bei Hoof vorkommenden Kohlenflözchen waren für die Zuteilung zu den Kuseler Schichten maßgebender als die Fischfauna in kalkigen Bänken, welche sich in den Lebacher Schichten in Geoden führenden Schiefertönen wiederholt und eine höhere Lage in der Schichtfolge einnimmt; es ist das keine grundsätzliche Frage, sondern eine Frage der mehr äußerlichen Einteilung unter dem Gesichtspunkt der Festlegung einer für die Kartierung im Gelände leichter erkenntlichen Grenzbank.

In den erwähnten Tonsteinen wurden bei Niederhausen im Stollenbetrieb vor über 30 Jahren feinkörnige Rasiermesserabziehsteine u. dergl. gewonnen. — (Bodenprobe 2, Aufstellung S. 94.)

In den darüber folgenden Lebacher Schichten sind zwei Abteilungen von Alters her zusammengebracht, welche den Gesteinen und Einschlüssen nach eigentlich wenig zusammengehören. Die Unteren Lebacher Schichten neigen in ihrer Ausbildung viel mehr zu den Kuseler Schichten, die Oberen Lebacher Schichten viel mehr zu dem unteren Oberen Rotliegenden.

3. Die Unteren Lebacher Schichten (ru³).

Sie ziehen sich vom Alsenztal nördlich Alsenz, wo große Brüche die charakteristischen Sandsteine abgebaut haben, über Winterborn, Tiefental bis Steinbockenheim und wenden sich entsprechend der Gewölbeumbiegung nach Mörsfeld in der Richtung auf Kriegsfeld nach Südwest zurück.

Es handelt sich hauptsächlich um hellgraue, oft lichtgelbliche feinkörnige Sandsteine, welche im Liegenden zu Bausandsteinen sich entwickeln, mit seltenen, wenig mächtigen, grobkörnigen Einschaltungen, um graue Schiefertone und Toneisensteingeoden mit Fischresten zwischen und über den Sandsteinen (Bodenprobe 3—5, Aufstellung S. 94).

In der Karte von SCHOPP sind die typisch hierher gehörigen Schichten nördlich von der großen Tholeyitmasse im NW. von Niederhausen im Appeltal bis zu dem nach Fürfeld auslaufenden Tälchen als Obere Lebacher Schichten bezeichnet, andererseits ein Teil der letzteren südlich Fürfeld, im N. und SW. vom Hof Iben im Zahlwald und Mühlberghang als Untere Lebacher, desgleichen die typischen Unteren Lebacher Sandsteine NW. Mörsfeld.

Die von ihm im Westen der Finkenmühle im unteren Kriegsfelder-Wendelsheimer Bach im Steinbruch aufgeschlossenen grauen Sandstein habe ich wie SCHOPP, als Untere Lebacher aufgefaßt, obwohl dagegen Bedenken bestehen (vgl. S. 80).

Durch die der Gesteinszusammensetzung und -folge Rechnung tragende Zusammenfassung gleichartiger Schichtenverbände, wie sie auf unserer Karte ganz ungezwungen gegeben ist, wird auch mittelbar das periklinale Lagerungsbild der Abteilungen übersichtlicher.

Die Einschaltung eines grobkörnigen Sandsteins hält sich vorzüglich an einen mittleren Strich der Verbreitung der Unteren Lebacher Schichten, welcher nicht mehr in unserer Karte enthalten ist.

Abgebaut wurden die Unteren Lebacher Sandsteine (N. bei Alsenz) bei Winterborn und in großen Brüchen im oberen Steinbockenheimer Tälchen (Einf. N. 80° O. mit 7°).

4. Die Oberen Lebacher Schichten ru^{4a} (Schweisweiler Sandstein).

Sie bestehen vorzüglich aus graulich weißen, oft mit tiefviolettroten Flecken versehenen Sandsteinen, welche dickbankig, zum Teil durch dünne gleichfarbige Sandschiefer und rote Schiefertone getrennt werden; ihr Korn ist unregelmäßig und sehr grob, oft fast konglomeratisch und besteht aus Quarz mit meist frischen Feldspäten; es sind zwei Bausandsteinverbände dieser Art übereinander. Nach oben zu treten z. B. bei Hochstätten zunächst dem Westrand des Blattes graue feinkörnige Sandsteine mit Pflanzenhäcksel auf, welche auch zu Bausandsteinen benutzt werden können, aber wenig mächtig und mürber sind (Bodenprobe 6, Aufstellung S. 94).

Ihr Zug ist östlich Hochstätten durch eine große Querstörung unterbrochen; sie treten südwestlich von Fürfeld wieder auf, reichen mit Ost-Südost-Streichen auch in ein Gebiet, wo bei Hof Iben die SCHOPP'sche Karte zu beiden Seiten des Appelbach-Grundes nur Untere Lebacher Schichten angibt, und bilden hier ein tektonisch wichtiges Auftreten auch nördlich vom Hofe Iben, der ein aus den Gesteinen der Umgegend gebautes Kleinod gotischer Baukunst birgt; sie sind an Stelle typischer, nur (wie östlich von Iben und südlich Wendelsheim entfärbter) Oberer Lebacher Schichten in SCHOPP's Karte als Untere Lebacher angegeben.

Obere Lebacher Schichten treten unterhalb Wendelsheim (Bruch bei der Bannmühle) neben der Bahnlinie auf; unten sehr grobkörnig, nach oben feinkörnig, sogar tonsteinartig; es ist möglich, daß dieses Gestein schon zu den Olsbrücker Schichten gehört; jedenfalls wird hiermit die Reihe der Aufschlüsse eingeleitet, welche nach Flonheim zu noch das ausgedehnte Vorhandensein des obersten Unterrotliegenden kennzeichnen. — Südöstlich von Wendelsheim brechen diese Sandsteine bei der Haßelmühle in eckiger Abgrenzung gegen den Grenzmelaphyr ab; der der Hauptverwerfung zunächst liegende Teil ist entfärbt.¹⁾

5. Olsbrücker Schichten (ru^{4b}).

Als solche habe ich für die Pfalz von den eigentlichen Schweisweiler Sandsteinen einen Schichtenverband von mindestens 25 m, aber auch gelegentlich von sehr viel größerer Mächtigkeit abgetrennt, der unten aus einem sehr grobkörnigen, häufig schon Felsitporphyrbruchstücke enthaltenden massigen, frische Feldspäte führenden Sandstein und darüber aus roten tonigen Sandsteinbänkchen und reichlichen roten Schiefertonen mit sog. Tonsteinen besteht; letztere sind feinkörnige, vor der Ablagerung gebleichte Verwitterungserzeugnisse von Granit und Porphyry — daher sie auch häufig Feldspatbruchstücke einschließen —; sie führen meist ein weißliches, in Wasser sich aufblähendes Mineral, den Hygrophilit. Nicht selten kommt darüber nochmals ein lockerer, grobkörniger Sandstein, der manganreich dunkelgefärbt ist (Bodenprobe 7, Aufstellung S. 94).

Außer in der Umgebung von Hochstätten im Alsenztal sind diese Schichten unter dem Grenzmelaphyr westlich und östlich Fürfeld, bei Steinbockenheim-

¹⁾ Den in dem Bl. Fürfeld südlich von Niederwiesen im Vorholzwald ausgeschiedenen Oberen Lebacher Sandstein habe ich in Bl. Donnersberg schon richtig zu den Unteren Lebacher Schichten gestellt.

Wendelsheim östlich Mörsfeld (Dickeborn) vorhanden und überall da leicht auszuscheiden, wo nicht Wald steht. SCHOPP gibt in Erl. zu Bl. Fürfeld von der Thaler-mühle und abwärts vom Liegenden des das Appeltal überkreuzenden Melaphyrs unter einem Lapillituff auch ein geschichtetes gelbes, rot und violett gestreiftes Gestein an, welches an letzterem Orte mit Recht „Tonstein“ genannt wird und zu dem Verband der Olsbrücker Schichten gehört.

Obere Lebacher Schichten und Olsbrücker Schichten gehören eng zusammen (ru^{4a} und ru^{4b});¹⁾ was in der SCHOPP'schen Karte noch mit der Farbe und Buchstabenbezeichnung für Obere Lebacher Schichten bedacht ist und nicht, wie angeführt, zu den Unteren Lebacher Schichten gehört, das ist alles Oberrotliegendes, welchem SCHOPP eine viel zu geringe Ausdehnung zuerkennt.

Die basischen Eruptivgesteinsdurchbrüche im Unterrotliegenden.

Südlich von Altenbamberg ist ein in NO. streichender Zug basischen Gesteins²⁾ (Tholeyit) in mindestens 25 m Mächtigkeit verfolgt worden, welches südlich von Feil beginnt und überall ein Einfallen nach N. gleichstimmig mit dem Einfallen der Odenbacher Schichten hat, welche über ihm lagern; mit diesen zum Teil etwas zersplitterten Hangendschichten ist es auch mit einem blasigen Salband (vgl. Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 318 Fig. 13) innig verwachsen; es nimmt aus ihm eine Kalkscholle (Kieselauausscheidungen und Fischschuppen einschließend) ohne viel Veränderungen schwimmend auf (vgl. Geogn. Jahresh. 1918/19 Fig. 2 S. 300); es durchbricht nach dem Hangenden die Schiefertone und frittet sie (l. c. Fig. 3 S. 301); es hat auch im großen eine sehr unregelmäßige Oberfläche (vgl. alten Bruch südlich vom Beiner Schlößchen) und ein etwas steileres Einfallen als die Hangendschichten; nach Osten zu keilt es bei Fürfeld aus. Wir kommen auf dieses Lager zurück.

Ein zweiter basischer Durchbruch ist in den Unteren Lebacher Schichten zwischen Winterborn und Tiefental-Mörsfeld zu bemerken; er ist auch gleichartig streichend und einfallend mit den umgebenden Schichten, fällt nur steiler ein. Er ist bei Winterborn über 30 m mächtig. In seiner stärksten Anschwellung bei Niederrhausen ist er von einer NW.—SO.-Verwerfung durchbrochen; der sich nach Westen verdünnende Teil entspricht einer erheblichen Anschwellung des darüber liegenden Ergußlagers, welches kein Zufall sein kann.

Der O. Mörsfeld noch ins Blatt eintretende Lagergang in den Unteren Lebacher Schichten bezeichnet das Nordostende eines großen ziemlich gleichmäßig, hier 15 bis 20 m dicken Gangzugs von mindestens 6 km Länge, der an seinem Südende gestört ist und von einem in höherem Horizont erfolgten Durchbruch abgelöst wird. Er scheint mit dem Winterborner Lagergang in der Durchbruchzeit und Verbreitung engstens zusammenzuhängen und die vorliegende Unterbrechung bei Tiefental dürfte nicht dem Zusammenschluß des Schichtgefüges in dem Sattelfirst entsprechen (S. 88).

Daß man es hier wirklich mit lagergangartigen Durchbrüchen zu tun hat, das beweist die Frittung des Hangenden an verschiedenen Stellen, welche südlich Tiefental schon von SCHOPP hervorgehoben wird.

¹⁾ Die einzige Änderung in der zeichnerischen Ausscheidung der Schichtgruppen, welche in dem Kärtchen gegenüber dem Kärtchen von Lemberg und Donnersberg 1:50000 und jenem von Kirchheimbolanden 1:25000 vorgenommen wurde, besteht in einer Annäherung der die Oberen Lebacher und die Olsbrücker Schichten gegenüber den Unteren Lebacher Schichten kennzeichnenden Strichelung.

²⁾ Vgl. die Abhandlungen von Dr. M. SCHUSTER in Geogn. Jahresh. 1910 XXXIII S. 161—189 und 1913 XXVI S. 235—265 mit Tabelle (Spez. Gew. und SiO₂-Gehalt).

Was das Gesetz der Massenbeziehungen und Wechselstellung der Intrusionen betrifft, so ist in Erl. zu Bl. Donnersberg auf die quere Leitzone zwischen dem Winterborner und dem in das Blatt hereinreichenden Feilbingert-Altenbamberger Zug hingewiesen. Es ist dabei hervorzuheben, daß in dem Winterborner Zug eine bei größerer Entfernung von der Muldenmitte in höheren Schichten aufgebrochene Lagerapophyse zu sehen ist, deren magmastatische Einwirkung auch noch im Grenzlager bemerkbar ist.

Die Abteilungen des Oberrotliegenden mit dem Grenzlager.

A. Der Verlauf im Norden des Kartengebiets.

Ihre vollkommenste Entwicklung ist in dem tiefen Taleinschnitt der Alsenz gegeben; die Gliederung in zwei Abteilungen nach den Aufschlüssen am Südrand des Pfälzer Gewölbes ist versucht; sie ist annähernd wiedererkannt.

Über dem diabasischen Grenzlager, welches, wie überall, zum Teil mit typischen Tuffen wechsellagernd, die Kennzeichen einer schichtmäßig geflossenen, manchmal wohl anschwellenden und in der Mineralzusammensetzung wechselnden Einschaltung, sozusagen die Merkmale einer Leitbank besitzt, folgt stets eine gegen das liegende obere Unterrotliegende sehr verschiedene Gesteinsmasse. Bei Hochstätten fehlen die tiefsten Konglomerate, welche aus Porphyrgeröllen vom Typus des Kreuznacher Porphyrs, aber auch mit solchen basischer Gesteinen (feinkörnigen Tholeyiten) bei Duchroth-Niederhausen und bei Bockenau-Waldböckelheim (vgl. Geogn. Jahreshfte 1918/19 S. 306—307) als Vertreter der sonst vorhandenen Tuffbrekzien von ähnlicher Entstehungsart die Grenzlava unterlagern und mit Recht als Begleiterscheinung starker Schichtenbewegung bei der geosynklinalen Gewölbeerhebung aus einer vorherigen Beckenmuldenlage angesehen werden. — Dafür ist aber das Gesamtmerkmal der darüber liegenden Schichten ein von dem des Unterrotliegenden so sehr verschiedenes, daß man auch daraus allein ähnliche Folgerungen ziehen kann.

Zum großen Teil liegen zu unterst lockere, oft mit Tonsteinen wechselnde, grobkörnige hellrote Sandsteine mit Porphyr- und Porphyritgeröllen; dann folgt nach oben ein Verband von tiefroten Schiefertönen und darüber arkosige grobkörnige Sandsteine von durchaus dunkelroter Färbung auch mit Felsitporphyrgeröllen. Diesen Verband rechne ich zu den Hochsteiner Schichten (Soeterner Schichten im Nahetal im weiteren Sinne). (Bodenprobe 8, Aufstellung S. 94.)

Darüber reiht sich ein harter arkosiger Sandstein mit einer Einschaltung von Quarzporphyrgeröllen, welche die nach NW. vorspringende Bergnase im Alsenztal neben der Straße nach Altenbamburg bilden hilft. Hangend folgen graue Tone, dunkelrote Schiefertöne und ein Gemisch von beiden und dann feinkörnige, glimmerige, plattige Sandsteine und endlich auf der Höhe südlich vor Altenbamburg (Dietzenberg) ein grauer, körniger, arkosiger Sandstein mit eckigen Felsitporphyrgeröllen in mehreren groben Lagen, überlagert von einem grüngrauen und rötlichen massigen Ton mit kalkigen Röhrenfüllungen und einem oben abschließenden feinkörnigen, dunkelrötlichen tonigen Sandstein mit Pflanzenresten. Diesen Verband rechne ich zu den Winnweiler Schichten; in ihnen treten östlich und westlich des Alsenztals auch Kalkkonkretionen und Jaspisknauer auf. Das vorherrschende Gestein wird mehr und mehr der rote Schiefertone (Bodenproben 10—11, Aufstellung S. 94).

Das Grenzlager ist hier ein geringmächtiger Tholeyit, der sich, zum Teil mächtiger werdend und Gängehen von „Spilit“ (vgl. unten) enthaltend, über Fürfeld

nach NO. fortsetzt, den Apfelbach 1 km NO. vom Hof Iben überquert und von da nach Wonsheim zieht, woselbst er westlich davon endigt (vgl. Erl. zu Bl. Fürfeld S. 30. und Geogn. Jahresh. 1913 S. 257).

Nördlich von Höchstätten zeigt das in auffälliger Kugelverwitterung bloßgelegte tholeyitische Grenzlager mehrere bis 25 cm breite Zerreißungsklüfte von unregelmäßig senkrechtem Verlauf, welche von oben her bei der Überlagerung mit einer roten tonsteinartig gehärteten Gesteinsmasse ausgefüllt sind; diese Klüfte haben eine andere Entstehungsart wie die Spilitklüfte und sind eher von der Oberfläche des Lagers her eindringende Zerreißen bei der Lagerausbreitung und Anpassung an die Unterlage.

An der Thaler Mühle haben SCHOPP und SCHOTTLER an der Liegendfläche einen Tuff mit Lapilli festgestellt (Erl. zu Bl. Fürfeld S. 28), der für die effusive Ausbreitung spricht.

Der Erstreckung dieses diabasischen Grenzlagers entsprechend sind auch die Schichten im Hangenden vergleichbar ausgebildet. Die „Oberen Lebacher Schichten“ der Aufnahme von SCHOPP nördlich des Lagers zwischen Fürfeld und dem Appelbach sind typische oberrotliegende Schiefer und arkosige Sandsteine mit Kieselbaumstämmen. — Zwischen hier (Fockenfeld) und der protestantischen Kirche südlich von Neubamberg zeigt sich zuerst von Süden nach Norden ein Einfallen nach Norden, dann in einer mittleren Entfernung südliches Einfallen, wie in der Karte von SCHOPP etwas weiter nördlich auch dargestellt ist; hier erkennt man einen hellrötlichen Sandstein mit Felsitporphyrgeröllen, welche ich der in dem Alsenzthal-Profil zwischen Höchstätten und Altenbamberg angeführten Grenzlage der Winnweiler Schichten gleichstellen möchte; er hat südliches Einfallen und ist offenbar durch eine streichende Störung in seiner muldenartigen Wiederaufbiegung abgeschnitten. Das ganze macht den Eindruck einer im Muldenboden gestörten Mulde. Hierzu würde stimmen, daß nach dem Feldweg Fürfeld—Neubamberg zu auch wieder ein Melaphyr mit viel Tonsteinen und einem außerordentlich feldspatreichen Quarzporphyr-Konglomeratsandstein auftritt; es sind das also die Begleitschichten des Grenzlagere, wie ich sie vom Gangelsberg bei Duchrot etc. angeführt habe. Die Porphyrgerölle sind nur sehr wenig verschieden von dem Quarzporphyr des Massivs,¹⁾ das nördlich vorgelagert ist; ich glaube, daß diese Gesteine in der Ausbildung zwar etwas unterschiedlich sind, aber nicht außerhalb der Grenzen der Zusammengehörigkeit treten, sie gehören einem längs- und quergestörten (aufgewölbten?) Muldengegenflügel zu dem nordeinfallenden Fürfeld-Wonsheimer Zug an. Ich glaube, daß wir am Ostfuß des Eichelbergs und am Südhang des Neubamberger Galgenbergs einzelne gestörte Reste eines solchen Nordflügels zu erkennen haben. Es ist kein Anlaß dazu da, hier irgendwo (Heerkretz) Obere Lebacher Schichten anzunehmen.

Das Porphyrkonglomerat am Bergzug des Beiner Schließchens bei Altenbamberg.

Zu den wechselnden Gebilden des Oberen Oberrotliegenden sind auch noch die Konglomerate der Winnweiler Schichten zu betrachten, welche etwa 1 km ost-südöstlich von Altenbamberg auf der Grenze von Porphyr und Odenbacher Schichten

¹⁾ LEPSIUS hat im „Mainzer Becken“ 1883 S. 12 diese Quarzporphyrgerölle auf den „Mühlberg“ bezogen (d. h. auf das Porphyrmassiv im Norden und den Porphyr richtig für einen älteren Durchbruch gehalten); erst die Bohrung bei Neubamberg mit der Tatsache der Unterlagerung rotliegender Sandsteine hat die Annahme eines jungpermischen Ergusses veranlaßt, welche Annahme aber nicht nötig ist.

ingezeichnet und durch Verwechslung vom Zeichner die Strichelung von „Söterner“ Porphyrkonglomeraten erhalten haben.

Wir haben am Südrand des Pfälzer Gewölbes an der Obergrenze eines zweiten Porphyritergusses im Oberrotliegenden eine Abwärtsbewegung des Sattelkörpers nachgewiesen, welche einerseits ein neues Beckenufer mit steilgestellten Randschichten herausbildete, andererseits vor und außerhalb von diesem eine Reihe schwach oder nicht von dieser Bewegung betroffener längsgestreckter Vorinseln schuf, welche natürlich von ähnlichen Uferabsätzen mehr und weniger ganz umhüllt wurden.

Es sind das die brekziösen Porphyrit- und Porphyrkonglomerate, auch Schieferkonglomerate, welche eine höhere Abteilung des Oberrotliegenden einleiten, die ich die Winnweiler Schichten nannte und einem Teil der Waderner Schichten des oberen Nahetalbereichs gleichstellte.

Als zeitgleiche Ablagerung haben wir schon südlich von Altenbamberg nach Hochstätten zu die Konglomeratsandsteine am „Pfarrwald“ im Alsenztal dargestellt und sie einem Porphyrkonglomeratsandstein zwischen Hof Iben und Neubamberg gleichgesetzt.

Es ist nun eine Tatsache, daß diese aus einer Gehängeschuttmasse hervorgegangenen, aber in einer beginnenden Wasserverfrachtung wagrecht und schichtmäßig abgesetzten Konglomerate, da sie als eine vorhandene, aufgehäuften, lang vorbereitete, terrestrische Schuttmasse rasch sedimentär ausgebreitet sind, keine weitreichenden Sedimentationsflächen einnehmen und daher in Profilen, welche entfernter von den Ausgangsstellen der Schuttbildung liegen, entweder spurlos verschwinden oder durch veränderte Gebilde ersetzt werden.

Es wurden nun westsüdwestlich von Altenbamberg und südlich vom Porphyry auf Odenbacher Schichten abgesetzte und in sie eingekeilte Brekzien festgestellt, welche nicht nur aus härter steinigen Überresten der Odenbacher Schichten selbst bestehen, sondern auch aus wenig abgerundeten Geröllen von basischen Gesteinen und von Aplitgängen. Diese Brekzien enthalten auch Porphyrygerölle, ich habe sie mit den einheitlichen Porphyrykonglomeraten auf dem Westrand des Altenbamberger Porphyry gleichgestellt, welche ich mit jenen am Birkerhof und Talböckelheim (vgl. Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 308 und Kärtchen und Erl. z. Bl. Donnersberg) dem Grundkonglomerat der Winnweiler Schichten über dem Grenzmelaphyr vereinigte; von diesem konnte ich in dem kleinen Raum zwischen Hochstein und Falkenstein je nach dem anlagernden Untergrund allein drei Ausbildungsweisen feststellen.

Durch Wingertrudungen und Anlage von neuen Umzäunungen gegen den angrenzenden Wald ost-südöstlich von Altenbamberg sind nun Aufschlüsse aufgefrischt worden, welche nur in diese Reihe von Konglomeraten gehören können; es lagert sich an der Grenze von Odenbacher Schichten und Porphyry, offenbar etwas längs und quer gestört gegen erstere, ein zum Teil sehr fest zusammengeschlossenes, immerhin noch deutlich geschichtetes Porphyrykonglomerat von wenigstens 25 m Mächtigkeit an, welches in den tieferen Lagen zahlreiche und große, auch abgerundete Brocken von den tonigen Sandsteinen der Odenbacher Schichten enthält.

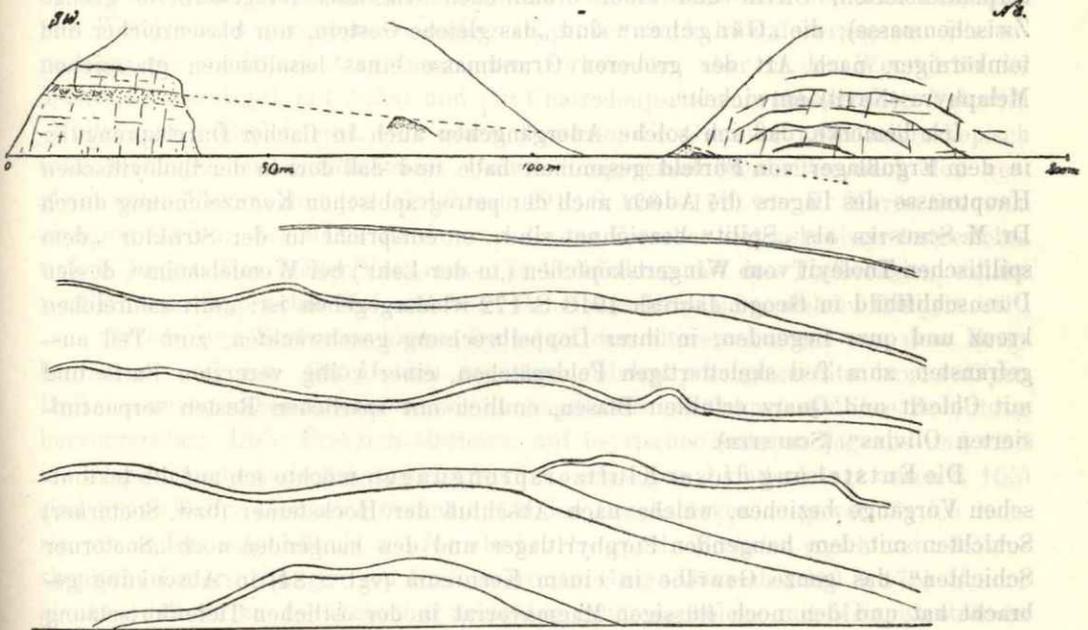
Es ist das also auch eine von den Ortsverhältnissen abhängige, annähernd wagrecht und schichtmäßig umgelagerte Schuttmasse, welche trotz kleiner Störungen unabweisbar feststellt, daß zur Zeit des Beginns des Winnweiler Oberrotliegenden die Zusammenlagerung von Porphyry und Odenbacher Schichten in wenig veränderter Form hier schon bestanden habe.

B. Der Verlauf des Oberrotliegenden und des Grenzergusses im Osten und Südosten der Karte.

1. Der Grenzlagererguß.

Ein auch hier das Oberrotliegende einleitender großer einheitlicher Lagererguß in dem Raum zwischen den letzten Häusern südöstlich von Wonsheim und bei Nack ist schon durch die gemeinsamen Forschungen und Veröffentlichungen von SCHOPP und SCHOTTLER 1904 als solcher erkannt und bekannt geworden. Dieses Lager schließt sich in seiner petrographischen Kennzeichnung eng an den Nordostabschnitt des langgestreckten Pfälzer Grenzlagers an und ist von diesem nicht nur tektonisch getrennt durch den weit nach Nordosten vorspringenden südlichen Teilfirst des Unterrotliegenden-Gewölbes, dessen Anlage wir in der Entstehungszeit des Grenzlagers voraussetzen. Diesen Forschungen ist noch einiges Neuere hinzuzufügen.

Das Grenzlager besteht nach den Darstellungen der genannten Forscher aus wenigstens zwei übereinanderfolgenden Strömen, welche äußerlich getrennt sind durch eine an mehreren Stellen beobachtete Einschaltung von Schichtchen mit Lapilli, von denen sogar einzelne Schollen in das Hangendlager aufgenommen und dort schwimmend eingebettet sind.¹⁾



Abbild. 1. Grenzlager zwischen Mörsfeld und Wendelsheim (Finkenmühle).

Die Tuffeinschaltung ist in den Ackerschlägen bei Wonsheim nachgewiesen. An den Bruch in der Finkenmühle in dem unteren Kriegsfelderbach (Finkenbach) wird erwähnt, daß zwei Ströme übereinanderliegen und ihre Trennungsfäche blasig und wulstig sei. Ich habe bei einem Besuch den Eindruck erhalten, daß in dem Bruch tatsächlich das untere Lager erhalten sei, welches aber nach oben, zu einer freien Oberfläche hin außerordentlich dicht- und großblasig würde

¹⁾ Es sei daran erinnert, daß auch das Grenzlager zwischen Donnersberg und Eulenbiß öfter aus zwei Hauptergüssen besteht, welche durch sedimentäre sandige und tuffige Einschaltungen getrennt sind.

und unter dem Einfluß einer Oberflächenverwitterung Trichter- bis Falten-förmige Entfärbungen erhalten habe, welche vielleicht auf Fließerscheinungen gegründet sind; über diesem Außenrand des Lagers folgt nun wieder ein dichtes Gestein, die Grenze zwischen beiden läßt sich neben der Straße am Gehänge verfolgen mit ungefähr 10° Einfallen, bis wo über eine Einbiegung der Hangoberfläche hinaus der Oberrand des unteren Lagers in blasiger Ausbildung mit tonsteinartigen und tuffigen Einschaltungen unter dem dichten oberen Lager noch einmal sichtbar wird; ich habe hierüber in Geogn. Jahresh. 1916 eine Skizze veröffentlicht, welche hier S. 85 Abb. 1 wiederholt sei.

In dem oberen sonst ganz dichten Lager zeigen sich in gebogene, bis handhohe Zertrümmerungsspalten eingedrungene blasige Lavenadern, welche in dem unteren Teil des angeführten Bilds in etwas übertriebener Dicke in Verlauf und Teilung dargestellt sind. Das Gestein des Oberen Lagers ist nach Dr. MATH. SCHUSTERS neuerlicher Untersuchung ein Olivintholeyit vom Typus des in Geogn. Jahresh. 1921 wieder dargestellten „tholeyitischen Diabas“ von der Struthwies im nordwestlichen Krehberg (in der Nähe des Punktes 462 m) mit verschränkt und verschiedenstrahlig angeordneten Feldspatleisten, (hier chloritisiertem) Augit, (reichlich serpentinierten) Olivin und einer bräunlichen Glasbasis (erzgekörnelte glasige Zwischenmasse); die „Gängchen“ sind „das gleiche Gestein, nur blasenreicher und feinkörniger, nach Art der größeren Grundmasse eines basaltischen glasreichen Melaphyrs (Navit) entwickelt“.

Ich bemerke, daß ich solche Adergängchen auch in flacher Durchsprengung in dem Ergußlager von Fürfeld gesammelt habe und daß dort in der tholeyitischen Hauptmasse des Lagers die Adern nach der petrographischen Kennzeichnung durch Dr. M. SCHUSTER als „Spilit“ bezeichnet sind; er entspricht in der Struktur „dem spilitischen Tholeyit vom Wingertsköpfchen (in der Lehr) bei Wendelsheim“, dessen Dünnschliffbild in Geogn. Jahresh. 1910 S. 172 wiedergegeben ist: „mit zahlreichen kreuz und quer liegenden, in ihrer Doppelbrechung geschwächten, zum Teil ausgefranst, zum Teil skelettartigen Feldspätchen, einer völlig vererzten Basis und mit Chlorit und Quarz erfüllten Blasen, endlich mit spärlichen Resten serpentinierten Olivins“ (SCHUSTER).

Die Entstehung dieser Kluftzersprengungen möchte ich auf die tektonischen Vorgänge beziehen, welche nach Abschluß der Hochsteiner (bzw. Soeterner) Schichten mit dem hangenden Porphyritlager und den hangenden noch „Soeterner Schichten“ das ganze Gewölbe in einem Kernraum (vgl. S. 84) in Absenkung gebracht hat und den noch flüssigen Magmavorrat in der östlichen Tiefenfortsetzung des Lagers wieder in aufwärts wogende Bewegung versetzte. Ich habe die Ansicht vertreten, daß die Ergüsse aus der Muldentiefe selbst stammen, entweder die Mulden im Boden und aus einem Bodendurchbruch her erfüllen oder auch auf seitlichen streichenden Aufblätterungsspalten des Muldenkörpers austreten und nach der Seite ausfließen; so wäre eine Verbindung der oberflächlichen Ergußfortsetzungen der Durchbrüche mit der Tiefe in nicht zu sehr voneinander abweichenden Lagerergüssen und Lagergang-Zufuhrspalten gelegentlich sehr gut vorstellbar.

Es wäre so keine Schwierigkeit, anzunehmen, daß der Spilit vom Köpfchen „in der Lehr“ (vgl. unten S. 89) die Ergußform darstellte von jenen Tholeyitfüllungen in den flachen unmittelbar vorher eröffneten Zerreißungsspältchen, welche ich nur 500 m weiter westlich (im aufgerichteten Gebirg!) beobachtet habe, welche in dem Fürfelder Tholeyit den verhältnismäßig dünnen und zweifellos älteren Erguß

in der „Wärmeabschreckungsform“ des noch nicht entgasten blasenreichen Spilits auftreten würde, während wir für den oberen Erguß O. der Finkmühle noch erhöhte Eigenwärme erhalten annehmen dürfen, wodurch die Gängchen die oben gekennzeichnete kristallinische Ausbildung erhielten.

In umfassender Weise sind von SCHOPP und SCHOTTLER die Tuffeinschaltungen im Wiesbachtal behandelt, ich habe hier nichts hinzuzufügen; für diese wird wohl auch das gelten, was für die Ackerschläge besonders deutlich hervorgehoben wird, daß der Absatz der Tuffe unter Wasser erfolgt sein muß. MATTH. SCHUSTER hat in Geogn. Jahreshfte 1913 sich kurz über diese Tuffe geäußert.

Von allgemeinem Interesse ist, daß nach SCHOPP (Bl. Fürfeld S. 39) das Lager bei Nack in einer Stromzwischenstellung eine erdige Kohle von 90 cm Dicke enthält, deren Entstehung vielleicht eine Möglichkeit bietet, eine in den Erzspalten des Donnersbergs bei Imsbach zwischen Tholeyiten und Sandsteinen aufrecht stehende, tektonisch verlagerte kohlige Masse zu deuten (vgl. G. J. 1915 S. 76 Taf. III Fig. 3).

Von dieser Lagerausbreitung Wonsheim—Nack ist die Melaphyrmasse von Mörsfeld nur ein tektonisch abgesetztes Trum, eine Ab- und Einbruchscholle. Die Kartierung der Masse ist weder auf Bl. Donnersberg noch auf Bl. Fürfeld richtig. — Schon der Talauflschluß läßt äußerlich sehr viel Ähnlichkeiten mit dem Porphyrit von Wendelsheim erkennen, besonders in großen flach fluidal verzogenen Blasenräumen, wie solche nicht in Intrusionen vorkommen, aber in der Wendelsheimer Masse (Krämerskopf), mit Achat und mit Chalzedonpseudomorphosen nach Natrolith erfüllt, sehr zahlreich sind. — Sodann stimmen die Gesteine auch mikroskopisch trotz mannigfacher entfremdender Umwandlungsverschiedenheiten nach den vergleichenden Untersuchungen (G. Jahresh. 1910 S. 176—179) von Dr. MATTH. SCHUSTER ziemlich überein; besonders ist der von diesem Forscher mikroskopisch festgestellte tiefere Lagerteil in beiden Vorkommen in Verbindung mit den Tuffbrekzien, welche westlich vom Dambacher Hof und beim Schulhaus-Mörsfeld anstehen, tholeyitisch.¹⁾

SCHOPP und SCHOTTLER haben die schon den älteren Autoren aus dem Bergbaubetrieb und von den Halden bekannten Melaphyrkonglomerate bzw. tuffigen Brekzien zuerst näher untersucht, sie als Lapillituffe bezeichnet und ihre Bedeutung hervorgehoben. Diese Brekzien streichen auf bayrischer Seite zu Tag aus und sind ins Erzgebiet schematisch fortgesetzt worden; am sogen. Lichtloch (vgl. unten S. 105) sind grüne Tuffe, aber auch braune mit hellen Bruchstücken ausgeworfen; ich habe sie nie anders aufgefaßt als wie für oberrotliegende Brekzien (vgl. hierzu: Mikroskopische Untersuchungen von Dr. SCHUSTER im Geogn. Jahresh. 1913 S. 175). SCHOPP glaubte, daß sie zu den Lebacher Schichten gehören, welche mit Melaphyrströmen und Tuffen wechsellagern und in den Schiefen von Tiefenbach, welche aber viel tiefer liegen, die Fische der Lebacher Gewässer zu einem Massensterben veranlaßt hatten (vgl. S. 14 Erl.). Das ist ganz abzulehnen, selbst wenn der Mörsfelder Porphyrit nicht dem Grenzlager angehören würde.

Die Anzeichen einer Verwerfungsabgrenzung sind gegeben, sowohl gegen Osten gegen das unberührte Grenzlager mit seinem Liegenden, Oberen Lebacher Schichten, als auch gegen Nordosten und Norden und in seiner eckigen Form²⁾

¹⁾ Vgl. hierzu auch Geogn. Jahreshfte 1913 S. 297 und mein Referat in Pfälzische Heimatkunde VIII 1912 S. 37—40.

²⁾ Ein nicht verbesserter Fehler ist bei der Abzeichnung der Vorlage eingetreten; der Porphyrit geht in dem Tälehen, welches östlich von Mörsfeld nach dem Kriegsfeld-Wendelsheimer Grund hinabzieht, noch etwas jenseits der Straße auf das südliche Gehänge hinüber.

und in einer neueren unregelmäßigen schiefqueren Zerspaltung durch Schichten, welche in ihren konglomeratigen und zum Teil dunkelgrauen Lagen und Toneisensteinplättchen nur als Obere Lebacher Sandsteine (bzw. Untere Lebacher Schichten) zu deuten sind.

M. SCHUSTER und REIS haben schon an dem Grat, der an der hessischen Grenze vom Tal emporführt, Aplitäderchen festgestellt; in dem Bruch neben der Straße, ganz nahe der Grenze, treten mehrere fast wagrechte, regelmäßig langgezogene, 1—2 cm dicke Aplitäderchen in 25 cm Entfernung übereinander auf, wie ich sie in dem intrusiven Tholeyit am Schaumberg bei Tholey in etwas größerer Dicke, doch ähnlich angeordnet, beobachtete.

„Diese Gängchen weichen ebenfalls von den übrigen, neuerdings „Rhenopalite“, genannten aplitischen Gesteinen ab. Sie sind nämlich nicht vollkristallinisch und nicht quarzreich, wie die Mehrzahl dieser, sondern bestehen aus meist gedrungen leistenförmigen, häufig als Karlsbader Zwillinge entwickelten recht frischen Orthoklasen, die ziemlich locker in eine grünliche chloritische Substanz eingebettet liegen, welche wohl ursprüngliches Glas darstellen dürfte, da sie wie eine Art Grundmasse auftritt. Zahlreiche, den Apliten fast nie fehlende Apatitnadeln durchspießen die Feldspäte und die Grundmasse; Titaneisenerz bricht bei. Das Nebengestein ist der mehrfach beschriebene Porphyrit von Mörsfeld“ (Dr. MATH. SCHUSTER).

Die morphologische Vergleichbarkeit dieser Aplitgängchen mit den allerdings ungleich dickeren (15 cm!) Gangadern im Westen von Wendelsheim fällt in die Augen; sie haben mit irgend einer Kontraktionskluftrichtung nichts gemein; es scheint ihre Entstehung zeitlich vor jeder Kontraktion zu liegen, wie dies SCHUSTER und REIS für die auch zum Teil annähernd wagrecht liegenden Großklüfte der Aplitintrusionen der Niederkirchener Masse betonten. REIS hat die Entstehung dieser Klüfte auf neue Gleichgewichtseinstellungen zurückgeführt, welche sich in erster Linie zwischen den statisch zusammenhängenden Intrusionen unter sich und mit den Effusionen äußern müssen; besonders wird dies für nahe liegende, aus den gleichen Spalten aufquellende Effusionen gelten dürfen.

Eine Massenbeziehung (S. 82), welche sich an eine gewisse gesetzmäßige Verteilung der Eruptiva im nordpfälzischen Gewölbekörper eng anschließt, ist in dem Umstand zu sehen, daß entsprechend der starken Anschwellung der tholeyitischen Intrusivmasse nördlich von Niederkirchen (Appeltal) der tholeyitische Erguß eine breite Massenverringering, ja sogar ein Auskeilen erlitten hat. Hierbei darf nicht darauf hinzuweisen versäumt werden, daß die Unterbrechung des Lagers von Winterborn östlich von Niederhausen, woselbst man im Sattelungsfirst stärkere Durchbrüche erwarten könnte, auf eine magmastatische „Entladung“ von seiten der starken Wendelsheim-Mörsfelder Ausströmung zurückzuführen ist, wobei besonders ins Gewicht fällt, daß hier nach den festgestellten Tatsachen S. 85 und S. 86 der Nordwestflügel der Grenzlagermulde sicher mit der Aufstieglagerspalte in innigerem Zusammenhange steht. Ob das Auftreten von Aplitgängchen, welche ich in der Winterborner Masse vergeblich suchte, dagegen an den Seitengrenzen des Porphyryzugs bei Wonsheim und bei Ebernburg sehr hervorzuheben ist, mit einer in der Mitte am stärksten wirkenden Entladungswirkung durch eben den Porphyry zusammenhängt, das ist schwer zu entscheiden.

2. Die den Erguß begleitenden Schichten.

Wenn wir nun von der so wichtigen „Magmenschicht“ des „Grenzlagers“ zu den höheren, zum Teil reinen Sedimenten im Hangenden des Wendelsheimer Ergusses

übergehen, so ist westlich von Wendelsheim über dem Grenzlager zunächst ein lockerer Arkosesandstein zu erwähnen, welchem mehr profilaufwärts nach Osten rote Schiefertone folgen; dann erhebt sich die Kuppe eines Eruptivgesteinzugs (Lehr), welcher mit dem Hochsteiner oder gar dem oberen Winnweiler Lager am Südrand des Gewölbes verglichen werden dürfte. Im Hangenden dieses nur in geringer Länge aufgeschlossenen Lagers macht sich ein grobkörniger, Felsit-Porphyrgerölle führender Sandstein bemerkbar, was den Beginn der „Winnweiler Schichten“ in anderer Gegend kennzeichnet. — An der Stelle, woselbst das erste „e“ des Wortes Wendelsheim steht, taucht unter dem Tertiär noch die Fortsetzung des eben besprochenen Eruptivgesteins empor. — Die jenseits des Kirchenhügels nach der Höhe bei 200 m auftretenden Eruptivgesteine und Schichten scheinen eine tektonische Wiederholung der letztbesprochenen Gesteine zu sein.

Südwestlich von Wendelsheim im Aufstieg nach dem Krämerskopf fehlt jeder Anlaß, Obere Lebacher Schichten einzuzeichnen; auf einem vom Südwestausgang des Dorfs nach Südosten gerichteten Feldweg fanden sich südwestlich der Verwerfung in roten südöstlich einfallenden Schiefertönen auch grauliche Schiefer mit Tonsteinen und Hygrophiliteinschlüssen (S. 80), welche in Aufblätterungsrisse Kalkspatkrusten als Ausscheidung angesaugter Lösung enthalten. Nordöstlich davon haben die Schiefer nordöstliches Einfallen und die tiefrote Färbung des Oberrotliegenden. Die schwach verbreiteten Anstehen von Oberrotliegendem am Oststrand des Kärtchens sind irrtümlich mit der Strichelung der Soeterner Schichten gegeben; sie gehören der höheren Abteilung, den Winnweiler Schichten an.

Der eigentümliche quere südwestliche Abschlußrand des Grenzlagers scheint tektonisch beeinflußt zu sein, da die Olsbrücker Schichten, welche an dem nach Nordwesten vorspringenden Kopf noch 20 m unter der Ergußgrenze „am Dickborn“ festzustellen sind, südwestlich des quer abgeschnitten erscheinenden Grenzlagers nach dem Blatrand zu eine eigene Verbreitung haben.

Der Porphyr.

Der durchwegs an Quarzeinsprenglingen reiche, weit ausgebreitete Porphyr von Ebernbürg-Altenbamburg-Neubamburg-Wonsheim, der im Westen eine einheitliche Masse bildet, löst sich von Fürfeld an (Eichelberg) bis zum Steigerberg bei Wonsheim in immer zerschlitzzere Kuppen und weiter auseinanderstehende Inselberge auf. Es sind das Folgen der Entstehung der ins untere Nahetal hereinreichenden „Kreuznacher“ Tertiärbucht, welche von Flonheim-Lonsheim ausgeht und ähnlich wie die Marnheimer Tertiärbucht eine seitliche Einbruchsnische in dem nordpfälzischen Gewölbekörper darstellt. Die Verinselung der großen Porphyrmasse im Osten seiner Verbreitung ist hauptsächlich tertiären Alters und man darf als sicher annehmen, daß ursprünglich eine eng zusammenhängende Eruptiveinheit vorgelegen habe (Bodenprobe 1, Aufstellung S. 94).

Im Westen haben wir in der Mitte zwischen Altenbamburg und Ebernbürg auf der rechten Alsenzalseite zwei große Brüche, in welchen nicht nur zahllose kleine, mittlere und größere Brockeneinschlüsse eines dunkeln, von Dr. M. SCHUSTER als orthophyrisch bezeichneten Gesteins enthalten sind, sondern auch vereinzelt größere schmale und eckige (leider jetzt abgesprengte) Schollen, welche als steil aufgerichtet schwebende Abbruchsschollen einer außenrandlichen oder wenigstens auf den Außenrand hinweisenden Erhärtung eines Porphyrdurchbruchs gedeutet wurden; welche Herkunft man annehmen mag, eines ist ausgeschlossen, daß die

großen Schollen und die zahlreichen Einschlüsse einem Erguß angehören, da sie nur eine verhältnismäßig schmale (12—15 m) und aufrecht gestellte (28 m beobachtet) auf der Ostseite gangartig scharf begrenzte, auf der Westseite verlaufende Verbreitung haben; sie können nur emporgehoben oder eingesunken sein. Ihre offenbar nordsüdliche Verbreitung kann auf eine Druckwirkung von einer nordsüdlich gerichteten Intrusionsseitenwand zurückgeführt werden, welche erst bei gleicher Flächenrichtung der Einschlüsse in Gleichgewichtsruhe kommt. Obwohl ordnungslose und auch quergestellte Lage der meist länglich gerundeten, aber auch eckigen Einschlüsse zu beobachten ist, so sind doch häufig ihre Längsachsen der nordsüdlichen Verbreitung gleichgerichtet. In ähnlich geschiebereichem Porphyrit von der Rossel am Bauwald bei Odernheim ließ sich eine ähnliche Ordnung in der Lage von Einschlüssen nicht beobachten: die Stellung der Längsachse quer zur nahen Kontaktfläche ist nicht selten, ebenso die Ordnungslosigkeit, hie und da scheint eine Parallelstellung bevorzugt zu sein, wie auch südlich der in meiner Lemberg-Arbeit abgebildeten Kontaktstelle etwa 1,2 m vom Kontakt eine etwa 1,5 m schmale Schieferscholle von 7 m Höhe (aufgeschlossen) aufrechtstehend und dem Kontakt ungefähr parallel tatsächlich zu beobachten ist. — Wir kommen darauf zurück!

Etwas Ähnliches ist auch ganz im Osten der Porphyrmasse zu schließen; am Steigerberg N. Wendelsheim sind im Porphyr zahlreiche Brocken eines rötlichen Schiefertons von großer Kleinheit bis über Kindesfaustgröße eingeschlossen; diese Brocken sind zum großen Teile eckig; andere Einschlüsse sind seltener. SCHOPP erwähnt auch Porphyreinschlüsse eines granophyrischen Porphyrs; wir haben also an diesem Ostrand ein Magma, das Schlottuff-artig, eckige Bröckchen einer älteren Porphyrfüllung eines Durchbruchs und frische in vielen Fällen nicht durch Strömungsbewegung und Lavenwälzung abgerundete Bruchstücke des Nachbargesteins enthält. Wir haben es hier mit einer Durchbruchsmasse zu tun. Vereinzelte gerundete Porphyrbrocken fand ich auch in einem Bruch am Heerkretz ebenso, wie in dem kleinen, ganz vereinzelt Durchbruch am Wolfsgalgen bei Kriegsfeld (vgl. Erl. z. Bl. Donnersberg S. 67).

Von älteren Beobachtungen über den Porphyrstock mache ich auf eine leider nicht mehr aufgeschlossene bzw. jetzt verdeckte Tatsache aufmerksam, welche der gute Beobachter K. A. LOSSEN in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1891 S. 541—542 berichtet. Er hat hinter den letzten Häusern von Altenbamberg neben dem Weg nach Fürfeld im Liegenden des Porphyrs einen kleinen, die Odenbacher Schichten durchsetzenden Porphyrgang beobachtet, welcher zweifellos als seitliche Apophyse desselben in das aufgerichtete Liegende zu betrachten ist. Hierdurch ist auch noch die engste Zusammengehörigkeit der beiden Gesteinsarten zu Zeiten der Ausbreitung des Porphyrs bewiesen und dessen Durchbruchsnatur gegeben.

Über die ursprüngliche Zusammenlagerung von Porphyr und Kuseler Schichten im Liegenden könnten Kontakterscheinungen ausschlaggebende Ergänzungen liefern, wenn nicht, wie auch vom Donnersberg und Königsberg bekannt ist, die Kontaktwirkungen des Porphyrs sehr gering wären und außerdem die Berührungsgrenze vom Porphyrschutt ziemlich stark überdeckt wäre.

Auf eine zweite von LASPEYRES mitgeteilte ältere Beobachtung v. DECHENS, welche eine Unterbrechung der Säulenordnung und -form durch flach einfallende Fugen am Eichelberg beweisen, habe ich im Geogn. Jahresh. 1905 S. 216 wieder aufmerksam gemacht bei Gelegenheit einer sehr ähnlichen Beobachtung im inneren

Porphyrstock des Königsbergs in der Kästendelle bei Wolfstein. Ich setze unten¹⁾ den von GÜMBEL gemachten Auszug aus der Niederschrift v. DECHENS wörtlich hierher; auch dies spricht nicht für eine Ergußform des Porphyrs; es sind meiner Ansicht nach Erscheinungen, welche in beiden Formen: in Erguß- wie in Durchbruchsmassen auftreten, aber eher für letztere in Anspruch genommen werden können.

An der erwähnten Stelle der Kästendell bei Wolfstein macht sich auch eine schwache Orthophyreinschaltung (Dr. SCHUSTER diagn.) im Felsitporphyr bemerkbar, in deren Hangenden und Liegenden nicht nur die hier säulige Absonderung senkrecht zur Einschaltungsfläche angeordnet ist, sondern auch z. B. die Glimmerblättchen in ihren Flächen annähernd senkrecht zu den Achsen jener gerichtet sind. Ich habe im Anschluß an andere Forscher damals darauf aufmerksam gemacht, daß es eine ältere Ausscheidung sein müsse, welche an irgend einen mit der Kontaktfläche und ihren Wirkungen in Beziehung stehenden Vorgang angeschlossen. — Eine solche schichtartige Orthophyreausscheidung würde auch bei Altenbamburg (Ebernburger Mühle) anzunehmen sein (vgl. Geogn. Jahreshfte 1918/19 S. 333) nur mit dem Unterschied, daß hier durch tektonische Bewegungen ein unregelmäßiger Druck auf sie ausgeübt, sie zertrümmert worden wäre und noch vor der Erhärtung der quarzporphyrisch gewordenen Umgebung das Magma die Trümmerstücke umschlossen hätte; dies scheint die jetzt naheliegendste Erklärung zu sein.

Vergleiche mit Porphy in der Südpfalz, im rechtsrheinischen Auftreten und im Thüringer Wald.

Wenn wir durch diese Tatsachen den Kreuznacher Porphy eng an die wirklichen Intrusionsmassen des Nordpfälzer Gewölbes anschließen können, so ist zur Förderung unserer Auffassungen über Tektonik und Alter des Porphyrs die Frage zu stellen, ob nicht andere Kennzeichen noch hervorzuheben sein würden, welche nahelegen, daß es sich nicht um eine jung oberrotliegende oberflächliche Stromdecke handeln kann, wie dies LEPSIUS in einer späteren Auffassung darstellt. In rechtsrheinischen Waldgebirgen sind die Porhyrauströmungen dicht felsitisch und nicht quarzporphyrisch, während unsere nordpfälzischen, zum Teil von karbonischen Sedimenten ummantelten Porphyrstöcke felsitisch sind (Königsberggruppe, Nohfelder Masse). Von „fluidalem“ Gefüge sieht man weder in der quarzporphyrischen Kreuznacher noch in der felsitischen Donnersberg-Masse etwas. Dagegen finden sich mit Geröllen von ganz grobkörnigen Porphyren, die den nordpfälzischen Vorkommen völlig fehlen und in den Kuppen in der Umgebung von Neustadt a. Hdt. auftreten, auch viele Gerölle von fluidalem Porphy in und mit Arkosen im Oberrotliegenden, deren Herkunft von Süden aus dem auch granitische Massen enthaltenden Haardtgrundgebirge angenommen werden muß.

Für dieses Gebiet gilt nun ebenso wie für den Odenwald²⁾ und Schwarzwald daß Melaphyre (und Porphyre) bei ihrem Durchbruch durch das praekarbonische

¹⁾ „Auf der Südostspitze des Berges liegt der bekannte Steinbruch, wo der Porphy säulenartig in 4, 5, 6, 7 und 8seitige Prismen mit glatten Flächen (die drei ersten am häufigsten) abgeändert ist. Die Säulen neigen sich nach oben gegen den Berg und sind meilerförmig gestellt, wie beim Basalt. Zwei Klüfte setzen quer in 3—4' Abstand durch in Stunde 11 gegen Norden; am Anfang stärker bis 30°, im Berg schwächer mit 15° einfallend. — Die Säulen über den Klüften sind dicker und die Flächen rauher, die darunter dünner und regelmäßiger. Die Grundmasse ist ein rötlich-violetter Porphy mit größeren Feldspäten nebst weißen Quarzkörnern und Glimmertafeln.“

²⁾ Ich verweise hier auf die wichtige Behandlung des Groß-Umstadter Porphyrs von VOGEL in Abhandl. d. Geol. Landesanstalt Darmstadt II, 1, in welcher mit 10 Tafeln sehr belehrende Formen des feinen Fließgefüges der Porphyströme dargelegt sind.

Grundgebirge kein hemmendes, abschrägendes Deckgebirge antrafen, sondern frei an der Oberfläche ausfließen konnten.

In dem Bereich des nordpfälzischen Karbongewölbes, welches von zwei Mulden längs begleitet ist, lag aber eine außerordentliche Karbonmächtigkeit über dem nicht durch Abtragung verminderten, sondern durch ständige Senkung und Mächtigkeitsvermehrung an Weglänge für das empordringende Magma während der Karbonabsätze eher zusammengehaltenen Grundgebirge; die nördlich und besonders südlich verbreiteten Landstöcke wurden aber abgetragen und im Gewicht vermindert. Die tektonischen Vorgänge, welche später zu dem Nordpfälzer Karbongewölbe führten, schufen aber hier schließlich nicht nur wieder eine ausgleichende Erleichterung, sondern nach meinen Feststellungen und Anschauungen die erdinnerlichen Faltungen und Aufwölbungen, sowie die zahllosen Aufblätterungsräume, welche selbst die Magmen aufnehmen und festhalten konnten oder wo durch magmatische Zurseitedrängung und Zusammendrängung der bei der Emporwölbung bis ins kleinste gelockerten Schichtmassen unter der Oberfläche ihre Platzannahme, in zum Teil gesetzmäßiger Verteilung neu geschaffen wurde, in welcher sie als Intrusionen erstarrten. Der Vorgang war ein ruhiger, kein explosiver, vielleicht weil die Hemmung keine allzstarke war.

So kam es, daß im Bereich des nordpfälzischen Permkarbongewölbes während der Ablagerung des Unter- und Mittelrotliegenden (Kuseler und Lebacher Schichten) keine Porphy- und Melaphyerausströmungen stattfanden und im Verlauf des Mittelrotliegenden, auch erst nach stärkerer mechanischer Vorbereitung der Schichtverbände durch die Gebirgsbildungs-Vorgänge die etwas älteren Porphyre als größere Stockmassen in den tektonischen Eigenkörpern der Schichtaufbiegungen stecken blieben, während die basischeren Magmen in den später noch etwas mehr tektonisch durchgerüttelten Gewölbeteilen zum Teil vielzerteilt festgehalten wurden, zum Teil als leichtflüssigere und gasreichere Massen dem Muldenraum genähert durchbrachen und ausflossen. Daß aber zur Zeit der Lebacher Schichten schon saure Eruptiven und Explosionen in der Umgebung des unterrotliegenden Beckens aufgetreten sind, das beweist der mikroskopische Nachweis in einem quarzitischen Zwischenlager der Schiefertone bei Orbis-Kirchheimbolanden (nicht Tonstein!), der (vgl. Dr. REIS, Erl. z. Bl. Donnersberg S. 80) feststellte, daß einzelne solcher Bänke aus einer dichten Anhäufung von deutlichem Explosionsstaub eines Porphyrbimssteins bestehen (Aschentuffe von Quarzporphyren), wie solche von ROSENBUSCH vom Steimel bei Schameder in Westfalen in *El. d. Gesteinslehre* 1910 S. 336 abgebildet werden.

Es sind also die ganz besonderen Verhältnisse, welche vornehmlich hier Porphyrausströmungen verhinderten, während südlich solche mit deutlichem Fließbandgefüge auftreten, deren Einschlüsse von Achatseptarien in einem wichtigen Gebiet des Schwarzwalds ich im *Geogn. Jahreshft* 1923 S. 97 und S. 102 behandelte. Solche auch im Groß-Umstädter Porphyрstrom am Odenwald auftretende, aus einer Lösungszusammenziehung in Sedimenten entstehende ähnliche Gebilde kenne ich aber aus den rheinpfälzischen Porphyren¹⁾ nicht; auch nicht die in basischen Ausströmungen

¹⁾ Die am Leischberg in der Nohfelder Masse bei Obertal (vgl. Bl. Kusel III, 43) von A. LEPLA gesammelten, ihm leider jetzt nicht zugänglichen Achate sind nach Erl. z. Bl. Nohfelden S. 17—18 Füllungen von Berstungzerreißungen in mit Achat verkitteten Porphyrbrekzien. Dies auch Bröckchen, wahrscheinlich des Nebengesteins, enthaltende Eruptivgestein, steht frei neben steil einfallendem Schiefergestein der Oberen Lebacher Schichten; die Nohfelder Masse ist außer durch die Kontaktzone bei Ellweiler durch streichende Apophysen bei Traunen als Durchbruch gekennzeichnet; man darf annehmen, daß der Durchbruch bei Wilzenberg (Bl. Kusel X, 30) in der Tiefe mit dem von Nohfelden zusammenhängt. Auch diese sind oberflächennahe Aufbrüche.

so häufigen, zu großen Blasen zusammengeschlossenen, freilich in viel geringerer Größe den Stöcken und Gängen nicht fehlenden Gasentbindungsräume, deren Abkühlung dann Lösungen an sich ziehen kann. Solche sind aber in Porphyren vom Kornberg N. von Erbdorf in der Oberpfalz bekannt geworden (vgl. Geogn. Jahresh. 1916/17 S. 240—244).

Ein hier zu berücksichtigendes tektonisches Bruchstück eines Mustergebiets für Porphyrausströmungen liegt im Thüringer Wald und zwar in der streichenden Fortsetzung der Pfälzer Grundgebirge über den Odenwald und Spessart, über den Untergrund der bayerischen Rhön (vgl. Erl. z. Bl. Brückenau und Geroda 1923 S. 35) nach dem Thüringer Wald bei Suhl-Ilmenau, wo auch gering mächtige Kuseler Lebacher Schichten und Oberrotliegendes in einem entsprechenden, 50 km breiten, im NO. und SW. quer abgeschnittenen Becken, jedoch weithin auf granitischem Untergrund lagern. Gleichzeitig mit der Absetzung dieser Schichtverbände haben aber mächtige Melaphyr-, Porphyrit- und Porphyrausströmungen stattgefunden. Hier sind die tiefsten Porphyrausströmungen außerordentlich großkörnig, fast granitartig, die Grundmasse tritt öfters sehr zurück. Trotzdem ist das Magma oberflächlich auseinandergeflossen und es kommen damit nach den Schilderungen E. ZIMMERMANNs in Erl. z. Bl. Suhl typische fluidale, felsitische und perlitische Ausbildungen in schroffem Gefügegegensatz engstens verknüpft, bankförmig und schlierig vor; die Gesteine zeigen sehr große Blasen, deren Zusammenfließen aus kleinen Entgasungen eine weitgehende Entlastung beim oberflächlichen Ausbruch beweist; es zeigen sich auch massenhaft Bildungen denen recht ähnlich, welche ich oben als Kieselsäure-Septarien bezeichnete und in typischen Porphyrströmen des Schwarzwalds auftreten, welche in Erl. z. Bl. Suhl nach v. RICHTHOFEN „Lithophysen“ genannt werden.¹⁾

Solche Porphyre mit vielen kleinen und daneben großen zusammengelassenen; Achat führenden Blasen habe ich auch vom Kornberg bei Erbdorf behandelt (Geogn. Jahresh. 1916/17 S. 244 u. 1918 S. 8), woselbst neben Quarzporphyren völlig glasartige Pechsteine bekannt sind; bei der geringen oberflächlichen Verbreitung kann man diese Porphyre nur für Stiele von größeren Ausströmungen halten.

Überall fehlt hier ein quer über das Grundgebirge herübergelegtes jüngerer mächtigeres karbonisches Deckgebirge, welches die Eruptiva in der Tiefe zurückhält oder seitlich ablenkt bzw. den geraden und kurzen Aufstieg verhindert. Die von den Porphyren durchstoßenen granitischen Massen hatten jedenfalls eine weitgehende Zerklüftung noch nicht, bzw. es waren die Klüfte von dem basischen und sauren engeren Gangfolge geschlossen; die porphyrischen Magmen drangen in noch warme Gesteinsmassen ein und konnten nahezu auskristallisieren, wie wir in der Rheinpfalz (Neuhof-Krehberg, Geogn. Jahresh. 1921 S. 258) holokristalline basische Gesteinstypen haben, welche in noch heißen Porphyren aufstiegen.

Das Auftreten von solchen umfangreichen Porphyrströmen ist daher in solchen Gebieten viel leichter verständlich; man muß sich hüten, ohne ganz gewichtigen Grund die hessischen, badischen und thüringischen Tatsachen auf die gänzlich

¹⁾ Auffälligerweise sind die älteren Ströme vorwiegend großkörnig quarzporphyrisch, die jüngeren fast felsitisch-dicht; in den tiefen Magmenherden scheinen die Auskristallisationen im Magma emporgestiegen und daher zuerst beim Ausbruch herausgetreten zu sein; der verbliebene tiefere Rest scheint durch den Ausbruch aller die Kristallisation fördernden Beistoffe beraubt worden zu sein, so daß sie vorwiegend felsitisch blieben. Vielleicht hat der außerordentliche Gas- und Dampf-reichtum, welcher das großkristalline Wachstum begünstigt, auch den Erstausbruch dieser Massen gefördert.

Entnahmestellen	100 Teile Boden enthalten		100 Teile Feinerde enthalten				P ₂ O ₅ Phosphorsäure %	K ₂ O (Kali) %	CaO (Kalk) %	N (Stickstoff) %	CaCO ₃ kohlen-saur. Kalk %	Wasserfassungs- vermögen ²⁾ %	Druckfestigkeit ¹⁾	Gehalt an Boden- säure (Reaktion)
	größer als 2 mm (Steine)	kleiner als 2 mm (Feinerde)	Grobsand 2-0,5mm	Feinsand - 0,1 mm	Staub - 0,01 mm	Toniges unter 0,01 mm								
	%	%	%	%	%	%								
1. Porphyrboden (Wald) vom Schäferplacken bei der Ebern- burger Mühle	48,3	51,7	44,4	15,8	28,3	11,3	0,03 arm	0,11 mäßig	0,08 arm	0,09 arm	—	35	3	stark saure
1a. Porphyrboden (Feld) O. von Kirchheimbolanden, Geogn. Jahreshefte 1921. Punkt 2 des Kärtchens	—	—	34,6	13,4	27,4	24,6	0,14 mäßig	0,03 s. arm	0,31 gut	0,16 gut	—	9,39	4,8	neutral schwach alkal.
2. Obere Hooper Schichten (ru ^{2c}) nördlich von Nieder- hausen a. d. Appel nach Winterborn zu	23,3	76,7	29,3	9,9	29,3	41,3	0,07 arm	0,26 gut	0,69 gut	0,19 gut	0,2	33,5	11	alkal.
3. Untere Unter-Lebacher Schichten (ru ³) südlich von Winterborn. Acker. Sandige Ausbildung	12,0	88,0	42,5	16,9	36,4	4,2	0,14 gut	0,02 arm	0,33 mäßig	0,14 gut	Spur	36,0	9	schwach alkal.
4. Desgleichen Waldboden	20,9	79,1	15,7	7,6	67,4	9,3	0,03 mäßig	0,04 gut	0,08 arm	0,12 gut	—	31,5	9	sauer
5. Obere Unter-Lebacher Schichten (ru ⁴) nördlich von Winterborn. Ackerboden	9,8	90,2	10,8	18,9	29,0	41,3	0,12 mäßig	0,18 mäßig	0,28 mäßig	0,19 gut	—	40	7	sauer fastneutr
6. Obere Lebacher Schichten bei Hochstätten (ru ^{4a}), Er- läuterungen z. Bl. Donnersberg S. 285 Nr. 6	54	46	77	6	1	16	0,07 arm	0,03 arm	0,2 mäßig	0,12 gut	0,16	29	0,9	schwach alkal.
7. Obere Olsbrücker Schichten (ohne Tonsteine) (ru ^{4b}), öst- lich von Hochstätten	3,4	96,6	28,4	7,1	35,8	28,7	0,10 mäßig	0,27 gut	0,19 arm	0,14 gut	—	37,0	19	fast neutral
8. Hochsteiner Schichten (ru ¹) nördlich Hochstätten über dem Grenzlager (Erl. z. Bl. Donnersberg S. 287)	67	33	19	14	22	44					0,76	—	18,9	
9. Oberrotliegender Sandstein und Schieferboden (ro ¹) süd- lich vom Pfarrwald (N. Hochstätten), Wald	14,2	85,8	56,7	10,9	27,0	5,4	0,05 arm	0,05 arm	0,20 arm	0,09 mäßig	—	39,5	14	schwach sauer
10. Oberrotliegender Schiefertontboden (ro ²), tiefere Lage nördlich vom Pfarrwald (S. Altenbamberg)	17,7	82,3	21,9	14,8	35,8	27,5	0,14 gut	0,27 gut	0,92 gut	0,12 gut	1,0	33,5	30	alkal.
11. Oberrotliegendes (ro ²), Sandstein und Schiefertont, Oberer Dietzenberghang (S. Altenbamberg)	32,1	67,9	25,0	18,3	25,8	30,9	0,10 gut	0,43 reich	0,33 mäßig	0,12 gut	0,4	33,0	17	alkal.
12. Aulehm (a) nördlich von Hochstätten	15,5	84,5	32,4	17,1	22,0	28,5	0,16 gut	0,19 mäßig	0,10 arm	0,19 gut	0,6	41	11	alkal.

¹⁾ Die Zahl der „Druckfestigkeit“ bedeutet das Gewicht in kg, bei welchem ein geformter Zylinder des Bodens von 2 cm Länge und 1 qcm Querschnitt, bei bestimmter Temperatur getrocknet, zusammenbricht. ²⁾ Nach WAHNSCHAFTE und SCHUCHT.

anders gebaute nördliche Rheinpfalz zu übertragen, woselbst wir von allen angeführten Kennzeichen, Begleiterscheinungen und Voraussetzungen für Magmenströme nichts zu erwähnen finden.

Ich halte beide Porphyrgebiete vom Donnersberg und Kreuznach als in Oberflächennähe emporgestiegene Massen außerdem für tektonisch festgelegt; sie stehen quer zum Gewölbe einander gegenüber an ganz entsprechender Stelle, wie Eckpfeiler des breiteren Gewölbeaufbaus. Wenn wir nun sehen, daß der nordwestlichste Porphyraufbruch des nordpfälzer Permkarbons im Saargebiet bei Düppenweiler in der Nähe der Stelle des Gewölbes aufgebrochen ist, wo die unteren Ober-Kuseler Schichten über dem Bereich der Unteren Kuseler hinaus nach Norden auf das devonische Grundgebirge „transgredieren“, daß die Nohfelder Masse östlich von dem Bereich der Transgression der Lebacher Schichten über Kuseler Schichten nach Norden sich einstellt, so scheint für die östlichen Porphyrpfeiler angenommen werden zu dürfen, daß hier ein der Stelle bei Düppenweiler entsprechender Durchbruchsanlaß (Aufbruchserleichterung) vorgelegen hat: nämlich das östliche Auskeilen des Oberkarbons des Karbonbeckens noch mit Unteren Kuseler Schichten, während die Odenbacher Schichten (die untersten Ober-Kuseler Schichten) noch weit bis in die Nähe von Offenbach nach Osten reichen; LEPSIUS erwähnt daselbst eine Bohrung mit grauen Schiefen und dunklen Hornsteinen im Tiefsten. Da an beiden Eckpfeilern die Porphyre eng mit den Odenbacher Schichten verbunden aufgebrochen sind, so liegt die Annahme nahe, daß hier eine Aufbruchs- und tiefe Ruhestufe des nicht mehr sehr kräftig empordringenden, von kleineren Erleichterungen emporgeführten und kleinen Hemmungen wieder zurückgehaltenen Porphyrmagmas vorliegt.

Über die Böden der beschriebenen Gesteinsabteilungen.

(Vgl. S. 107 Nachtrag.)

Die allgemeine Kennzeichnung der Böden ist in Erläuterungen zu Blatt Donnersberg auf Grund der Schlammvornahmen gegeben. Zu diesen auch an Zahl vervollständigten Ergebnissen sind hier noch Angaben über die Reaktion und Nährstofffeststellungen hinzugefügt. Zu den für das Übersichtskärtchen von Kirchheimbolanden in Geognost. Jahreshft 1921 in gleicher Weise behandelten Böden sind noch in Geognost. Jahreshft 1923 S. 175—176 eine Anzahl Böden des Unterrotliegenden (Permkarbons) zwischen Olsbrücken und Wolfstein zu vergleichen, welche den Kreis der wichtigeren in dem Nordpfälzer Bergland verbreiteten Bodenarten ergänzen.¹⁾ Die Zahlen der nebenstehenden Tabelle sind von Diplomlandwirt TH. HENKEL ausgearbeitet.

Für diese Böden ist zunächst hervorzuheben, daß sie ungleich den Böden des Tafellands z. B. im Buntsandstein, Muschelkalk und Diluvium keine so weitflächige Horizontalverbreitung besitzen, weil die sie bildenden Schichten mehr und weniger steil aufgerichtet sind; die Böden sind daher häufiger und ausgesprochener eine künstlich gesteigerte natürliche Mischung von Teilen verschiedener in verhältnismäßig geringer Entfernung an die Oberfläche tretender Schichten. Ebenso wenig bestehen in dem Nordpfälzer Bergland der Berggestaltung nach ausgeprägte ein-

¹⁾ Zum Vergleich des Porphyrbodens am Schäferplacken ist noch eine Angabe hinzugefügt, welche für einen Porphyrboden Feld O. von Kirchheimbolanden gilt; die Geognost. Jahreshft 1921 S. 264 in der Bodenaufstellung unter dieser Bezeichnung aufgeführte Probe enthält bloß den größten Bodenanteil von Probe 1; in der zweiten Aufstellung zu S. 267 ist für 2 keine Angabe gemacht; die Probe 2 wurde erst nachträglich untersucht.

heitlich bodenartige Stufenflächen der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung; eine Bodenart kann hier auf der einen Seite des Berges von dessen Fuß in die Höhe steigen, über den Gipfel ziehen und auf der anderen Seite wieder bis zum Fuße herabreichen. Ohne geologische Karte ist die Beurteilung der Erstreckung der Böden und ihre Schilderung selbstverständlich nicht möglich.

In erster Ergänzung der Tabelle sei hier in gesteinskundlicher Hinsicht wie in G. J. 1923 eine kurze Kennzeichnung der mit der Lupe noch gut zu beurteilenden gröberen Kornabstufungen gegeben. Es ist selbstverständlich wichtig zu wissen, ob der Grobsand und Feinsand aus Quarz, Feldspat, Kalk, Mergel und Ton besteht, in welchem Zustand und in welcher Mischung diese Bestandteile sich vorfinden.

1. Porphyrboden von Schäferplacken. Der Boden enthält in allen Korngrößen nur Porphyriteilchen; er ist hellgelbbraun gefärbt; besonders trocknet der Staub in der Schale in zusammenhängender, leicht brechender Masse, welche auch Luftblaseneinschlüsse enthält; das Abschlümbare ist wie stets schwer unter der Lupe und dem Mikroskop mineralisch zu kennzeichnen.

2. Obere Hooper Schichten N. von Niederhausen. Die Steine des gelbgrauen Bodens bestehen neben untergeordneten Sandsteinbröckchen aus grauen Schiefertonsstückchen; auch im Grobsand scheint der Quarz etwas zurückzutreten; dagegen nicht im Feinsand und Staub, welcher beim Eintrocknen der Schlämme allerdings leicht brüchig zusammenbackt und Luftblasen einschließt.

3. Untere Unter-Lebacher Schichten, Acker S. Winterborn (tiefer Schichtreihe als 4). Nach den „Steinen“ sind im Untergund lediglich Sandsteine (fein-, vereinzelt gröber körnig, hellgelblich). Der Grobsand besteht aus Sandsteinbröseln und Quarzen (nicht selten größere weißliche Quarzkörnchen), daneben Toneisensteinbröckchen. Im Feinsand und besonders im in der Trockenschale zusammenhängend getrockneten Staub ziemlich reichlich Luftblaseneinschlüsse.

4. Desgleichen. Waldboden S. Winterborn. Der hellgelbe Boden enthält ziemlich viel im Bruch ledergelbe Schiefertonsstücke, welche sich auch neben reichlichem Quarzgehalt im Grobsand zeigen. Glimmer gegen Quarz zurücktretend; Feinsand durchaus quarzsandig; Staub hat sich in der Schale zusammenhängend getrocknet und die eingeschlossene Luft hat sich in nach dem Schalenboden an Zahl und Größe zunehmenden abgeflachten Blasenräumen ausgeschieden.¹⁾

5. Obere Unter-Lebacher Schichten N. Winterborn. Grobsand besteht aus Quarzsand, Sandstein- und mehr und weniger erzeichen Toneisensteinbröckchen; Feinsand ist ein hellgelblicher sehr gleichkörniger, auch merkbar Glimmer führender Quarzsand; Staubsand hauptsächlich hellgelblich grauer Quarzstaub, von welchem sich das Abschlümbare nur durch die Kornfeinheit unterscheidet. Die Steine sind eisenschüssige Sandsteinbröckchen; der graubräunliche Boden gehört einer sandsteinreichen Schichtreihe an.

6. Obere Lebacher Schichten. „Es handelt sich um wenig bindige, leichtere, magere, steinige, grobsandige, seltener tonig-feinsandige, graurotgefärbte Böden, welche vielfach von Wald bestanden sind.“ Erl. z. Bl. Donnersberg S. 285.

7. Obere Olsbrücker Schichten (ohne Tonsteinbänke); der Boden ist dunkelbraunrot, enthält nur wenig Sandsteinbrocken und ganz vereinzelt Tonsteinstückchen.

¹⁾ Der Austrocknungszusammenschluß war oberflächlich so dicht und rasch, daß die Luft nach oben nicht austreten konnte und unter Spannung durch die Erwärmung glattflächige Blasenräume sich bildeten, welche auch fest wurden und stand hielten; tonige Beimengungen haben hier kaum an der Bindung des Staubs mitgeholfen.

Der Grobsand besteht aus vorwiegend groben Quarzen und Sandsteinbröselchen, zurücktretend Feldspäten und Schiefertongbröckchen; in den feinkörnigeren Abteilungen ist überwiegend Quarz und Glimmer bis zur Staubgröße bemerkbar; erst im Abschlämmbaren ist der Tongehalt deutlicher.

8. Hochsteiner Schichten über dem Grenzmelaphyr N. Hochstätten. „Die Bodenart ist rotbrauner schwach violett gefärbter, in trockenem Zustand kleinbröckeliger Letten, dessen Zerfall man die Entstehung aus Schiefertong anmerkt; grobbrockiger toniger Lehmboden.“ Erl. z. Bl. Donnersberg S. 287.

9. Waldboden südlich vom Pfarrwald über dem Grenzmelaphyr. Bodenfarbe dunkelbraungrau mit einem Stich in Violett; der Grobsand besteht aus feinkörnigen Sandsteinbröselchen und violettroten Tonbröckchen; der Sand ist mehr manganals eisenfärbig; vereinzelter Glimmer, der im Feinsand etwas mehr auffällt; auch der Staub hat die Färbung des Grobsands, wenn auch etwas heller; der Staub scheint auch hier seinem Korn und dem Adhäsionszusammenschluß nach zur Blasenbildung bei der Erwärmung und Austrocknung geeignet.

10. Lettliche Lage des Oberrotliegenden (ro²) vom Dietzenberg (oberhalb Pfarrwald); die „Steine“ zeigen ein Tongebröckel von grauer schwach rötlicher Farbe; ein Tongebrösel wiegt auch im Grobsand vor; zurücktreten Quarz, Feldspat und Glimmer; ein nicht unähnliches Verhältnis zwischen tonigen und quarzigen Bestandteilen hat der Feinsand; im Staub zeigt sich wieder der Zusammenhang in Schichtlage mit Luftblasen; dies gilt auch für den Ton.

11. Rote, grob- und feinkörnige Sandsteine und Schiefertone im Untergrund, welche sich in den „Steinen“ erhalten haben (obere Hälfte des Südhangs des Dietzenbergs [ro²]); der Grobsand besteht aus Quarzsand mit ziemlich viel Feldspäten und reichlich beigemischten Tonbröckchen; im Feinsand tritt mehr Glimmer auf; der Staub ist zusammengebacken und enthält Luftblasen.

12. Der dunkelbraungraue Aulehm im Alsenztal N. Hochstätten enthält wenig grobe Steine, der Grobsand besteht aus Quarzsand und zurücktretend Feldspat, Feinsand und Staub sind vorwiegend quarzsandig.

Die aus einem schichtsteinigen Untergrund durch Verwitterung und durch die später diesen natürlichen Vorgang unterstützende menschliche Bearbeitung entstehenden Böden streben alle bei geringfügig bleibender Auslese durch Wind und Wasser, also bei flacher Lagerung, einem Zustand völliger Auflösung in die kleinsten durch Atmosphärrillen nicht mehr wesentlich veränderbaren und zu verkleinernden Bestandteile zu; letzteres z. B. bei dem Quarzvorrat der durch Wasser- oder Magmafluß entstandenen Silikatgesteine. — Zwischen dem Urzustand und diesem Endzustand gab und gibt es natürlich nach der Grenze zwischen Muttergestein und Boden hin zahllose Übergänge der Gesteins- und Bodenverkleinerung, welche noch jetzt vor sich geht. Diese Umwandlungen sind noch an vielen Stellen auch oberflächlich erhalten, wo in geschützter Lage der gesamte Vorgang langsamer ist. An Stellen, wo Wasser und Wind stärker auslesend wirken, sind die feinsten Teilchen entfernt und die gröberen zum Teil geblieben; es haben sich dafür in den Talungen die Schwemmböden der Aulehme gebildet.

Obwohl die Zeit seit der letzten „Reinigung“ der Landoberfläche in Berg und Tal in unseren Gebirgen eine ziemlich einheitliche Verwitterungszeit bei einheitlichem Klima darstellt und man annehmen könnte, daß ähnlich den glazialen Ver-

witterungsdecken in den Zwischeneiszeiten auch die jüngste Bodenbildungszeit ziemlich einheitliche Bodenzustände geschaffen haben müßte, so ist dies doch nicht der Fall. Einerseits sind die Witterungswechsel zu groß und andererseits sind die Eingriffe des Menschen in den Bestand der Vegetation und des Gewässerlaufes viel zu störend, so daß die Bodenverhältnisse in ihrer jüngsten Umbildung durch den Menschen viel größere Unterschiede zeigen, als ohne ihn. Wir würden für den Ackerbau viel weniger Bodenunterschiede zu berücksichtigen haben, wenn der Ackerbau nicht wäre und die durch die Landwirtschaft eingeleitete Wasserwirtschaft.

Auf Besonderheiten der Böden im nordpfälzischen Gewölbereich wurde schon oben hingewiesen.

Nach dem Vorhergehenden kann es nicht Wunder nehmen, daß trotz eines verhältnismäßig gleichartigen Bodenentwicklungsbereichs (Nordpfälzer Gewölbe) bei gleichmäßigem Klima und ähnlichen Bergformen doch im Verhältnis von Steinen und Feinerde der gleichen Abteilungen so große Wechsel bestehen; auch die Unterschiede hinsichtlich des Grobsands (vgl. Geogn. Jahresh. 1923 S. 175) sind verständlich, wenn man bedenkt, daß hier neben Quarz und Feldspat in Einzelkörnern auch Sandstein- und Tonbröseln in der einen Probe vorhanden sind, in der anderen Probe fehlen bzw. in die feineren Stufen Feinsand, Staub u. s. w., diese vermehrend, hinübergegangen sein können.

Auffallend ist aber dagegen bei den bisher erwähnten Unterschieden eine unverhältnismäßige Annäherung in den feinsten Kornabteilungen, die besonders auch dann klar wird, wenn man, was ohne Eintrag geschehen kann, zusammenzählend Staub und Abschlämbbares der neuen Ergebnisse z. B. mit jenen aus Geogn. Jahresh. 1923 S. 175 vergleicht; bei den Hooper Schichten Staub in letzteren 26,0, Abschlämbbares 46,0%; in der Summe der beiden stehen 70 und 72% gegenüber. Bei den Unteren Lebacher Schichten fällt zunächst verständlich auf, daß der Waldboden (Nr. 4 oben) steiniger ist und daß sein Staubgehalt durch den Windschutz beträchtlich größer ist; wenn man den feinkörnigen Boden Nr. 5 mit dem von Nr. 5 1923 vergleicht, sind in den beiden letzten Abteilungen die Summen 70:60%. Auch in den Feinerden der wechselnden Oberen Lebacher Schichten sind beträchtlichere Annäherungen zu bemerken. In den scheinbar verschiedenen Olsbrücker Schichten stehen die Summen für die gleichen Abteilungen mit 64 und 56% nebeneinander.

In den feinsten Korngrößen von Proben der nämlichen Schichtenabteilungen verschiedener Fundorte sind die Annäherungen also am größten und am nächsten vergleichbar; sie bewegen sich also um die kennzeichnenden Grundmerkmale.

Hinsichtlich des physikalischen Verhaltens der einzelnen Körnungsabsetzungen sei auf folgendes hingewiesen: Die in den Zylindern des Schlämmparats sich ansammelnden Körnungsabsetzungen werden über dem Wasserbad getrocknet; bekannt ist, daß Grobsand und Feinsand dabei sehr rasch trocknen und in lockerer Ansammlung daliegen; schwerer trocknen Staub und Abschlämbbares und haften in leicht brechbarer Schicht in der Trockenschale. Es wurde nun oben darauf aufmerksam gemacht, daß in dieser Schicht im „Staub“ fast stets blasige von oben abgeflachte Hohlräume eines zu Blasen zusammengeflossenen Gasgehalts bemerkbar sind, der in Spannung zuerst festgehalten wurde (später aber bei den höheren Wärmegraden bis 90° auch zum Teil ausgetrieben wurde). Betrachtet man nun die höchst verschiedenen Druckfestigkeiten und die verschiedenen Angaben über Abschlämbbares, in welchen zweifellos der verschiedene Kaolingehalt eine Rolle spielt, so kommt man bei dem z. B. nur quarzsandigen Staub der unteren Lebacher Schichten

zu der Vermutung, daß die Bindung der Masse in der Staubkörngröße, welche bei Befeuchtung sogar bei Erwärmung bis zur Eintrocknung das eingeschlossene Gas in großen Blasen zusammenhält, allein der außerordentlich gehobenen Adhäsion bei der dichten Feinkörnchenzusammenlagerung des „Staubes“ zu verdanken sei. — Ich habe die Bläschenbildung bei feinkörnigen Lehmen des Diluviums der Umgebung von München, welche ich fest mit der Hand zusammenballte und ohne Erwärmung eintrocknen ließ, mehrfach beobachtet und verwertet [vgl. Geogn. Jahresh. 1916 S. 7—10 und Geogn. Jahresh. 1921 S. 149²], glaubte damals, daß der eingeschlossene und auskristallisierende gelöste Kalk und der beim „Wintern“ entstehende kolloide Ton Hauptursachen des Zusammenhalts darstellten; ich will jetzt nicht in Abrede stellen, daß beides die Sache unterstützt; aber es muß nicht eine notwendige Voraussetzung sein. Sicher scheint mir, daß es nicht etwa Wasserdampf ist, der die Blasen bildet, sondern die bei der Erwärmung aus dem Wasserleitungswasser ausgetriebene Luft, wie bei den Lehmen vom Luitpoldpark die im Niederschlags- bzw. Schmelzwasser enthaltene Luft, welche bei geringerer Wärmehöhen gespannte Blasen bildet!

Bodenkundlich wichtig wäre, wenn die Körnung des Staubes an und für sich bei der Durchfeuchtung die Luft zurückhält, vielleicht zu verstehen in einem Vergleich mit der Tatsache, daß Staub die Benetzung verhindert und Wasser in Tropfenform sich nicht zerfließend ausbreiten läßt, während Wasser oder Feuchtigkeit in etwas größerem Sand sich rasch verteilt und die Luft austreibt. Vgl. S. 107 Nachtrag

Je reicher ein Boden an Staubkörnung ist, desto schwerer verliert er auch bei völliger Durchfeuchtung seine eingeschlossene Luft. Das ist ja wohl eine bekannte oder nahe bekannte Annahme, ist aber in solchem Zusammenhange, mit dieser Ableitung meines Wissens noch nicht begegnet.

Auch hier scheint die an verschiedenen anderen Stellen zur Beurteilung rheinpfälzischer und fränkischer Böden hervorgehobene Tatsache bestätigt zu werden, daß die Bodenentstehung nicht einer stufenweisen, allmählichen und gesteigerten Verkleinerung der kleineren Teilchen zu verdanken ist, sondern daß die größeren Brocken an der Vermehrung der feinsten Teilchen unverhältnismäßig mehr beteiligt sind, daß es daher nicht veranlaßt ist, bei der Reinigung der Felder die „Steine“, welche erheblicher bodenvermehrend wirken können, allzu sehr auszulesen.

Auch hier zeigt sich lediglich in Waldböden die Bodensäure bzw. in Böden, welche kurz zuvor gerodet worden sind (vgl. Geogn. Jahresh. 1923 S. 176 unten).

Der Aufbau des Gebietes.

1. Der Faltungsaufbau. Es wurde schon hervorgehoben, daß bei Niederhausen-Tiefenthal der nördliche Teilgewölbe-First des Pfälzer Sattelgewölbes nach NO. zu ausstreicht und daß zu Seiten der Wendelsheimer Grenzlagerverbreitung die unverkennbaren Andeutungen einer Schichtenmuldung vorliegen, welche bedingt ist durch das zweite südliche Teilgewölbe, das sich südöstlich davon (außerhalb der Karte) viel weiter in NO. nach Rheinhessen erstreckt; dieses Teilgewölbe hat auch SCHOPP in der Lagerung der Schichten nördlich und südlich von Niederwiesen in Bl. Fürfeld genügend hervorgehoben (vgl. Tektonische Übersichtskarte Erl. z. Bl. Donnersberg).

Eine zu dieser Faltung (in der sogen. „varistischen“ Richtung) quergestellte Muldung ist zwischen Hof Iben und Tiefenthal deutlich in einer im NO. von südwestlichem Einfallen begleiteten Einbiegung von Oberen Lebacher Schichten im Bereich der Unteren Lebacher Schichten; dieses Einfallen ist auch im Liegenden

des Mörsfelder Melaphyrs bergbaulich beobachtet (S. 106) und dürfte damit zusammenhängen. Es ist dies eine mit dem Einbruch des inneren Sattelkörpers gegen eine fester bleibende östliche Randregion zusammenhängende Einmuldung, welche hier in der Richtung NW.—SO., der vorherrschenden Einbruchsspaltrichtung im Rotliegenden zwischen Flonheim und Wendelsheim eingestellt ist. Es besteht bei mir kein Zweifel, daß diese Muldung gleichzeitig ist mit dem langgestreckten Einbruch nordwestlich vom Donnersberg, der die gesamten damals schon abgesetzten Söterner Schichten noch mitbetrifft, wie dies offenbar auch für das von SW. kommende Grenzlagerstück unmittelbar östlich von Fürfeld bis in die Nähe von Hof Iben gilt. Diesem Einbruch am Donnersberg stellten wir aber auch die Vertiefung der Oberrotliegend-Senke zwischen Feil und Fürfeld gleich, welche die Odenbacher Schichten am südlichen Porphyrrand zu Tag hervortreten ließ und sie auch in den Transgressionsbereich der Winnweiler Schichten brachte, d. h. sie freilegte und die Möglichkeit schuf, sie zur Unterlage und Träger von viel jüngeren Konglomeraten zu machen.

2. Das Verwerfungsgefüge.¹⁾ Am Schluß des vorigen Absatzes wurde schon auf den Zusammenhang zwischen der queren Mulde bei Hof Iben und den NW.—SO. verlaufenden, der Gewölbeumbiegung nach (periklinal) „streichenden“ Bruchspalten hingewiesen, welche einen inneren Einbruch begleiten und dabei mitlaufend auch seitliche Raumverminderungen in Einmuldungen etc. verursacht haben. Es sind das die Störungen, welche südwestlich und nordöstlich von Wendelsheim das Grenzlager in eckiger Begrenzung gegen Obere Lebacher Schichten westlich davon abbrechen lassen (vgl. auch Erl. zu Bl. Donnersberg S. 248, 253 und 254). Wir haben schon erwähnt, daß das Grenzlager auch an seinem südwestlichen Ende eine auf einen Abbruch hindeutende Begrenzung habe. Zu dieser Zeit ist offenbar auch der Ab- und Einbruch des Mörsfelder Porphyritrums, in welchem, wie es scheint, damals schon die Quecksilbermineralisation in ihrer ersten Generation (vgl. Erl. zu Bl. Donnersberg S. 115 und Geogn. Jahresh. 1904 S. 190—198) vollendet war, erfolgt. Begleitanzzeichen dieser vom Gewölberand nach innen zu stattfindenden senkrechten Bewegungen findet man im Steinbruch am Mühlberghang nördlich von Hof Iben, woselbst eine „gesenkte“ Scholle bemerkbar und der überwiegende Teil der Schubstreifen an den Hauptklüften vertikal gerichtet ist. Gleiches zeigt auch der Bruch neben der Bahlinie an der Bannmühle (Rabenmühle) im Osten von Wendelsheim. Eine im Porphyr des Dreispitzbruchs nordwestlich von Wonsheim auf NW.—SO.-Kluft sichtbare Vertikalstreifung könnte als eine vielleicht tertiäre Nachbewegung auf einer dieser Klüfte angesehen werden.

Eine kleine Verwerfung mit Absenkung nach dem Rheintalgraben fand sich auch in einem Meeressandbruch bei Freilaubersheim. Normale Absenkungsklüfte nach dem Rheingraben aus oligozäner Entstehungszeit zu, welche vom Meeressand ungestört überlagert sind, wurden auch in den Brüchen bei Flonheim beobachtet.

Auf die Tatsache hin, daß diesseits (im Westen) der großen Niederkirchen-Altenbamberger Verwerfung auf den gleichen Schichten, auf welchen im Osten bis nahe an diese Störung reichende Meeressande abgesetzt sind, diese Grundschichten des Tertiärs fehlen, wurde geschlossen, daß das Gebiet zwischen dieser Störung und dem nächst westlichen Auftreten des Meeressands bei Feil-Bingert trotz der alten Absenkung noch in dieser tertiären Zeit ein Höhegebiet war, d. h. daß die

¹⁾ Vgl. hierzu auch Erl. zu Bl. Donnersberg S. 254: Das Wendelsheimer Bruchfeld. Die Verwerfungen sind in der Karte mit geraden Linien gegeben.

mit der rheinischen Grabenbildung zusammenhängenden dahin gerichteten Abtragungsvorgänge die im Osten der Störung liegende, scheinbar gehobene Scholle sehr viel stärker angegriffen und rascher tiefer legten.¹⁾

Aus dem Verwerfungsgefüge des östlichen Pfälzer Sattels habe ich in Erl. zu Bl. Donnersberg S. 258—261 geschlossen, daß das Bild derart sei, als ob Teilmuldenanlagen durch spätere Störungen vertieft seien, durch Störungen, welche für sich nicht ausreichen, eine regelrechte Muldenlage zu schaffen, sie aber doch einseitig oder auch stellenweise zweiseitig vertiefen können. Es wurde das als eine Fortsetzung der Gewölbeentwicklung angesehen, welche die tieferen Muldenschichtgruppen nach unten versenkte und die höheren nachbrechen ließen. — Zweifellos hilft an der Herstellung dieser Zustände und ihrer Änderung auch die Verdichtung des nicht durch Magmeneinströmungen gelüfteten Fugenzusammenhangs erheblich mit, wenn man bedenkt, daß letztere trotz ihrer Reichhaltigkeit nur einen verhältnismäßig geringen Umfang gegenüber dem Sedimentkörper des Gewölbes einnehmen.

Eine bedeutsame Verwerfung ist jene von Niederkirchen in NW.-Richtung nach Altenbamberg verlaufende Störung, welche in sehr erheblicher Weise das untere Oberrotliegende mit seiner Unterlage betraf, aber sehr viel weniger das darauf gebaute obere Oberrotliegende mit dem Porphyrkonglomerat bei Altenbamberg, so daß auf die Möglichkeit hinzuweisen ist, es habe auf einer ersten Bewegungsstufe nachträglich noch eine weitere nicht so starke Bewegung nach oder während des Absatzes dieser letzteren Schichten stattgefunden; Beweise für derartige und derzeitige Bewegungen können aus Änderungen der Ablagerungsneigung in der Schichtenfolge des oberen Oberrotliegenden geschlossen werden (vgl. Erl. zu Bl. Donnersberg S. 57 Fig. 14 zwischen 5 und 6).

3. Überschiebungsvorgänge.²⁾ Es wurde in Erläuterungen zu Bl. Donnersberg S. 256 und in Erläuterungen zum Kärtchen von Lemberg etc. (Geogn. Jahresh. 1918/19) darauf hingewiesen, daß der mit den Odenbacher Schichten von Altenbamberg engstens besonders im Hangenden verbundene und verzahnte Tholeyit auf dem Oberrotliegenden mit gleichem Einfallen aufliege und mit diesem offenbar eine konkordante Einheit bilde; dies kann nur sein, wenn die unterrotliegenden Schichten mit ihrem Tholeyitlagengang auf das höhere Oberrotliegende hinaufgeschoben wurden. Wir haben den Druckstock, in dem diese Anschauung im Querprofil dargestellt ist, mit Fig. 10 u. 11 hier S. 102 noch einmal zum Abdruck gebracht.

Es ist dabei zu erinnern, daß die Überschiebung (Ü) sich am westlichen Seitenrand der Porphyrmassse auch durch eine entsprechende Vorrückung nach Süden kenntlich macht.

Wenn wir nun nochmals darauf hinweisen, daß für den Altenbamberger Porphyr nicht nur nach Apophysen, welche er ins Liegende (ru^{2b}) schiebt (S. 90), beobachtet ist, sondern auch durch ein Porphyrkonglomerat mit Geschieben des Liegenden zum mindesten vor dem Beginn des mittleren Oberrotliegenden eine sehr nahe Zusammenlagerung mit den Odenbacher Schichten erwiesen ist, so ist es in hohem Grade wahrscheinlich, daß auch er mit den Odenbacher Schichten

¹⁾ Ein „Alsenztal“ verlief in alt- bis mitteldiluvialer Zeit, wohl noch der Faltungs- und älteren Bruchtektonik folgend, um die Obermoscheler Kuppe zum Dreiweiherhof und ergoß sich in die Weitung westlich und oberhalb des bei Ebernbürg quer abstauenden Porphyrs, nach Norden.

²⁾ Die Linien des Ausstreichens der Überschiebungsfäche sind in der Karte in der herkömmlichen Weise mit einer Zackenlinie gegeben, an welcher die Spitzen der Zacken die Richtung der Überschiebung bedeuten.

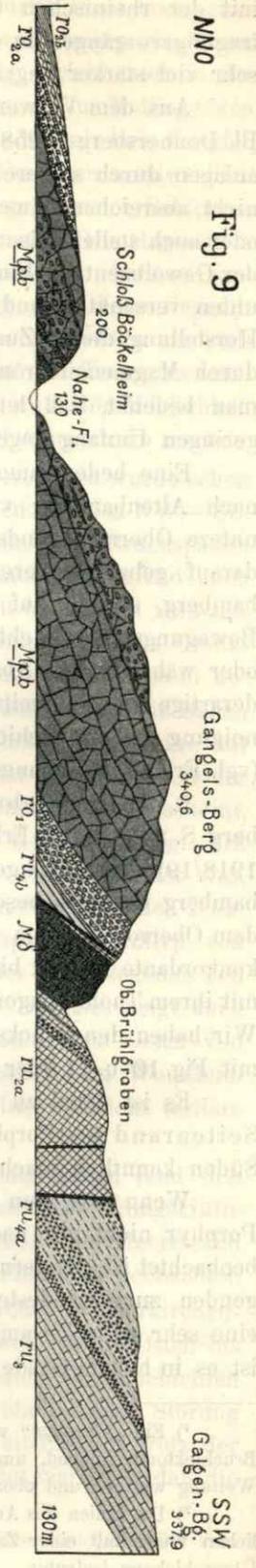


Fig. 9

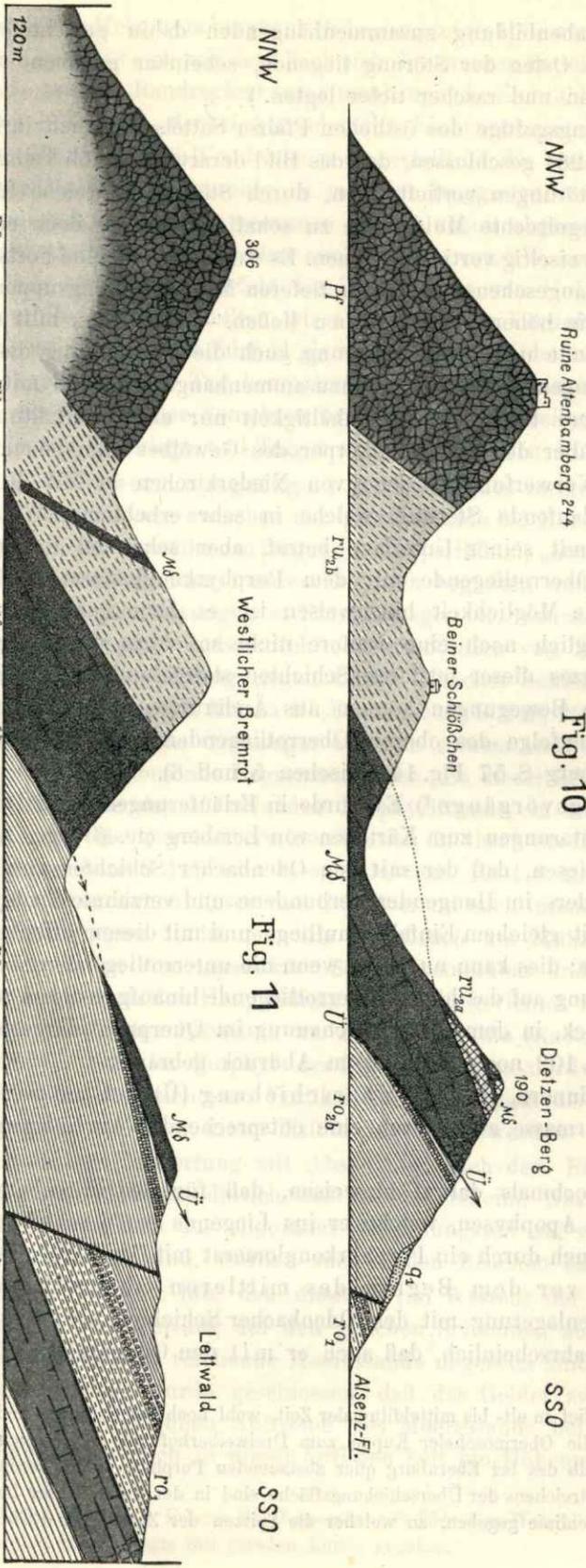


Fig. 10

Fig. 11

(Fig. 10 und 11.) Parallele Überschiebungsschnitte östlich von Altenbamberg (gez. von Dr. MARTH. SCHUSTER).

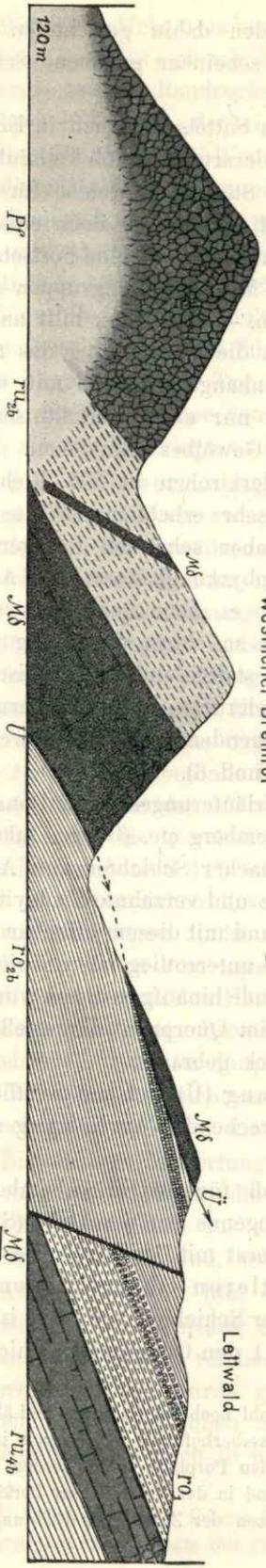


Fig. 11

über das Oberrotliegende hinaufgeschoben wurde und daß gerade der starre Porphyrkörper mit seiner einer Zusammenfaltung widerstehenden Masse bei tangentialem NW.—SO.-Druck zu der Überschiebung Anlaß gab. — Die Störungen in den auch in der Ausbildung etwas verschiedenen Brekzien nahe westlich von Altenbamberg und das Alter des überschobenen Oberrotliegenden südöstlich davon beweisen, daß der Überschiebungsvorgang, der schon vorher eingeleitet sein konnte, wahrscheinlich gegen Ende des mittleren Oberrotliegenden abgeschlossen wurde. Hierfür spricht die sehr bemerkenswerte Tatsache, daß der Tholeyit, der hauptsächlich in den Aufblätterungen der untersten Odenbacher Schichten im stark zersplitterten Hangenden der Überschiebungskluft und in ihr in drei Teillagerapophysen aufgestiegen ist, auch mit dem liegenden Oberrotliegenden eine deutliche Anwachsung und flächenhafte Verschweißung eingeht, wobei das Liegende unverkennbar gefrittet ist. Dieser Durchbruch würde also im Alter noch etwas jünger sein als der langhinerstreckte jüngste tholeyitische Erguß im Oberrotliegenden, z. B. zwischen Schneckenhausen, Winnweiler und Kirchheimbolanden am ganz entsprechenden Südrand des Gewölbes. Mit ihm zusammen wäre wohl der Durchbruch bei Feil-Bingert-Trombacher Hof zu fassen, der von dem Rehkopfporphyrit von NO. her etwas überschoben scheint.

Ähnlich wie nun der Donnersbergporphyr nach NO. zu in seinem mehr geradlinig streichenden Verlauf in die nach N. umgebogenen Schichten eindringt und hier selbst die Oberen Lebacher Schichten noch durchbricht, so wird dies auch für die Altenbamberg-Kreuznacher Masse gelten und eine Unterbrechung verursachen. Östlich von Fürfeld haben wir in unmittelbarer Verbindung am Eichelberg bei Fürfeld in ganz steiler und tektonisch höchst bemerkenswerter Lagerung ein Grenzmelaphyr-Bruchstück und oberrotliegende Schiefer; es wiederholt sich dies am Südrand der Neubamberg-Siefernheimer Porphyrmasse; es sind, wie schon S. 83 bemerkt, Bruchstücke des Gegenflügels eines oberrotliegenden Schichtenbeckens. Am Steigerberg, östlich von Wonsheim, haben wir Anzeichen, daß hier die Porphyrmasse ein seitliches Ende, wahrscheinlich in den Olsbrücker Schichten gefunden hat. Ein vielleicht steilerer oberer Durchbruch durch das oberste Unterrotliegende und das Fehlen einer den Überschiebungsvorgang glättenden Schiefermasse an der Liegendfläche des Porphyrs haben hier von Fürfeld an seine unmittelbare An- und Auflagerung auf Oberrotliegendem verursacht. Die Überschiebungsspaltfläche ist aus der Unterlage des Porphyrs in die Porphyrmasse selbst hinübergetreten.

Ob die zwischen Wendelsheim und Mörsfeld kenntliche scheinbare Auflagerung von ru^3 und ru^{4a} auf dem Porphyrit von Mörsfeld auch als Überschiebung zu denken ist, das darf auch in Erwägung gezogen werden; eine bei der Finkenschmiede deutlich NO.—SW. gerichtete tangential gestreifte Bewegungskluft könnte dafür sprechen.

Mineralisierungsvorgänge.

Ein untergeordnetes Vorkommen von Kupferkies an den letzten Häusern von Altenbamberg in dem Kohlengebirg unter dem Porphyr erwähnt Lossen (Zeitschr. d. D. G. G. 1891 S. 541).

In der hochragenden Grenzlagerausbreitung SW. von Wendelsheim sind zahlreiche Funde von Chalzedonpseudomorphosen nach großstengeligen Natrolith und Laumontit gemacht worden (vgl. in: Mineralien der Rheinpfalz [Geognostische Jahreshefte 1918/19, 1920] zwölf Nachweisungen verschiedener Mineralvorkommen bei Wendelsheim; wichtige Einzelangaben finden sich in Geogn. Jahreshefte 1916/17 S. 285—286 Fig. 49²).

Im Liegenden des gleichen Lagers von Nack nach Niederwiesen zu sind Quecksilbererze erschürft worden, was ähnlich wie das Vorkommen vom Spitzenberg auf die Liegendregion der selbst Zinnober führenden Niederwiesener Lagerganggruppe hinweist. — Das Gleiche würde von dem nur kurze Zeit bestandenen Tiefentaler Werke gelten.

Die Mineralisierung des Mörsfelder Gebiets verweist auch auf die Liegendflur des abgebrochenen Trums vor Abbruch desselben; die zweite „Umwandlungs“-generation wäre nach dem auch in den Erzen nachweisbaren Abbruch erfolgt; ein Teil der reichen Hornsteinbildungen hier kehrt in den Wendelsheimer Natrolithpseudomorphosen, welche nach meinen Untersuchungen sehr alt sind, wieder. Vgl. hiezu mein Werk über Achatbildung, in welchem ich diese intermittierende Schichtung auf eine Schichtungsart zurückführte, welche nach einem Versuch DAUBRÉE'S bei der Einwirkung von heißen Dämpfen auf gewöhnliches Glas beobachtet ist; dies steht im Gegensatz zu der Erklärung der Achatstruktur von R. E. LIESEGANG, welche die Anwendung des DAUBRÉE'Schen Versuches seinerzeit streng ablehnte.

Über die Beziehungen der Mineralisationen zu den liegenden Regionen der größten Lagergänge und auch teilweise der Ergüsse von Lavengesteinen vgl. Erl. zu Bl. Donnersberg S. 116—119 Fig. 40 und Geogn. Jahresh. 1916 S. 60—63, 72—79.

Über die Mineralien des Quecksilberbergwerks vgl. die Mineralien der Rheinpfalz Geogn. Jahresh. 1918/19, 1920 unter „Mörsfeld“.

Die Barytvorkommen im Tertiär halte ich für eine Mineralisation, welche dem Einbruch des Rheintalgrabens folgt und auf die vielfachen Gelegenheiten hinweist, besonders aus der Zersetzung basischer Gesteine fein verteilten Baryumgehalt als Karbonat in thermalem Vorgang zu konzentrieren.

Das Mörsfelder Quecksilberwerk.

Über das Mörsfelder Quecksilberbergwerk haben sich hauptsächlich DECHEN und GÜMBEL geäußert; SCHOPP bringt in Erl. zu Bl. Fürfeld noch einiges Geschichtliche und Geologische nebst Petrographischem nach SCHOTTLER.

Es handelte sich hier um drei Gänge, welche ungefähr nordsüdlich streichen, wie dies auch die noch bestehende Anordnung der Grubenhalden westlich des Deimbacher Hofes zeigt. Die hierüber gegebene GÜMBEL'Sche Darstellung ist ein gekürzter Auszug aus einem Bericht des Bergverwalters F. W. GÜNTHER 1834, dem ein leider aus dem Akt verschwundener Übersichtsplan über alle einzelnen Schächte, Stollen etc. beigegeben war; diese „Übersicht“ war allerdings nach zusammenhängenden einzelnen Grubenrissen, nicht nach einheitlicher Vermessung zusammengestellt.

Das Alte Werk, rund 300 m von der Westgrenze der von Verwerfungen umgrenzten Erzscholle auf einem beinahe nordsüdlichen Hauptgang, der fast saiger sich steil nach Westen neigt, soll 105 Lachter (1 Lachter = rund 2 m) unter Tag (70 Lachter unter der Stollensohle) abgeschnitten worden sein (eine nach Osten einfallende Verwerfung?). Die Ausdehnung des Erzmittels war im Streichen des Gangs nicht beträchtlich.

Das Neue Werk baute auf einen 60 Lachter westlich gelegenen fast parallelen Gang, der auch steil nach Westen einfällt; mit dem ersterwähnten Gang ist er mehrfach querschlägig verbunden; das Werk hat 52 Lachter in der Teufe; die Erze hauptsächlich in mehreren in der Nähe des „Jakobischachts“ aufsitzenden Trümmern; der Querschlag ins westliche Liegende nach dem „tauben“ Gang brachte kein Erzmittel.

Von den Gruben auf hessischem Gebiete im Wonsheimer Hinterwald baute der Carl Theodor-Schacht auf der Gangfortsetzung des alten Werks nach Norden; er führte aber dort auf zwei östlichen Trümmern im „Liegenden“ (hora 9,5 und hora 1) ergiebige Erze, woselbst auch später im Alten Werk noch ein reiches Trum erreicht wurde.

Das späteste Unternehmen des Mörfelder Betriebs ist ein rund 1200 m langer Erbstollen, der sogen. tiefe Pfaffenlocher Stollen oder neue Stollen (1774—1828); er wurde von einem tiefen Punkt des bei 216 m in das Kriegsfeld-Wendelsheimer Tal von NNW. einmündenden Seitentälchens angelegt und ist in einem Grund- und Seigerriß, den der kgl. Markscheider EULER (Kaiserslautern) im Jahr 1829, ein Jahr nach Abschluß der Arbeiten, anlegte, wiedergegeben.

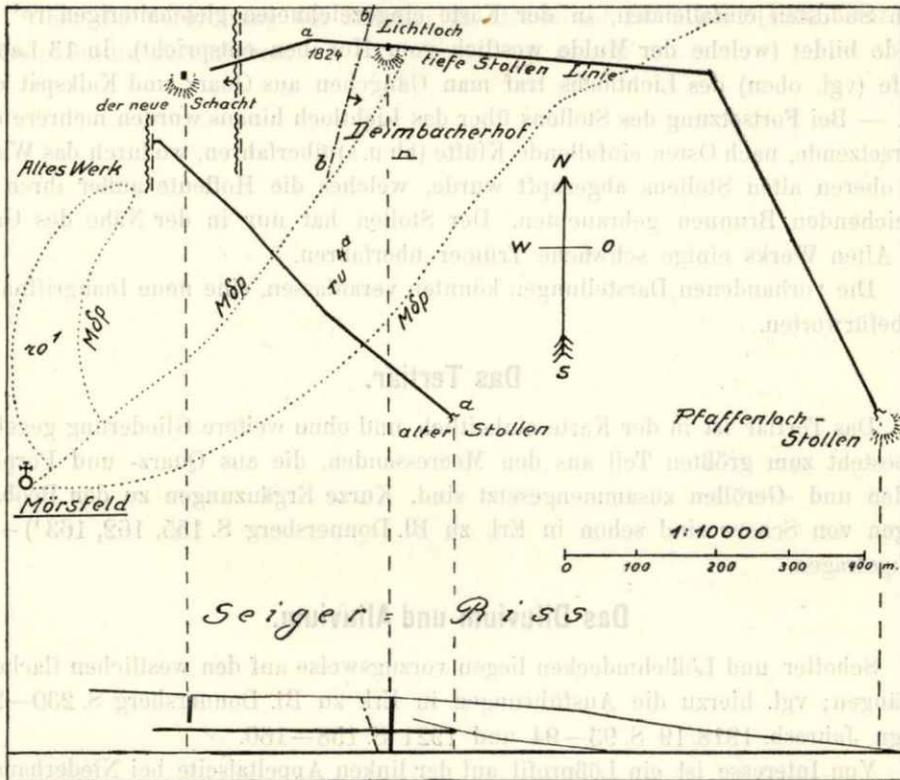


Abb. 3. Die Hauptgänge und -Stollen des Mörfelder Werks auf bayerischer Seite.

In diesem Plan ist links auch der erste, bedeutend kürzere Stollen nach dem Alten Werk in dem ONO. von Mörsfeld, südlich vom Daimbacher Hof von Westen her in das Kriegsfeld-Wendelsheimer Tal (375 m oberhalb Punkt 216 m) einmündenden Tälchen eingetragen.

Der wertvolle Riß (Fig. 3 oben) wurde angelegt bei Behandlung einer Klage der Bewohner des Deimbacher Hofes, daß durch den Stollen nach dem Alten Werk, das Luft- oder Lichtloch im Norden des Hofes nicht nur ihre Brunnen, sondern auch die Stollenwasser, welche sie außerdem bisher benutzten, bis zu einem gänzlichen — noch heute andauernden — Wassermangel versiegten. Es wurde amtlicherseits geltend gemacht, daß der beabsichtigte und erreichte Zweck des Stollens: die Abzapfung des Wassers aus den alten Bauen nicht Ursache des Versiegens des

Brunnens sein könne, da dieser Brunnen schon lange vorher nachgelassen habe; die Anzapfung von Wasser bei 13 m im Luftschacht und das verschwundene Wasser in den Brunnentiefsten bei 15 m unter dem Luftschacht ist nur ein Zufall ohne näheren Belang; der Hof liegt rund 65 m höher als die Sohle des Pfaffenlocher Stollens. — Daraus ist zu folgern, daß die viel früheren Betriebsvornahmen zur Bewältigung der großen Wasserschwierigkeiten erst recht — was auch sonst Erfahrung bestätigt — den Wasserzügen einen Abweg nach den Bauen geschaffen haben, was für zukünftige Bergbauabsichten von Wichtigkeit ist.

Von weiterem Interesse ist der Plan wegen der Festlegung des Lichtlochs, von welchem BURKART-NÜGGERATH berichtet, daß es 30 m im Melaphyr abgesenkt worden sei, daß darunter Melaphyrkonglomerat 4 m mit Schiefert-, Sandsteinbrocken, Quarz- und Quarzitgeschieben, das gegen Südwesten einfällt, also mit den nach Südosten einfallenden, in der Karte eingezeichneten gleichalterigen ro^1 eine Mulde bildet (welche der Mulde westlich vom Hof Iben entspricht). In 13 Lachter Teufe (vgl. oben) des Lichtlochs traf man Gängchen aus Quarz und Kalkspat ohne Erz. — Bei Fortsetzung des Stollens über das Lichtloch hinaus wurden mehrere quer übersetzende, nach Osten einfallende Klüfte (bb u. a) überfahren, wodurch das Wasser des oberen alten Stollens abgezapft wurde, welches die Hofleute außer ihren unzureichenden Brunnen gebrauchten. Der Stollen hat nur in der Nähe des Gangs des Alten Werks einige schwache Trümer überfahren.

Die vorhandenen Darstellungen könnten veranlassen, eine neue Inangriffnahme zu befürworten.

Das Tertiär.

Das Tertiär ist in der Karte einheitlich und ohne weitere Gliederung gegeben; es besteht zum größten Teil aus den Meeressanden, die aus Quarz- und Porphyrsanden und -Geröllen zusammengesetzt sind. Kurze Ergänzungen zu den Beobachtungen von SCHOPP sind schon in Erl. zu Bl. Donnersberg S. 155, 162, 163¹⁾ — 164 nachgetragen.

Das Diluvium und Alluvium.

Schotter und Lößlehmdecken liegen vorzugsweise auf den westlichen flacheren Gehängen; vgl. hierzu die Ausführungen in Erl. zu Bl. Donnersberg S. 230—231, Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 93—94 und 1921 S. 158—160.

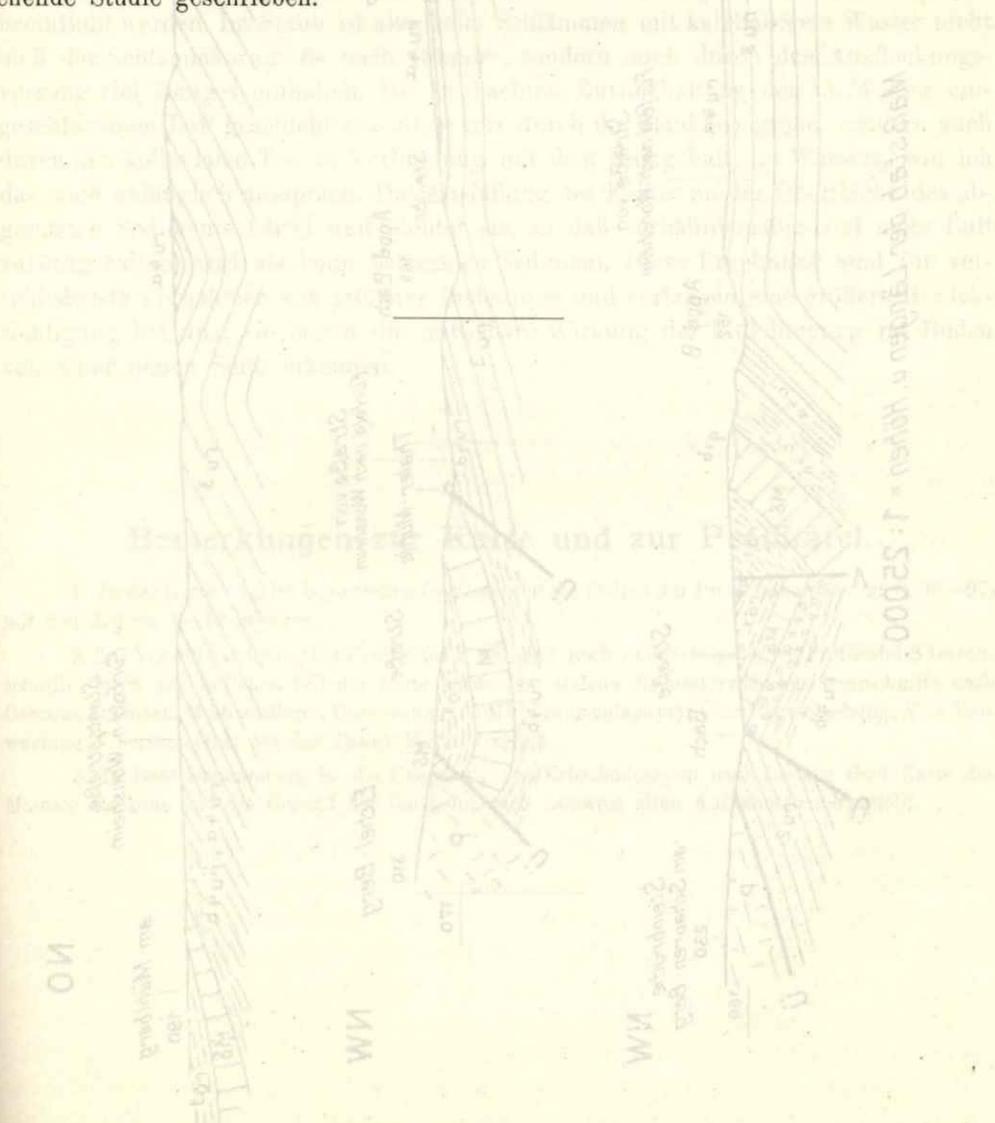
Von Interesse ist ein Lößprofil auf der linken Appeltalseite bei Niederhausen: über einem etwa 20 m ob dem Tal liegenden Hochterrassenschotter (mit Porphyrgeröllen) liegt zuerst 2—3 m hellgelbgrauer Löß mit Lößkindeln und vielen -Schnecken, der nach oben in einem an Kindeln und Schnecken freien entkalkten Lehm von rotbrauner Farbe übergeht (1—1,5 m); darüber folgt von neuem Löß mit nicht seltenen Gehängeschuttbröckchen, Kindeln und reichlich Schnecken von zuerst mehr gelblicher Farbe, die nach oben in die typischere Lößfarbe übergeht. Es zeigen sich also auch hier in diesem entlegeneren, allerdings mit der Rheinebene näher verbundenem Seitental die beiden von mir in der Pfalz verfolgten verschiedenzeitlichen Lössen mit einer Zwischenverleimung, auf welche ich in Geogn. Jahresh. 1923 S. 144—145 zurückgekommen bin.

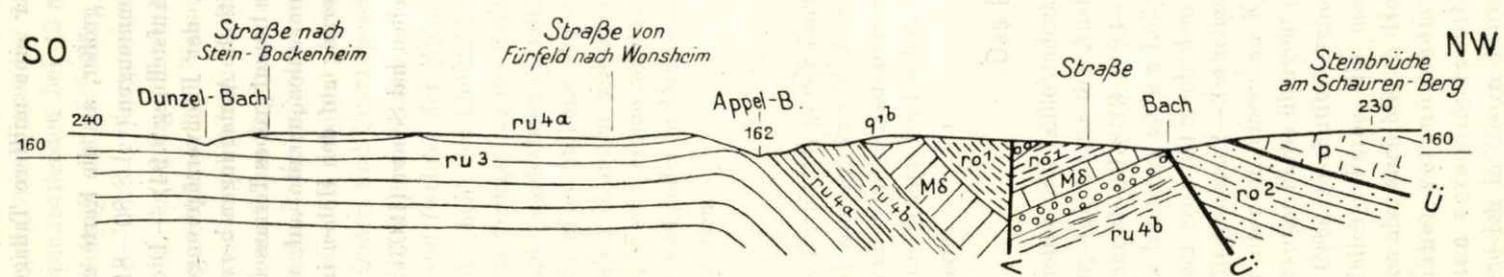
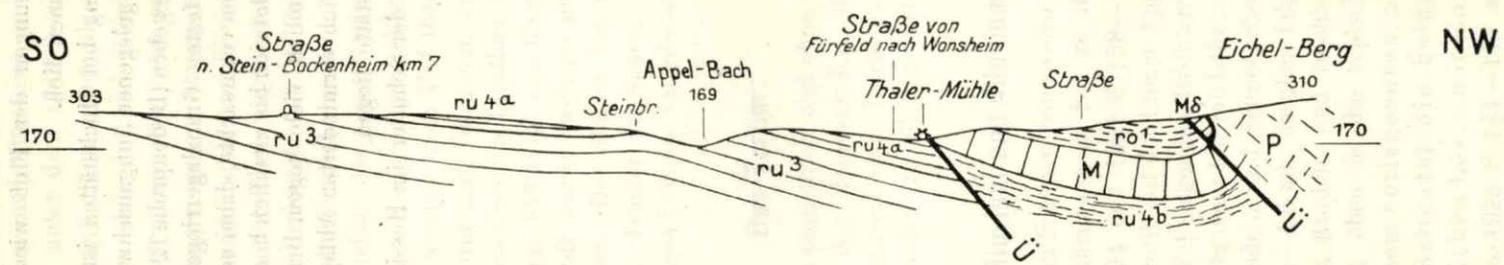
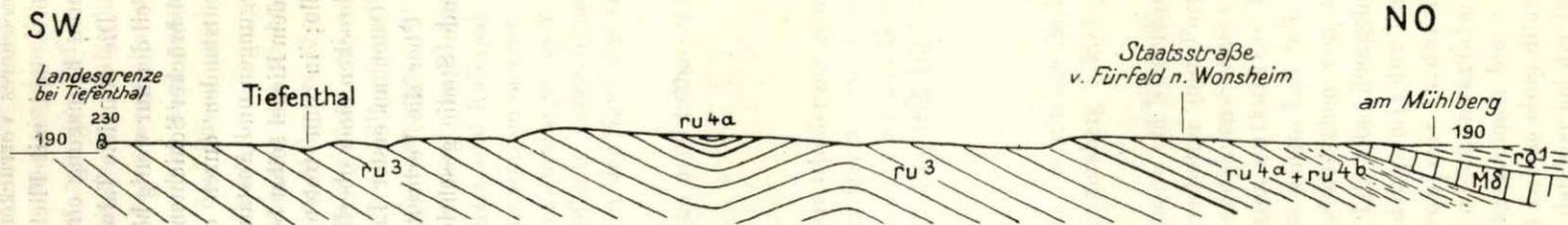
Im unteren Alsenztal sind höher liegende Schotter und Lehme eines diluvialen Talbodens auf der Ostseite abgesetzt; es ist das ein Beweis, daß hier bei der Durchnägung des Riegels des Porphyrstocks zuerst ein stärkeres Gefälle herrschte und

ein rascheres Vorrücken des Talbodens nach Osten stattfand, welches später wieder aufhörte und mit Fließstauungen den Fluß wieder eine mittlere Tallage bei der ferneren Einnagung einnehmen ließ.

Die alluviale Talweitung bei Hochstätten ist größer, als die Karte es angibt; ein Teil der nur wenig höher gelegenen Junganschwemmungen (vgl. S. 80—81) ist noch als Olsbrücker Schichten angegeben (Bodenprobe 12 Aufstellung S. 94). — Die Weitung ist entstanden durch den festen Grenzlagerriegel, der Fließverzögerungen, Flußverlegungen und Anstauungen verursachte, dabei seitliche Annagungen hervorrief. — Auf dem Riegel selbst befindet sich bis ziemlich hoch hinauf grobes Terrassenschottergerölle; in ihm treten ziemlich viele sogen. Braunkohlenquarzite auf, welche in Restbrocken einer oberflächlich verminderten Ablagerung auf den Höhen im Westen und Osten an erster Lagerstätte liegen.

Über die Verbreitung der Schotter im Hessischen hat Schopp (1903) eine eingehende Studie geschrieben.





Maßstab der Längen u. Höhen = 1:25000.

Nachtrag zu S. 98—99.

In der Richtung der S. 98—99 vorgetragenen Beobachtungen und Gedanken wurde eine ergänzende Versuchsreihe durchgeführt, welche beweist, daß tatsächlich mit dem Münchener kalkhaltigen Wasserleitungswasser nicht nur nicht unbeträchtliche Mengen von kohlensaurem Kalk in den Staub und das Tonige („Abschlammbare“) gelangen, sondern auch, daß dieses Wasser auch ganz besonders diese Kornabteilungen in den Schlämmen derart beeinflusst, daß schon in den Staub beträchtliche Mengen kolloidalen Tons ausgeflockt werden, wodurch zwar fast nicht die Gesamtmenge dieser beiden Abteilungen, aber deren Einzelgrößen nicht unerheblich beeinflusst werden. Im Staub ist also beim Schlämmen mit kalkhaltigem Wasser nicht bloß der Schlämmkorngröße nach „Staub“, sondern auch durch den Ausflockungsvorgang viel Toniges enthalten. Die beobachtete Zurückhaltung der im Wasser eingeschlossenen Luft geschieht also nicht nur durch die Staubkorngröße, sondern auch durch den kolloidalen Ton in Verbindung mit dem Kalkgehalt des Wassers, wie ich das auch anfänglich aussprach. Die Ausfällung des Kalkes an der Oberfläche des abgesetzten Sediments härtet und dichtet sie, so daß verhältnismäßig viel mehr Luft zurückgehalten wird als beim kalkarmen Sediment. Diese Ergebnisse sind für verschiedenste Vornahmen von größerer Bedeutung und verlangen eine größere Berücksichtigung bei uns; sie lassen die mittelbare Wirkung der Kalkdüngung im Boden von einer neuen Seite erkennen.

Bemerkungen zur Karte und zur Profiltafel.

1. In der Karte sind im bayerischen Gebietsanteil die Stellen der Probeentnahme (vgl. S. 96—97) mit den Ziffern 1—12 gegeben.

2. Zur Vervollständigung der Profile auf S. 102 sind noch in der beigegeführten Profiltafel 3 Durchschnitte durch den östlichen Teil der Karte entworfen, welche die ersterwähnten Querschnitte nach Osten zu ergänzen. M im mittleren Durchschnitt = M² (Grenzmelaphyr); Ü = Überschiebung; V = Verwerfung. Überschiebung bei der Thaler Mühle fraglich.

3. In Blatt Donnersberg ist die Umgebung von Erbesbüdesheim nach LEPSIUS Geol. Karte des Mainzer Beckens und die Gegend bei Dalsheim nach LUDWIGS alten Aufnahmen dargestellt.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Vorbemerkung	73—74
Zur geologischen Übersicht	74
Die Gesteine und die Abteilungen des Unterrotliegenden-Schichtenverbands	74—81
A. Die Gesteine der Kuseler und Lebacher Schichten	74—77
B. Die Abteilungen des Unterrotliegenden (Kuseler und Lebacher Schichten)	78—81
1. Die Odenbacher Schichten (Untere Obere Kuseler Schichten ru ^{2a})	78
2. Hooper Schichten (obere Obere Kuseler Schichten ru ^{2c})	79
3. Die Unteren Lebacher Schichten (ru ³)	79—80
4. Die Oberen Lebacher Schichten ru ^{4a} (Schweisweiler Sandstein)	80
5. Olsbrücker Schichten (ru ^{4b})	80—81
Die basischen Eruptivgesteinsdurchbrüche im Unterrotliegenden	81—82
Die Abteilungen des Oberrotliegenden mit dem Grenzlager	82—89
A. Der Verlauf im Norden des Kartengebiets	82—84
Das Porphyrkonglomerat am Bergzug des Beiner Schloßchens bei Altenbamberg	83—84
B. Der Verlauf des Oberrotliegenden und des Grenzergusses im O. und SO. der Karte	85—89
1. Der Grenzlagereerguß	85—88
2. Die den Erguß begleitenden Schichten	88—89
Der Porphyr	89—95
Vergleiche mit Porphyr in der Südpfalz, im rechtsrh. Auftreten und im Thüringer Wald	91—95
Über die Böden der beschriebenen Gesteinsabteilungen	96—99
Der Aufbau des Gebietes	99—103
Mineralisierungsvorgänge	103—104
Das Mörsfelder Quecksilberwerk	104—106
Das Tertiär	106
Das Diluvium und Alluvium	106—107
Nachtrag zu S. 98—99	107



Die Tektonik und Gliederung des Rotliegenden zwischen Allenbarnberg und Wendelsheim nach den Aufnahmen von O.M.Reis u. H.Schopp

überarbeitet u. zusammengestellt von
O.M.Reis.
M.1:50000. 1:25 000

Alluvium u. Schutt. a as	Lehm. q^{2b}	Schotter. q^{1b}	Tertiär. t	Winnweiler Schichten. ro^2	Überschiebung
Hochsteiner Söoterner Sch. Porphyrkongl. ro^1	Olsbrücker Schichten. ru^{4b}	Obere Lebacher Schichten. ru^{4a}	Untere Lebacher Schichten. ru^3	Höfer Schichten. ru^{2c}	Odenbacher Schichten. ru^{2a}



Porphyrit Grenzlager. Map

Tholeyt Grenzlager. Th

Tholeyt als Lagergänge und Gänge. Th

O1-12 Bodenprobe-entnahme. P

Das Risserkogelgebiet.

Geologie der Berge südlich Tegernsee.

Mit 1 geologischen Karte 1:25 000: Bodenschneid-Wallberg-Risserkogel-Halserspitz,

3 geologischen Ansichts-Profilen und 3 Tafeln.

Von

Kurt Osswald.

*x Karte vorhanden
11. 4. 49.*

Vorwort.

Das Risserkogelgebiet in den bayerischen Alpen wurde in den Monaten August und September 1912 und September 1913 sowie an einzelnen Sonntagen während der Sommersemester 1913 und 1914 von München aus aufgenommen. Die sehr ungünstige Witterung der Spätsommermonate 1912 und 1913 hat die Arbeit verzögert und der Kriegsausbruch 1914 ihren Abschluß verhindert, so daß sie erst 1919 beendet werden konnte. Nachträge im Manuskript bis Ende 1922.

Es ist mir ein Bedürfnis, meinen verehrten Lehrern: dem verstorbenen Prof. Dr. ROTHPLETZ, den Herren Prof. Dr. v. STROMER, Prof. Dr. SCHLOSSER und vor allem Prof. Dr. BROILI und Prof. Dr. DACQUÉ für ihre Unterstützung bei der Arbeit, Prof. Dr. BODEN für Mitteilungen aus seiner westlich anschließenden, inzwischen veröffentlichten Kartierung, Dr. SCHRÖDER für Beratung bei der Bestimmung der Lias-Fossilien meinen Dank zu sagen.

Einleitung.

Von früheren geologischen Bearbeitungen des auf der Karte dargestellten Gebietes seien genannt: Der erste Versuch zur Klärung der ostalpinen Schichtfolge durch LEOPOLD v. BUCH in seiner hauptsächlich die Berge südlich Tegernsee behandelnden Arbeit „Einige Bemerkungen über die Alpen“, 1828. Dann SCHAFHÄUTLS „Geognostische Untersuchungen des Südbayerischen Alpengebirges“, 1851, und vor allem GÜMBELS Werk: „Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs“, 1861; „Geologische Karte von Bayern“ 1:100 000, Blatt Tegernsee; Karte 1:50 000 „Miesbacher Gebirg“ mit erläuterndem Text „Abriß der geognostischen Verhältnisse der Tertiärschichten bei Miesbach und des Alpengebiets zwischen Tegernsee und Wendelstein“, 1875; endlich der 1894 erschienene II. Band von GÜMBELS Hauptwerk „Die Geologie von Bayern“.

Die GÜMBEL'schen Arbeiten bieten noch heute in ihrer Fülle von vorzüglichen Beobachtungen und Angaben ein unentbehrliches Arbeitsmaterial, wenn sie auch als Ganzes veraltet sind. Durch moderne Spezialarbeiten ist die Aufnahme der unmittelbaren Umgebung des Risserkogelgebietes — mit Ausnahme der südlichen Hauptdolomitzone — bereits abgeschlossen. Die Karte von DACQUÉ („Geologische Aufnahme

des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee“, 1912) reicht mit ihrem Westrand bis an das Rottach- und Valepp-Tal. Der darin enthaltene Westhang des Bodenschneid-Stolzenberg-Zuges wurde mit Erlaubnis Dr. DACQUÉS für unsere Karte noch einmal neu aufgenommen, da die tektonischen und glazialgeologischen Verhältnisse im Rottachtal und gewisse fazielle Verschiedenheiten der beiden Talseiten eine Auscheidung von mehr stratigraphischen und tektonischen Einzelheiten notwendig machten als auf der DACQUÉS'schen Karte enthalten sind. Aus demselben Grunde wurde im Westen der Fuß der Westhänge des Weißbachtals in die Aufnahme einbezogen, um eine Vergleichung der beiden Talseiten zu ermöglichen. Der hier anschließende Teil des Hirschbergebiets ist durch BODEN kartiert („Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißbach“, 1915). Die erwähnten beiden Karten reichen südlich jedoch nur bis an den Nordrand der Hauptdolomitzone, die in unserer Karte noch bis über deren Südrand (an der Reichsgrenze) hinaus enthalten ist. Das Gebiet südlich der Reichsgrenze ist von AMPFERER bearbeitet, der Teil westlich der Halserspitze 1912 veröffentlicht (Blatt „Achenkirch und Benediktbeuern“ der Geol. Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie 1 : 75 000); Erläuterungen dazu erschienen 1914. Der Maßstab dieses Blattes läßt ein unmittelbares Vergleichen beider Gebiete auf der Karte nicht zu, es wurde deshalb auch hier an mehreren tektonisch wichtigen Stellen einige hundert Meter über die Grenze hinaus kartiert. BLAAS bringt im „Geolog. Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen“ auch Routenbeschreibungen aus unserem Gebiet.

Mit den glazialgeologischen Verhältnissen der Tegernseer Gegend beschäftigen sich: PENCK („Die Vergletscherung der deutschen Alpen“, 1882) und PENCK-BRÜCKNER („Die Alpen im Eiszeitalter“, Bd. I, 1909); NEUMAYR („Erdgeschichte“, Bd. I, 1886); LEVY („Das Tegernseevorland“, M. Geogr. Ges., München 1913, behandelt die Zunge des Tegernseegletschers); v. KLEBELSBERG („Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen“, Z. D. u. Öster. A.-V. 1913). Über die Eiszeit in der östlichen Nachbarschaft finden sich Beobachtungen in DACQUÉS Arbeit über das Schliersee-Spitzingseegebiet, über die der westlichen Nachbarschaft in BODENS Arbeit über die Berge westlich der Weißbach, und in v. KLEBELSBERG „Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande“, IV, 1914. Die Glazialgeologie des Inntals südlich unseres Gebiets ist in einer Anzahl von Arbeiten AMPFERERS behandelt; die oben erwähnten „Erläuterungen zu Blatt Achenkirch-Benediktbeuern“ schließen sich auch bei der Diskussion der eiszeitlichen Verhältnisse unmittelbar an das Risserkogelgebiet an.¹⁾ Das Relief des diluvialen Inngletschers v. KLEBELSBERG im Alpinen Museum in München enthält auch das gesamte Gebiet des Tegernsee-Gletschers. Eine eingehende Bearbeitung der Vergletscherung der Tegernseer Berge selbst fehlt bis jetzt noch, es wurde deshalb bei der geologischen Untersuchung auch das Material zu einer glazialgeologischen so weit als möglich zusammengetragen. Eine abschließende Beschreibung der Vergletscherung eines relativ so kleinen Gebiets läßt sich jedoch so nicht erreichen, sie ist nur im Rahmen der Bearbeitung eines größeren Gebirgsraumes möglich. Dasselbe gilt von der Morphologie.²⁾

¹⁾ Zwischen Abschluß des Manuskripts und Drucklegung erschien die glazial-geologische Beschreibung der südwestlich an das Risserkogelgebiet anschließenden Gegend durch v. WOLF: „Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung im Achenseegebiet in Tirol.“ Diss. München 1922. Sie greift zum Teil noch in das Einzugsgebiet der Weißbach über.

²⁾ Die Bearbeitung der Morphologie ist inzwischen erfolgt durch LEVY: „Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft“ in „Ostalpine Formstudien“ Abt. I Heft 2,

Von den Gewässern sind eine Anzahl Quellen von GÜMBEL („Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs“ S. 832; 1861), die Seen von GEISTBECK („Südbayerische und Nordtiroler Seen“, 1885, S. 5—13), speziell der Tegernsee von BREU („Der Tegernsee, eine limnologische Studie“, 1907) untersucht worden.

Als Kartengrundlage mußte, da die Meßtischblätter (Blatt 812, 813, 840, 841) nicht über die bayerisch-tiroler Grenze hinausreichen, ein auf 1:25 000 vergrößerter Ausschnitt aus dem Blatt Tegernsee (91 Ost) des „Topographischen Atlas von Bayern“ (1:50 000) benutzt werden. Nachstehende, auf dieser Karte nicht vermerkte Namen wurden im Text gebraucht: „Schinder“ für das ganze mehrgipflige Massiv im Südosten der Karte, dessen höchster Gipfel als „Trausnitz-Berg“ 1810 m (= Österreichischer Schinder) bezeichnet ist; „Plankenstein-Bach“ und „-Tal“ für Bach und Tal nördlich des Plankensteins; „Stachelbichel“ für den Plattenkalkhügel südwestlich der Suttental im Rottachtal; „Lohbichel“ für den Kieselkalk-Muckel bei Oberach im Weißachtal; „Hintermaueralm“ (jetzt wieder in Betrieb) für die „Ruine“ südlich des Wallberggipfels; „Widrig-See“ für das Seechen südöstlich von Ellmau im unteren Rottachtal. Abweichend von der Karte wurde die allgemein übliche Form „Plankenstein“ statt „Blankenstein“ gewählt. — Am Nordrand der Karte erscheint noch der südlichste Teil des Tegernsees (der Name ist durch den Kartenrand abgeschnitten).

Schichtfolge.

Allgemeines.

Auf dem Kartenblatt sind folgende Schichten vertreten:

Neokom	Untere Kreide	Kreide
Aptychenschichten	Malm	
Felsiger Kieselkalk	(Dogger?)	Jura
Fleckenkalk, Kieselkalk, roter und grauer Liaskalk	Lias (unterer, mittlerer u. oberer)	
Thecosmilienkalk (Oberrhätalk)	Rhätische Stufe	
Kössener Mergel und Kalk	?	
Plattenkalk		
Hauptdolomit	Norische Stufe	Trias
Raibler Schichten	Karnische Stufe	
(Partnachschieben)	Ladinische Stufe	
Muschelkalk	Anisische Stufe	

In der Rhätischen Stufe wurden Kössener Mergel und Thecosmilienkalk im Gegensatz zu der üblichen Darstellung getrennt behandelt, auch auf der Karte, da diese beiden Zonen trotz enger faunistischer Zusammenhänge petrographisch und

1922. Der glazialstratigraphische Anhang befaßt sich nur mit dem Gelände östlich der Bodenschneid. — Da das Manuskript der vorliegenden Arbeit den Herren v. Wolf und Levy für ihre inzwischen gedruckten Arbeiten zur Verfügung gestanden hat und aus ihm zitiert wurde, so konnten die Ergebnisse von deren Untersuchungen nicht mehr in unserem Text verarbeitet werden. Die Auseinandersetzung mit ihnen muß daher in Fußnoten erfolgen.

morphologisch die denkbar größten Gegensätze bilden. Der ebenfalls mindestens teilweise zur Rhät-Stufe gehörende Plattenkalk wird ja — sofern er typisch entwickelt ist — immer gesondert von den Kössener Schichten aufgeführt. Hier sind alle drei Zonen charakteristisch ausgebildet und scharf voneinander geschieden; ihre Trennung auf der Karte verdeutlicht das tektonische und erklärt das landschaftliche Bild in wesentlichen Punkten. — In der Lias-Stufe wurden zur Darstellung der Faziesentwicklung im Text mehrere Fazies neben- und übereinander ausgeschieden. (Auf der Karte nur die drei hauptsächlichen Faziesgruppen, eine weitere Unterteilung war aus praktischen Gründen nicht möglich.) — Da im Abschnitt „Quartär“ nicht Ablagerungen allein, sondern die positiv und negativ formschaffenden Kräfte und ihre Auswirkungen behandelt sind, wurde dieser Abschnitt nicht der „Schichtfolge“ angegliedert, sondern erst nach der Tektonik eingefügt, wohin er zeitlich gehört.

Die aufgesammelten Fossilien befinden sich in der Münchner Staatssammlung. Die mit einem * bezeichneten Fossilien des Rhät, sowie eine *Gryphaea* des oberen Jura wurden in einer besonderen Arbeit beschrieben: „Rhätfossilien aus dem Risserkogelgebiet“ (z. Z. noch Manuskript).

Muschelkalk und Partnachschiechten.

Als stratigraphisch tiefstes Glied taucht der Muschelkalk in drei isolierten Hügeln im unteren Rottachtal auf. Das Gestein ist gewöhnlich von Verwerfungen nach allen Richtungen durchsetzt und durch Zertrümmerung und Verknetung so in seinem Gefüge gestört, daß eine Schichtung nur noch angedeutet ist. Der Kalk ist von dunkelgrauer oder tief schokoladenbrauner bis schwärzlicher Farbe, bisweilen auch mit rötlicher Tönung (höhere Lagen sind heller grau, von Bündeln weißer Schichtstreifen durchzogen) und charakterisiert durch zahllose weiße Kalkspatadern und einen schwarzen bituminösen Belag, der sich überall zwischen den Zertrümmerungsflächen des Gesteins ausbreitet und mitunter in einem äußerlich kompakten Felsstück eine dichte Verknetung und Verzahnung erkennen läßt. Auch beim Anschlagen macht sich der starke Bitumengehalt am Geruch bemerkbar.

Im nördlichen, stratigraphisch tiefsten Teil des westlichen Hügels finden sich im Steinbruch wenige Schritte vom westlichen Rottach-Uferpfad entfernt zahlreiche *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. und — seltener — *Pentacrinus* sp. Der Lage und dem Fossilbefund nach dürften im Rottachtal die oberen Partien des mittleren und der obere alpine Muschelkalk vertreten sein. Die erhaltenen Schichtreste entsprechen einer Mächtigkeit von 30—50 m.

Die starke tektonische Durchbewegtheit des Gesteins ist ihrer Art nach wohl nur zum geringeren Teil auf die Kühzagl-Ringberg-Linie (s. Abschnitt „Tektonik“) zurückzuführen. Sie deutet mehr auf die Nähe der Basis einer horizontal bewegten Einheit hin und erlaubt — sofern diese Deutung richtig ist — den Schluß, daß unter dem Muschelkalk kein Buntsandstein mehr liegt, wie einige Kilometer weiter westlich in der Umgebung des Fockensteins und Geigersteins.

Partnachschiechten stehen östlich der Weißach nirgends an; sie sind zwischen dem Muschelkalk und den Raiblern an der Oberfläche erodiert und von glazialen und rezentem Schutt verdeckt, müssen aber als in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden angesehen werden. Gut aufgeschlossen sind sie dagegen westlich der Weißach, von Schärfen aus nach Westen (vgl. BODEN, l. c. 1915, S. 173—177 und Karte).

Der Wettersteinkalk tritt, wie in dem östlich und westlich unmittelbar angrenzenden Gelände, in der Schichtfolge des Risserkogelgebiets nirgends auf. Er

wird hier durch die Partnachsichten mit vertreten und taucht im Süden erst 9 km südlich des Südflügels des Hauptdolomitsattels — mindestens 28 stratigraphische Kilometer von dem Vorkommen anisich-ladinischen Schichten bei Erlach und Schärfe — im Guffert wieder auf. Weiter stehen 7 km westlich (Fockenstein) und 13 km östlich (Wendelstein) über Muschelkalk und Partnachsichten Wettersteinkalkmassen von wechselnder Mächtigkeit an. Diese Vorkommen dürften derselben tektonischen Einheit angehören wie unsere anisich-ladinischen Schichten südlich des Tegernsees.

Auf der Karte wurden diese untersten Schichtgebilde durch dunkel-violetten Ton herausgehoben.

Raibler Schichten.

Die Raibler treten nur am Nordfuß des Wallbergs und hauptsächlich im Kühzaglital zu Tage, an letzterem Ort vielfach überdeckt von Schutt und mächtigen Moränen und durch die hier durchziehende tektonische Linie Kühzagl-Schärfe in eine schwer zu gliedernde Masse von zerquetschten Kalken, Rauhwacken und dunklen Mergeln verwandelt. Der Kalk, der hinter den Rauhwacken ganz zurücktritt und nur hie und da kleine Felsen bildet, ist immer grünlichgrau bis dunkelbraun mit gelben Kalkspatadern, außen bläulichgrau. Er tritt in der unteren Hälfte des Schichtenstoßes auf, eingebettet in mächtige schwarze und braune Mergel. Die Rauhwacken der oberen Hälfte sind ein brekziöses Gestein wie der Hauptdolomit, nur mit dem Unterschied, daß letzterer ganz aus Dolomit besteht, die Raibler aber aus unreinem Kalk (der gewöhnlich die Verkittungsmasse bildet), Dolomit und Gips sich zusammensetzen. Der Gips wird rasch ausgelaugt, daher die Kavernosität des Gesteins, das leicht erodierbar ist und eine beträchtliche Löslichkeit in Wasser zeigt: Die Quellen des Raibler Zuges sind stark kalkhaltig, der Kalk setzt sich allenthalben als Sinter an den Quellen und Wasserläufen ab. Größere Gipslager verursachen Einstürze, wenn ihre Räume ausgelaugt sind; solche Erdfälle finden sich häufig am Nordfuß des Wallbergs, auch noch in der Schuttzone; der Widrigsee ist ebenfalls nur durch postdiluvialen Einsturz eines solchen Hohraumes zu erklären. In der südlichen Hauptdolomitzone bei Bad Kreuth bis hinauf zu den Sieben Hütten künden sich die Raibler unter der Achse des Hauptdolomitsattels durch die sieben schwefel- und eisenhaltigen Quellen an, die hier auf starken Verwerfungsspalten aufsteigen.¹⁾ (Ähnliche durch Raiblerzüge bedingte Schwefelquellen liegen bei Schwaighof an der Rottachmündung und im Stinkergraben nordwestlich des Hirschbergs.)

Der Muschelkalk schiebt bei Punkt 803 steil S. fallend unter die Raibler ein, der Hauptdolomit bildet über ihnen die steilen Nordhänge der Wasserspitz, die Übergänge zwischen den drei Schichten sind aber in breiter Zone durch Schutt und Moränen verdeckt. Nur am Wallberg-Nordfuß ist ein Dolomitischwerden der oberen Rauhwacken, dann ein Wechsellagern mit Dolomit als Übergang zum Hauptdolomit zu bemerken. Die Breite des anstehenden Raibler Streifens beträgt 200—250 m, doch ist dies nicht ganz die ursprüngliche Mächtigkeit der Schicht. Nach der Formationsbeschreibung bei BODEN (l. c. 1915 S. 177 ff.) handelt es sich hier um die oberen zwei Drittel der Raibler Schichten; die Sandsteine der unteren Raibler treten östlich der Weißach nicht mehr zu Tage. Fossilien wurden nirgends gefunden.

¹⁾ Durchschnittstemperatur 11° (Lufttemperatur im Jahresmittel 4,7°); Schüttung der beiden Hauptquellen: 20 und 30 Sek.-Lit. Hauptsächlichste Bestandteile CaSO_4 0,27, MgSO_4 0,15, CaCO_3 0,24, MgCO_3 0,07‰ Gewichtsteile, ferner geringe Mengen FeCO_3 , MgCl_2 , SiO_2 .

Hauptdolomit.

Die Hauptdolomit-Signatur nimmt fast zwei Drittel des Kartenbildes ein, das Gestein spielt nach Mächtigkeit und Oberflächenausdehnung die größte Rolle in diesem Gebiet, alle jüngeren Gesteine sind muldenförmig darin eingebettet (s. Profile I und II). Leider setzen der Mangel an Fossilien und die große Gleichmäßigkeit des Gesteins einer einigermaßen brauchbaren Gliederung des ungefügten Komplexes unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen, nur die oberen und unteren Partien, unmittelbar unter dem Plattenkalk und über den Raiblern, lassen sich von der Hauptmasse unterscheiden.

Die untere Grenze, gegen die Raibler, ist unscharf, der rauhwackenartige Charakter verliert sich allmählich. Zwei rötliche parallelgestreifte und gutgebankte Kalkbänder mit rauher Oberfläche durchsetzen dann den unteren Hauptdolomit, der sich im allgemeinen durch eine dunkler rötliche Färbung von dem mittleren abhebt, in den er ebenfalls allmählich übergeht. Darüber lagert 700—1000 m gleichmäßiger rötlich- oder bläulichgrauer Dolomit mit sandiger Oberfläche; Verwitterungsfarbe: hellgrau mit rötlicher oder gelblicher Tönung. Ab und zu ist eine Bänderung zu beobachten, seltener treten schwärzliche Partien oder rein weiße Putzen (an tektonisch stark beanspruchten Stellen) auf. Abwechslungsreicher sind die oberen 100 m des Hauptdolomits. Fast überall ließ sich hier 50—80 m unter dem Plattenkalk eine Kalkbank oder wenigstens eine kalkige Dolomitlage von plattenkalkartigem Habitus feststellen. Der Dolomit wird lagenweise hellbraun mit gelber Verwitterung, oder blauschwarz, violettgrau, schokoladenbraun; die Bankung, die sonst überall im Hauptdolomit ziemlich gleichmäßig — wenn auch infolge der endogenen Zertrümmerung nicht immer erkennbar — 10—20 cm mächtige Schichtlagen aufweist, wird unregelmäßig, zum Teil dünnbankig, zum Teil dickbankig bis kompakt. Vereinzelt, z. B. im Rottachtal 600 m südlich Enterrottach an der Straße gut zu sehen, sind mehrere schwarze bituminöse mit HCl nicht brausende Schieferlagen („Asphaltschiefer“) in diesen oberen Hauptdolomit eingebettet.

Spuren von Fossilien konnten im unteren und mittleren Hauptdolomit nicht entdeckt werden, im oberen, 70—80 m unter dem Plattenkalk, fanden sich an der Halserspitz in hellem gelblichgrauen Dolomit terebratel- und korallenähnliche Fossilreste aus Kalkspat. Die Korallen dürften der äußeren Form nach vielleicht zu den kleinen Varietäten der Gattung *Thecosmilia* zu zählen sein. Die Korrosion der Fossilien ist jedoch zu groß als daß sich Genaueres erkennen ließe.

Die Mächtigkeit beträgt am Nordhang des Wallbergs und am Rainerkopf mindestens 800 m; in der südlichen Zone ist der Hauptdolomit in einer Serie von 1100 m angeschnitten (Blauberg-Nordhang), ohne daß hier das Liegende erreicht wäre, die ganze Lagerung deutet sogar darauf hin, daß die liegenden Raibler Schichten, die trotz zahlreicher kräftiger Verwerfungen in dem breiten Hauptdolomitsattel nirgends zu Tage treten, noch beträchtlich unter den Talsohlen liegen, die Mächtigkeit des Hauptdolomits also 1100 m übersteigt. Weiter im Süden scheint er diese Mächtigkeit beizubehalten (die wahrscheinlich zu geringe Schätzung von 5—800 m bei AMPFERER, Erläuterungen der Geolog. Karte der Österr.-ungar. Monarchie, Blatt Achenkirchen, 1914, S. 9, ist wohl der ungünstigen Aufgeschlossenheit und der tektonischen Verzerrung des Hauptdolomitkomplexes in jener Gegend zuzuschreiben), während er nördlich der Linie Kühzagl-Schärpen 800 m nicht mehr erreicht.

Die Schichtfugen des mittleren und zum Teil auch des oberen Hauptdolomits liegen im Gegensatz zum Plattenkalk nicht parallel, sondern leicht gewellt und

zwar sekundär als Folge des Faltungsdruckes; das äußerst spröde Gestein wurde dabei gewöhnlich völlig zertrümmert und in eine Brekzie mit dolomitischem Bindemittel verwandelt. Die ganze Masse ist in sich zersplittert, Tausende von Verwerfungen jeder Größe und Lage durchsetzen sie und begünstigen eine einheitliche Aufarbeitung und Abtragung und ein tiefes Einreißen auch von kleinen Wasserläufen, besonders dort, wo stärkere Brüche das Gestein zermürbt haben wie am Blauberg-Nordhang, Wasserspitz-Westhang u.s.w. Der Schutt besteht aus kleinen rhombischen Splittern, die sich beim fluviatilen oder glazialen Transport nicht abschleifen, sondern nur in immer kleinere Stücke zerfallen, bis sie schließlich zu einem scharfkantigen Grus oder Sand werden. Überall an den Ausgängen der Wasserrisse und am Fuß von Felswänden lagern sich infolge der starken Abtragung umfangreiche Schuttkegel ab, die auf Karte und Profil deutlich hervortreten (z. B. am Nordfuß des Wallbergs und in der Langen Au). Auch die raschere Abtragung gegenüber dem Komplex der jüngeren Schichten ist auf Profil I und II zu erkennen.

Die so sich herausbildenden Oberflächenformen geben dem Hauptdolomitgelände etwas Gleichförmig-unruhiges und lassen einen Hauptdolomithang sofort von den glatten und ruhigen Formen des Plattenkalks und des Lias oder den unregelmäßig felsigen des Oberrhätalks unterscheiden. Am besten kann man die spezielle Morphologie des Hauptdolomits einsehen vom Lapberg (1436 m), vom Schinder und von der Halserspitz aus.

Auf der Karte wurde der Hauptdolomit durch eine lichte Signatur bezeichnet (die freilich gegen des Verfassers Wunsch etwas zu hell geraten ist). Damit, und durch die Hervorhebung des hangenden Plattenkalks durch einen dunklen Farbton wurde versucht, im Kartenbild eine kräftige Betonung der in die Hauptdolomitmasse eingebetteten jüngeren Mulden zu erreichen.

Der Boden ist wenig fruchtbar, die Humusbildung gering. Almen können sich auf die Dauer nur dort halten, wo Moränenbedeckung einen günstigen Boden geschaffen hat. Das Gelände ist von einem nicht sehr dichten Mischwald bedeckt: Fichten und Buchen (oben Ahorn), von 1450—1500 m Höhe ab Latschen (*Pinus montana*). Unterholz und Staudengewächse, wie man sie so üppig im Lias, in den Kössenern und auch noch im Plattenkalk antrifft, fehlen zumeist, der Boden ist nur mit glattem spärlichem Gras bewachsen.

Plattenkalk.

Die soeben charakterisierten Hauptdolomitgehänge werden in der südlichen Gebietshälfte von höheren, auffallend gleichmäßigen und auf viele Kilometer genau O.—W. streichenden Kämmen aus Plattenkalk im N. und S. eingefasst, die geraden glatten Böschungen der Hänge und der pyramidenförmigen Berggipfel lassen schon auf weite Entfernung den Unterschied zum Hauptdolomit erkennen. Nicht so leicht ist an Ort und Stelle die Grenze zwischen den beiden Zonen auszumachen. Der Hauptdolomit nimmt, wie schon erwähnt, nach oben vielfach dickbankigen Plattenkalk-Habitus an, auch eine Kalkbank tritt in dieser Region auf. Als Grenze wurde dann der Beginn einer Serie von wechsellagernden Kalk und Dolomitbänken angenommen, in der ziemlich lange noch, bis etwa 90 m, Dolomit von rötlicher oder schwärzlicher Färbung und Hauptdolomit-Charakter vorherrscht; dann aber nimmt dieser rasch ab: das mittlere Drittel der Plattenkalkzone bilden massive, etwa 1 m starke Kalkmauern mit Dolomitzwischenlagen; im oberen Plattenkalk treten meist nur vereinzelt Bänke von Dolomit auf. Statt dessen schalten sich dort nun

reichliche Ton- und graue Schieferlagen zwischen die über 1 m mächtigen Bänke ein. Die Wechsellagerung von Kalk und Dolomit findet nicht überall im selben Verhältnis statt: an der Ankerstube, bei Dorf Kreuth, auf der Halserspitz sind die Dolomitlagen im unteren Plattenkalk wesentlich geringfügiger, der Gesamtcharakter ist hier also kalkiger als auf dem Risserkogel und im Rottachtal (in dem sich am Wasserfall südlich Enterrottach ein vorzügliches Querprofil durch den Plattenkalk bietet).

Das Gestein ist dunkler als der Hauptdolomit: ein mäßig harter, reiner blaugrauer bis schwärzlicher, auch braunschwarzer Kalk von muscheligen Bruch; häufig durchsetzen zahlreiche weiße Kalkspatadern das Gestein. Verwitterungsfarbe hellbläulichgrau, gelblich verwitternde Bänke eines weicheren tonreichen Kalkes sind eingebettet; die obersten Lagen gegen die Kössener hin sind unreine Kalke mit bunter Verwitterungsfarbe. Die Verwitterungsprodukte der sehr gleichmäßigen Schichtbänke sind riesige Halden von Platten jeder Größe, nur der obere Plattenkalk verwittert in mächtigen Quadern (Grubereck, Wallberggipfel). Diese letztere Ausbildung hängt mit einer größeren Sprödigkeit des Gesteins zusammen, das sonst so plastisch ist, daß — wie beobachtet wurde — bei der Faltung Platten von 8 cm Stärke im Radius von wenigen Zentimetern rechtwinklig abgebogen worden sind ohne zu zerbrechen oder zu Brekzie zu werden wie der Hauptdolomit. Nur die erwähnten Regionen mit Quaderbildung haben auf die starke Spannung bei der Faltung durch Zerbrechen reagiert, der Wallberggipfel z. B. ist in ostwestlicher Richtung förmlich aufgeborsten. Im übrigen fällt schon von weitem die außerordentliche Plastizität überall da auf, wo der Plattenkalk Felswände bildet: Am Ostflügel des Wallbergs, am Nordflügel des Risserkogels u. a. O. Die zahllosen kleinen Risse des Hauptdolomits fehlen infolgedessen fast ganz, der Schichtenstoß gab bei der Faltung elastisch nach und auch größere Spannungen lösten häufig nur Flexuren statt Brüche aus.

Für seine große mechanische und chemische Widerstandsfähigkeit spricht schon das Kartenbild (auf dem er seiner morphologischen Bedeutung gemäß kräftig herausgehoben wurde): die höchsten Erhebungen Wallberg, Risserkogel und Halserspitz, die Talverengungen bei Dorf Kreuth, südlich Enterrottach und südlich Ankerstube werden vom Plattenkalk gebildet. Wo Bäche aus dem Plattenkalk in den leichter erodierbaren Hauptdolomit heraustreten, verbreitert sich regelmäßig das Tal.

Vom Thecosmilienkalk ist der Plattenkalk nicht immer deutlich zu unterscheiden, die dunkle, kalkspatreiche Ausbildung mit heller Verwitterungsfarbe oder die heller graue und graubraune Ausbildung kommt in beiden Schichten vor, doch unterscheidet den Plattenkalk dann meist die rauhere Oberfläche, bei saigerer Stellung die Verwitterung in langen ungebrochenen Mauern (z. B. südwestlich der Hintermaueralm), die größere Elastizität dem Faltungsdruck gegenüber und die regelmäßigere Schichtung vom Thecosmilienkalk, der seinerseits meist durch Korallenfunde zu belegen ist. Ansätze zur Karrenbildung finden sich häufig, doch kommt es selten zur Ausbildung richtiger Karrenfelder.

Die Fossilführung des oberen Plattenkalks ist stellenweise außerordentlich reich, aber die Fossilien sind entweder stark korrodiert oder nur im Querschnitt erhalten und daher nur selten bestimmbar. Es fanden sich an Brachiopoden: *Terebratulula* sp. und *Rhynchonella* (cf. *fissicostata* SUESS), an Gastropoden; „*Rissoa alpina*“ GÜMB., *Pleurotomaria* sp. (?), *Turto* sp. (?), *Natica* sp., sowie noch eine Reihe unbestimmbarer Gastropodenreste und Bruchstücke bis zu 2 mm dicker Schalen (Megalodonten?). Die Untersuchungen von AMMON („Die Gastropoden des Hauptdolomits

und des Plattenkalks der Alpen“ 1878) haben ergeben, daß die Fauna des oberen Plattenkalks dem Rhät zuzählen ist, vielleicht sogar der ganze Plattenkalk und noch die oberen Partien des Hauptdolomits zur Rhätischen Stufe gehören. Bei der Unmöglichkeit, den Plattenkalk im Risserkogelgebiet nach unten faunistisch abzugrenzen, mußte die untere Grenze durch den Gesteinscharakter bestimmt werden, eine bei dem Übergangscharakter des unteren Plattenkalks nicht ganz präzise Methode.

Der petrographische Zusammenhang mit dem Hauptdolomit ist so innig, daß in manchen benachbarten Gebieten der ganz oder teilweise dolomitisch ausgebildete Plattenkalk zum Hauptdolomit gestellt wurde. Daher stammen wohl zum Teil auch die großen Unterschiede in der Mächtigkeitsberechnung des so regelmäßig abgelagerten Plattenkalk-Komplexes (soweit er überhaupt ausgeschieden wurde): 50, 150, 200, 300, 400 m. Im Risserkogelgebiet wurde als Mindestmaß (im nördlichen Zug und im südlichsten an der Grundachse) 280 m gemessen, als Höchstmaß (im mittleren Zug) 330 m; durchschnittlich etwa 300 m. Südlich der Reichsgrenze bleibt es zunächst ungefähr bei dieser Mächtigkeit (AMPFERER schätzte sie in den Erläuterungen zum Blatt Achenkirch 1914, S. 10, wahrscheinlich unter Zuzählung des unteren Drittels zum Hauptdolomit, auf 150—200 m), nördlich der Linie Kühzagl-Schärfen nimmt sie westlich und östlich des Tegernseebeckens bedeutend ab.

Die Steilheit der Erosionsformen macht Almwiesen kaum möglich. Geschlossener Wald, der sich in seiner Dichte und Zusammensetzung und im Bodenbewuchs von dem des Hauptdolomits (s. dort) sofort unterscheiden läßt, bedeckt die Hänge bis 14—1500 m, darüber hinaus sind die Kämme so dicht mit *Pinus montana* überwachsen, daß ein Durchschreiten außerhalb der Wege schwierig wird. Quellen treten nur selten auf, da alles Wasser sich in den orographisch fast stets tiefer liegenden Kössener Mergeln sammelt.

Kössener Schichten.

Die ursprüngliche Grenze zwischen Plattenkalk und Kössenern ist selten zu beobachten, die letzteren haben bei ihrer Weichheit und ihrem geringen Zusammenhalt in der Faltung den Zusammenhang mit dem harten Plattenkalk gewöhnlich verloren. Außerdem überragt dieser entweder die stark erodierten Kössener beträchtlich und verdeckt dann mit seinen Schutthalden die Grenze oder die höherliegenden Kössener sind über die Plattenkalkgrenze hinweg ausgequollen. Dort wo der Übergang mit Sicherheit zu erkennen ist, z. B. an der Hintermaueralm, bemerkt man gleichzeitig mit einer Buntfärbung der Kalke ein Zunehmen der Mergellagen, die darin bald als selbständige Schichten auftreten. Es folgt nun eine 100—110 m mächtige horizontal und vertikal äußerst wechselvolle Serie von schwärzlichen Mergeln, weichen dunklen Mergelkalken und harten bunten Kalken, die sich trotz der Aufnahme einer größeren Anzahl von Profilen nur schwer horizontieren ließen. Die Schichtenfolge ist außer durch zahlreiche Verwerfungen, Verfaltungen und Zusammenschiebungen noch sekundär durch Herausquellen der weichen, mit Wasser vollgesogenen Mergelschichten durcheinandergebracht, so daß auch bei guten Aufschlüssen oft kaum festgestellt werden kann, wo oben ist und wo unten. Immerhin lassen sich als Unterste Kössener Gruppe festlegen:

5—14 m braunschwarze Mergel und kompakte harte dunkelbraungraue Kalke. Ohne Fossilien.

7—10 m Choristoceraschizont: ein dunkelgrauer, plattiger rauher Kalk, der blätterig und schieferig abwittert. Bei der Faltung verhielt er sich elastisch. Cha-

rakteristisch sind braune Rostflecken und gelegentliche Pyritkonkretionen. Die der „Salzburger Cephalopoden-Fazies“ SUESS entsprechende Fauna weist einen relativen Reichtum an Fischresten und Choristoceraten auf (besonders am Grubereck). Fossilien: *Terebratula* sp. — *Rhynchonella fissicostata* SUESS (Nester). — *Alectryonia Haidingeriana* EMMR. — *Pecten* sp. — *Pecten* sp. — *Choristoceras rhaeticum* GÜMB. (häufig). — *Choristoceras ammonitifforme* GÜMB. — * *Raineria* n. g. Ossw. (ein Selachier-Rostrum)¹⁾. — Schwanzflosse, Knochenstücke, Ganoidschuppen, Zähne, Kottballen und andere unbestimmbare Fischreste.

2—4 m innen grauschwarzer in großen, gelben durch Mergellagen getrennten Platten verwitternder Kalk. Vielfach Wurstelbänke (große Platte z. B. am Wallbergweg, 150 m südwestlich der Hintermaueralm). Die gelbe Plattenschicht scheint sich an manchen Stellen auch unterhalb der Choristoceraskalke zu finden, mit denen sie wohl in enger Verbindung stehen; ein schlecht erhaltener Ammonit wurde auch in diesem Horizont gefunden. Fossilien: *Terebratula* sp. — *Avicula contorta* PORTL. — Bruchstücke von drei verschiedenen *Pecten*-Spezies. — *Ostrea* sp. — *Modiola Schafhäuuli* STUR. — *Modiola minuta* GOLDF. — * *Modiola (non Myacites) faba* WINKL. — *Myophoria* sp. — * *Lucina (non Corbula) alpina* WINKL. — *Natica* cf. *comes* AMMON. — Gastropoden (*Natica* sp. u. a.) reichlich. — *Choristoceras* sp. (?). — Die Weichheit und Feinheit des Kalkes war der Erhaltung zahlreicher Problematica günstig, deren Regelmäßigkeit eine Deutung aus organischem Ursprung wohl gestattet. Es fanden sich fingerdicke fucoidenartige Gebilde, palmwedelförmige Zeichnungen und ziemlich häufig ein Hufeisen-artig gebogenes, 8—10 mm dickes Gebilde, das stets senkrecht zur Schichtoberfläche stand (*Rhizocorallium?*). Die gelben plattigen Kalke sind am besten in der Kössener Schmiere östlich des Schreisteins aufgeschlossen; über ihnen liegen dort (an anderen Stellen war eine Messung nicht möglich):

4 m dicke, plattenkalkähnliche Kalkbänke und

5 m dicke liasähnliche Mergelkalke.

Über dieser vorherrschend kalkig ausgebildeten Kössener Gruppe I, deren Gesamtmächtigkeit 25—30 m beträgt, folgt nun als 60—70 m mächtige Gruppe II eine Serie von braunschwarzen und blauschwarzen schmierigen, meist sehr fossilreichen Mergeln, die von weichen dunklen, manchmal auch etwas härteren braunroten oder bläulichgrauen Kalken durchsetzt und überlagert sind. Diese Kalke nehmen lokal größere vertikale Ausdehnung an und werden, wie z. B. am Grubereck, zu liasähnlichen fossilereen Mergelkalken von 10—15 m Mächtigkeit; sie vertreten dann einen Teil der an anderen Stellen (z. B. nördlich Schreistein) über diesen Kalken folgenden 25—30 m fossilereen Mergel, die gewöhnlich den oberen Abschluß dieser Gruppe bilden. Die obere Hälfte der Gruppe kann auch, wie weiter im N., aus unregelmäßigem Wechsel mäßig fossilreicher Kalke und Mergel bestehen. Fossilreich ist besonders das untere Drittel, in dem einzelne Lamellibranchier als feste Lumachellen (*Lucina alpina*, *Cardita austriaca*, *Myophoria* sp. u. a.) oder lose (*Gervillia inflata* in bis 2 m mächtigen Lagen) so gut wie ausschließlich einzelne Horizonte beherrschen. Die Fauna ist, unter starkem Zurücktreten der Gastropoden und Ausbleiben der Cephalopoden, eine Lamellibranchierfauna (ausser den erwähnten treten noch Pectiniiden, Spondyliiden, Anomiiden und Ostreiden häufig auf). Brachiopoden wurden nur in den oberen Partien gefunden, ebenso Echinozoen und ver-

¹⁾ Beschreibung s. OSSWALD, „Rhätfossilien aus dem Risserkogelgebiet“ (Manuskript).

einzelte Korallen vom Genus *Thecosmilia*. Die stratigraphische Lagerung der massenhaft auftretenden Arten ließ sich nur an einer Stelle, zwischen Lahner- und Riedereck-alm, etwas genauer festlegen: Der *Gervillia-inflata*-Horizont liegt dort zwischen 5 und 10 m von der unteren Grenze der Gruppe II entfernt, die weißen und roten Lucinen-Lumachellen einige Meter darüber, unmittelbar über ihnen der *Cardita*-Horizont.

Fossilien (untere Hälfte der Gruppe II): *Avicula contorta* PORTL. (häufig auch in Lumachellen). — * *Gervillia inflata* SCHAFFH. (lokal massenhaft). — *Gervillia praecursor* QUENST. — *Gervillia Wagneri* WINKL. — *Pecten (Chlamys?) Valeti* STOPP. — *Pecten subdemissus* MÜ. — *Pecten (Chlamys) cf. Maieri* WINKL. — *Pecten* sp. — *Dimyodon (Dimyopsis) intusstriatum* WINKL. — * *Placunopsis alpina* WINKL. häufig. — *Ostrea (Alectryonia) Haidingeriana* EMMR. — *Modiola minuta* GOLDF. — *Modiola* cf. *gregaria* STOPP. — * *Modiola faba* WINKL. — *Modiola* sp. — *Cardita austriaca* WINKL. (einzeln und in Lumachellen). — *Myophoria Emmrichi* WINKL. (häufig, auch Lumach.). — *Myophoria* sp. — *Anatina* cf. *Zannoni* STOPP. (häufig). — *Taeniodon* cf. *praecursor* SCHLÖNB. — * *Lucina (non Corbula) alpina* WINKL. (Lumachellen). — *Pleuromya (?)* sp. — *Rissoa (Holopella) alpina* GÜMB. — *Natica* sp. *indet.* und andere Gastropoden in Schnitten.

Während die Fauna dieser unteren Hälfte die der „Schwäbischen Fazies“ enthält (*Gervillia inflata*, *Modiola minuta*, *Cardita austriaca* u. a.), umfaßt die der oberen Hälfte schon die Äquivalente der „Kössener Fazies“, vielleicht auch bereits Teile der „Karpatischen Fazies“. — Hier wurden folgende Fossilien aufgesammelt: *Thecosmilia clathrata* EMMR. (spärlich). — *Cidaris verticellata* STOPP. — *Cidaris* sp. (Stacheln). — *Terebratula pyriformis* SUESS. — *Terebratula* sp. — *Rynchonella fissicostata* SUESS. — *Rynchonella* sp. — *Avicula contorta* PORTL. (häufig). — *Pecten* cf. *bavarius* WINKL. — Drei weitere *Pecten*-Arten, unbestimmbar. — *Dimyodon (Dimyopsis) intusstriatum* EMMR. (bis 18 mm groß). — * *Placunopsis alpina* WINKL. — *Cardita austriaca* WINKL. — *Cardita multiradiata* EMMR. — * *Lucina (non Corbula) alpina* WINKL. (Lumachellen). — „*Rissoa*“ *alpina* GÜMB. — * „*Cerithium*“ *hypselum* AMMON. — *Stuorella subconcava* MÜ. — Zahlreiche Gastropodenschnitte. — *Conularia Stromeri* OSSW.¹⁾ — *Hybodus aduncus* PL. (Zahn). — Flossenstacheln (wahrscheinlich eines Selachiers).

Unsicher in ihrer stratigraphischen Lage, aber wohl meist der zweiten Gruppe angehörend, sind nachstehende in den Kössenern aufgesammelte Fossilien (die von GÜMBEL aus dem Risserkogelgebiet lediglich unter der Bezeichnung „Kössener Mergel“ erwähnt sind mit G bezeichnet): *Cidaris Wissmanni* DES. G. — *Avicula (Oxytoma) intermedia* EMMR. G. — *Pinna* sp. — *Gervillia praecursor* QUENST. G. — *Gervillia inflata* SCHAFFH. — *Lima alpina* GÜMB. — *Lima* sp. — *Pecten striatocostatus* GÜMB. (= *Chlamys Favrii* STOPP.) — * *Pecten quatricostatus* OSSW. (mehrfach; vielleicht = *Chlamys Simkovičsi* GOEBEL.²⁾) — *Pecten Schafhäutli* WINKL. — *Pecten (Chlamys) Valonensis* SUESS et OPP. G. — * *Placunopsis alpina* MÜ. G. — *Ostrea* sp. — *Mytilus glabratus* DER. — *Cardium rhaeticum* MER. G. — * *Cardium rupis albae*. OSSW. — * *Leda Defneri* OPP. (= *Leda percaudata* GÜMB.) G.

Die dritte Kössener Gruppe ist petrographisch und faunistisch wieder scharf von der zweiten getrennt; es liegen unten 3,5 m (an manchen Lokalitäten wohl auch mehr) bunte tonreiche Kalke mit gelblichem Kalkspat und dunkle Kalk-

¹⁾ Siehe OSSWALD: „Mesozoische Conulariiden“, Zentrabl. f. Min. etc. 1918.

²⁾ W. GOEBEL: „Die rhätische Stufe und der unterste Lias in der subalpinen Zone in der Tatra“. Krakau 1917.

mergel. Diese Lagen beherbergen die größte Anzahl und die zahlreichsten Arten von Fossilien im ganzen rhätischen Schichtenstoß; hauptsächlich fossilreich ist eine 30—50 cm mächtige kalkige Mergelschicht. Darüber folgen am Schreistein ca. 7,5 cm glatte, schwarze, ziemlich harte Kalke mit viel Kalkspat, dann schwarzbraune, glatte, harte Kalke mit Thecosmilien, die schon zum unteren Thecosmilienkalk gehören. Anderwärts (z. B. am Wallberg und Setzberg) bilden rauhe und harte, braune, innen dunkelgraue Kalkplatten mit massenhaften Fossilien das Liegende des Thecosmilienkalks. Petrographisch läßt sich in diesen letzten 10—15 m der Kössener nach oben ein Abnehmen der Mergellagen und ein Härter- (Reiner-)werden auch der Kalke feststellen. Faunistisch ist das wichtigste Vorkommen das massenhafte Auftreten der Korallen (Überleitung zum Thecosmilienkalk!), die in den anderen Kössener Gruppen fast ganz zurücktreten oder fehlen; gleichzeitig taucht eine begrenzte Brachiopodenfauna (*Spiriferinen*) auf: wir haben die „Karpatische Fazies“ vor uns.

Die stockförmigen Korallen (*Thecosmilien* und *Spongiomorphen*) liegen in einigen Kalkbänken als abgebrochene Äste wirr durcheinander, Detritus von Korallenriffen anzeigend; auch die Mergellagen scheinen von solchen Korallen nur Detritus zu beherbergen, in ihnen herrschen mehr die im ganzen nicht so häufigen rasenförmigen und knolligen Korallen (*Thamnastraeen* und *Astraeomorphen*). *Thamnastraeen* treten, zum Teil in umfangreichen Stöcken, auch im Kalk auf. *Montivaltia norica* wurde nach FRECH („Korallenfauna der Trias“ p. 40) bisher nur in den Zlambachschichten (häufig) und im Jura, *Montivaltia gosaviensis* als Seltenheit in den Zlambachschichten gefunden; jetzt sind beide auch im Rhät festgestellt. — Einzelne Fossilfundpunkte in dieser Gruppe wie der Südfuß des Schreisteins („A“ im folgenden Verzeichnis) oder der Nordfuß des Plankensteins auf dem Sattel zum Risserkogel („B“) sind außerordentlich reich an Fossilien, auch im unteren Schiffbachtal („C“), südlich der Wallbergalm und an anderen Orten („D“) lassen sich eine Menge Rhätfossilien sammeln,

Fossilliste der Gruppe III: *Thecosmilia clathrata* EMMR. (massenhaft) A, B, C, D. — *Thecosmilia clathrata* EMMR. kleine Varietät (1—3 mm Astdurchmesser) A, D. — *Thecosmilia clathrata* EMMR. (= *Rhabdophyllia bifurcata* REUSS (ziemlich häufig) A. — *Thecosmilia de Filippi* STOPP. A. — *Stylophyllopsis rudis* EMMR. A. — *Montivaltia norica* FRECH B. — *Montivaltia gosaviensis* FRECH B. — *Thamnastraea delicata* REUSS A, B, C (sehr häufig). — *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL. A, C (etwas seltener als vorige). — *Thamnastraea norica* FRECH B. — *Astraeomorpha crassisepta* REUSS B (ziemlich häufig). — * *Spongiomorpha Broilii* OSSW. (häufig) A, B. — * *Pentacrinus bavaricus* WINKL. D. — *Cidaris verticellata* STOPP. (häufig) A. — *Cidaris Curioni* STOPP. A. — *Cidaris decorata* MÜ. A. — *Cidaris rhaetica* GÜMB. D. — *Cidaris* cf. *alpis sordidae* WINKL. A. — *Cidaris* sp. ind. (Stacheln, häufig) A, B, D. — *Serpula* sp. (häufig) A, B. — * *Berenicea* cf. *diluviana* LAMX B. — * *Ceriopora cnemidium* v. KLIPST. B. — *Spiriferina Kössenensis* ZUGM. A, B (meist kleine Exemplare, ziemlich häufig). — *Spiriferina uncinata* SCHAFF. A, B, C. (durchweg größer als *Kössenensis*, häufig). — *Terebratula gregaria* (? kleine Formen) SUESS. — *Waldheimia austriaca* ZUGM. (nicht selten) A. — *Rhynchonella cornigera* SCHAFF. var. *karpatica* ZUGM. (ziemlich häufig) A, B. — *Cassianella speciosa* MER. A. — *Gervillia inflata* SCHAFF. A. (vereinzelt). — *Gervillia praecursor* QUENST. A. — *Pecten* cf. *striatocostatus* GÜMB. C. — *Pecten* cf. *rhaeticus* GÜMB. A. — *Pecten* cf. *bavaricus* WINKL. A. — *Pecten* sp. A. — *Dimyodon* (*Dimyopsis*) *intusstriatum* EMMR. A, B, C. — *Placunopsis alpina* WINKL. A, D. — *Placunopsis* sp. A. — *Ostrea nodosa* GOLDF. A. — *Megalodus triquetter* WULF A. — * *Turbo Ammonii* OSSW. A. — *Loxonema* sp. A. — *Promathildia* sp. D.

Wir haben die Weichheit und starke Wasserstauung der Kössener Mergel erwähnt. Durch ihre Lage zwischen zwei harten wasserdurchlässigen Schichtkomplexen ist ihre morphologische Erscheinung bestimmt. Wasser und Eis hatten leichtes Spiel und erodierten die weichen Mergel tief hinab. Wo die Kössener bei der Faltung steil gestellt wurden, entstanden weithin sichtbare Einschnitte (s. die Profile) mit fetten feuchten Wiesen und in manchen Hochtälern mit Seen; Thecosmilienkalk und Plattenkalk blieben als steile, oft senkrechte Wände stehen (Plankenstein-Risserkogel). Wo die Kössener flach liegen, wie am Ostrand des Weißbachtals, wurden sie von dem unterlagernden Plattenkalk weg erodiert, es entstanden Plattenkalkterrassen, die mit Eishöhen u. s. w. direkt nichts zu tun haben. In schräger Lagerung bilden sie ausgedehnte, oft unergründliche Schmieren, die durch Moränen und Relikte ehemaliger Seen oft fast ungangbar gemacht werden (z. B. nordöstlich Riedereckalm). Außer an dieser Geländebeschaffenheit lassen sich die Kössener an der braungrauen Farbe ihres trockenen Kalkschuttes erkennen, während Thecosmilienkalk- und Plattenkalk-Schutthalden von hell-blaugrauer Farbe sind. Der Pflanzenwuchs ist üppig, Wald wächst wegen der zu ausgiebigen Wasserdurchtränkung des Bodens und zu starker Bodenbewegung hier nur wenig, meist treffen wir in den Kössenern gute Almwiesen an mit vielen und wasserreichen Quellen.

Thecosmilienkalk (Oberrhätalk).

Wesentlich einfacher als die Kössener Schichten ist der Thecosmilienkalk oder Oberrhätalk („Rhätischer Grenzkalk“, „Oberer Dachsteinkalk“, „Lithodendronkalk“, „Weißer Riffkalk“) aufgebaut. Auf die Entfernung gewahrt man nur gleichförmige hellgraue, kaum gebankte Kalkmassen, die je nach der Mächtigkeit kleine oder große isolierte oder einseitig angelehnte Rippen und Klötze bilden (Plankenstein).

Ein Unterer Thecosmilienkalk läßt sich sehr wohl von der ganzen Masse abtrennen, er besteht aus harten, schwarzen oder schwarzbraunen Kalken mit hellgrauer Verwitterung, dünn- bis mittelbankig mit nur geringen Mergelzwischenlagen, mitunter auch massig. Sie enthalten in manchen Lagen außer Mengen von Bivalven- und Gastropoden-Schnitten reichlich Korallen der Gattung *Thecosmilia*, zum Teil als Stöcke in ihrer natürlichen Stellung, zum Teil einzeln als abgebrochene Äste parallel zur Schichtfläche liegend: Riffdetritus ähnlich wie in der obersten Kössener-Gruppe. Die ganzen Stöcke finden sich hauptsächlich in den massigen Lagen, wo ihre weißen Querschnitte in dem schwarzen Kalk ein auffallendes Gesteinsbild ergeben. Beim Anschlagen riecht der Kalk ein wenig bituminös. Es gibt Lagen aus dem Übergang vom unteren zum oberen Thecosmilienkalk, die durch ihre schokoladenbraune Farbe, die zahlreichen weißen Kalkspatadern und die schwarzen glänzenden Kluftüberzüge völlig dem Muschelkalk oder gewissen Plattenkalklagen gleichen, z. B. an der Straße Enterrottach-Valepp dicht nördlich des „Wechsels“. Mehliges Gesteinsvarietäten zeigen, wie auch im oberen Thecosmilienkalk, nach der Auflösung in HCl als Rückstand monaktinellide Kieselnadeln. — Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt 3—15 m.

Der Obere Thecosmilienkalk bildet die erwähnten massigen Felsen. Seine unten dunkelbraune Gesteinsfarbe hellt sich nach oben allmählich zum gelblichen oder rötlichen Weiß auf, die gewöhnliche Farbe ist lichtbraun, die hellgraue Verwitterungsoberfläche durch Flechten vielfach zu rötlich, himmelblau, gelblich u. s. w. modifiziert. Dicht unter dem Lias färbt sich der Thecosmilienkalk auf 0,5—4 m bei im allgemeinen gleichbleibender petrographischer Beschaffenheit zinnober- oder

karminrot. Diese rote Farbe dürfte erst sekundär durch Infiltration aus dem hangenden roten Lias entstanden sein, sie findet sich nur dort nicht, wo der unterste Lias schwarz entwickelt ist (Setzberg). Der Bruch ist nicht mehr glatt und muschelig wie bei den Kössener Kalken und zum Teil noch im unteren Thecosmilienkalk, sondern rau, oft marmorartig, besonders in den oberen Teilen, in denen auch oolithische Partien, z. B. am Setzberg, gelegentlich einen größeren Raum einnehmen. Der Tongehalt hat sich schon im unteren Thecosmilienkalk auf ein Minimum reduziert, der obere ist als Kalk rein, enthält aber an vielen Stellen (Plankenstein, besonders: Bodenschneid u. a. O.) im mittleren, seltener im oberen Drittel lagenweise gelbe Tonputzen. Kieselig wird er häufig, besonders in der Mitte der Nordmulde gegen oben hin, wobei vereinzelt Hornsteinlagen bis zu 10 cm Mächtigkeit auftreten. Die Reinheit des Kalkes dokumentiert sich in den ausgedehnten Karrenbildungen; die schmalen, parallelen und mehrere Meter tiefen Karren sind am besten entwickelt auf der dem Plankenstein nördlich vorgelagerten Terrasse.

Neben der über das ganze Kartengebiet hin gleichmäßigen Ausbildung kommen lokal abweichende vor. Die Ton- und Hornsteinanreicherung und die oolithischen Bildungen wurden vorhin erwähnt. Eine knollige Modifikation — fossilreiche Knollen in Kalkmergel gebettet — zeigen Thecosmilienkalk und Kössener 1000 m westlich der Wallberg-Kapelle, ersterer ist hier nur 9 m mächtig und über ihm folgt, ohne daß eine rote Färbung im obersten Rhät eingetreten wäre, normaler unterster Lias. Dafür, daß es sich hier nur um tektonisch umgewandelte Rhät-Schichten handelt, spricht das Durchziehen einer Verwerfung an dieser Stelle und das Vorkommen eines normalen Thecosmilienkalkes dicht daneben. Am unteren Thecosmilienkalk konnte übrigens knollige Bankung mehrfach beobachtet werden, vermutlich handelt es sich auch dabei jedesmal um tektonische Einwirkung.

Ein schon von DAQUÉ (Schliersee-Spitzingsee-Gebiet S. 25) erwähntes Vorkommen ist der schlerndolomitartige, hellgelbe, zuckerkörnige Dolomit, der sich in den Felsen nordöstlich des Setzberggipfels, im Rottachtal, am Nordflügel der Bodenspitz und in der Umgebung der Stümpflingalm in Knauern oder unregelmäßigen Putzen findet. Bei Punkt 952,7 im Rottachtal erscheint der ganze Rhätkalk etwas zellig-dolomitisch, rötlichgrau mit schwarzen Flecken und vielen Kalkspatadern. An der Bodenschneid liegt der Dolomit im unteren Drittel des oberen Thecosmilienkalks, an den anderen Stellen läßt sich seine stratigraphische Lage nicht weiter präzisieren. Nach HASEMANN „Brünstein- und Traidengebiet“¹⁾ liegt er stets in der unteren Hälfte. Alle Vorkommen, außer dem am Setzberg, sind an oder östlich der Rottach gelegen als die ersten Ansätze einer dolomitischen Ober-Rhätfazies, die in dem oben erwähnten Traiden-Brünstein-Gebiet (12 km weiter östlich) größeren Umfang annimmt.

Erwähnt sei noch ein vereinzelt Vorkommen von Kohle im Thecosmilienkalk des Siebeligrates, 10 m unter dem Lias. Es liegen dort im Kalk schwarzgraue, papierdünne Schiefer, in denen mehrere bis 0,5 cm starke Flözchen einer mit heller rußloser Flamme brennenden Pechkohle eingeschaltet sind. Die horizontale Verbreitung dieses Vorkommens ist gering; in der Nähe stehen, ebenfalls im obersten Thecosmilienkalk, 20—25 cm graue Schiefer an, die wahrscheinlich die Fortsetzung der obigen sind.

Die unteren Partien des oberen Thecosmilienkalks zeigen häufig deutliche Bankung, auch in den oberen läßt die Verwitterung, wenn die Schichten saiger

¹⁾ Manuskript 1919.

stehen, eine plattige Bankung von 5 bis 10 Meter Schichtmächtigkeit erkennen (Plankenstein). Zum Teil mag die Bankung auch auf den Faltungsdruck zurückzuführen sein. Selten, z. B. am Südrand des Mittentaler Grabens, bildet saiger stehender Thecosmilienkalk auf kurze Strecken regelrechte Mauern wie der Plattenkalk. Das Gestein ist hart und fest und als Ganzes recht spröde; auf den Faltungsdruck reagierte es nur ausnahmsweise durch eine rissige Faltenbildung (Schreistein, Bodenschneid), gewöhnlich durch Zerbrechen in große Schollen, die sich dann in dem der Schicht zur Verfügung stehenden Raum zwischen Kössenern und Lias willkürlich schräg legten und zum Teil mehrmals übereinander schuppten. Südlich des Wallberghauses sind am Setzberg diese Lagerungsverhältnisse gut einzusehen. Bei einem derartigen Verhalten mußten die Enden dieser Schollen mitunter auch in die hangenden weichen Lias-Mergelkalke eindringen: solche Verzahnungen sind nordwestlich und nordöstlich des Röthensteinsees besonders schön aufgeschlossen, eine Thecosmilienkalkscholle sticht dort 40 m weit in den Lias hinein. An anderen Lokalitäten, wie südwestlich der Stümpflingalm, östlich der Mittentaler Alm, am Setzbergeck ist die Verzahnung mehr großzügig, man muß sie hier schon als Verfaltung betrachten (s. Karte und Profile). Gegen die Kössener hin ist eine Verzahnung nur selten wahrzunehmen, der gebankte und plastischere untere Thecosmilienkalk gab keinen Anlaß zu solcher Schollenbildung und wirkte gegen den oberen als elastischer Puffer. Es sei darauf hingewiesen, daß diese Verzahnung zwischen oberstem Rhät und Lias hier überall rein tektonisch ist und daß eine stratigraphische Verzahnung mit Abrasion des Thecosmilienkalks, wie sie mitunter angenommen wurde (von BÖSE und GÜMBEL) hier nicht vorliegt.

Andererseits hat das Zerbrechen in große Schollen und das Zusammenschieben dieser Schollen an manchen Stellen wieder lokale Lücken verursacht, durch welche die höher gelegenen Liasmergelkalke herausquollen. Diese tektonische Lückenhaftigkeit des Thecosmilienkalks trifft man vor allem in der Nordmulde (Portnersalm, Gfällalm Mittentaler Alm), am Suttenstein ist das Überquellen des Lias durch eine Thecosmilienkalk-Lücke auf größere Entfernung zu sehen und prägt sich auch deutlich auf der Karte aus.

Die Fauna schließt sich eng an die „karpathische“ der Kössener Gruppe III an, wofür auch Funde von *Rhynchonella cornigera*, *Spiriferina „jungbrunnensis“* und anderen Fossilien der oberen Kössener Schichten z. B. im Kochelseegebiet (HAHN, „Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen“ 1914, S. 117) wie an der Natterwand südlich Blauberg (AMPFERER, Erläuterungen zum Blatt Achenkirch, 1914, S. 14) sprechen. Neu gegenüber den oberen Kössenern ist eigentlich nur das Anwachsen der *Thecosmilien* zu mächtigen Riffen, während alle andern Tiergruppen zurücktreten. Fossilquerschnitte trifft man im Thecosmilienkalk in den meisten Lagen bis hinauf zu den roten Kalken in Menge an, bestimmbar sind aber nur wenige, noch seltener gelingt es, ein brauchbares Stück herauszulösen. Aus dem unteren Thecosmilienkalk stammen nachstehende Fossilien:

Einstrahlige Kieselnadeln. — *Thecosmilium clathrata* EMMER. (massenhaft). — *Thecosmilium de Filippi* STOPP. — *Cidaris rhaetica* GÜMB. — *Cidaris* sp. (Stacheln). — *Terebratulina* sp. — *Pecten* sp. — *Pecten* sp. — * *Placunopsis paucistrata* OSSW. — *Trochus rapidus* STOPP. — *Natica* sp. und andere Gastropodenschnitte. — Ganoidschuppen.

Lokal bekommt diese Gruppe durch massenhafte kleine *Crinoiden*-Stielglieder und *Cidaris*-Stacheln ein pseudo-oolithisches Aussehen. Im oberen Thecosmilienkalk wurden gefunden:

* *Pinacophyllum parallelum* FRECH. — *Thecosmilia clathrata* EMMR. (massenhaft). — * *Spongiomorpha Broilii* OSSW. (selten). — *Cidaris*-Stacheln. — *Terebratula gregaria* SUESS (häufig in den obersten Lagen auf der Bodenschneid [am Kreuz] und an den obersten Serpentinien des Wallbergwegs). — ? *Terebratula pyriformis* SUESS (von L. v. BUCH erwähnt). — *Avicula (Oxytoma) intermedia* EMMR. — *Gervillia praecursor* QUENST. var. *rugosa* GÜMB., *Pecten induplicatus* GÜMB., von GÜMBEL an der Roßsteinwand¹⁾ aufgesammelt. — *Megalodus* sp.

Die Megalodonten (wahrscheinlich zwei Arten) finden sich in den mittleren und nesterweise massenhaft in den unteren Regionen der Gruppe, ohne sich aber isolieren und spezifisch bestimmen zu lassen. Die *Thecosmilia clathrata* EMMR. ist das wichtigste Fossil dieser Schicht, sie kommt überall und in den verschiedensten Größenordnungen vor und wurden einheitliche Stöcke von mehreren Kubikmetern Größe mehrfach beobachtet. Bei günstigen Verwitterungsverhältnissen, z. B. am Westgrat des Plankensteins, läßt sich erkennen, wie sich das ganze Gestein aus *Thecosmilien* aufbaut, und zwar in den mittleren Lagen in Größen von 4—5 mm, selten bis 9 mm Astdurchmesser; in den unteren Lagen scheinen kleinere Durchmesser, 3—5 mm, vorzuherrschen, während die Korallenäste des unteren Thecosmilienkalks wieder größere Durchmesser besitzen, 10 mm und darüber.

Thecosmilia clathrata hat am Ausgang des Rhät umfangreiche Riffe gebildet, die jetzt noch an der rasch und bedeutend wechselnden Mächtigkeit der Zone zu erkennen sind.²⁾ Die geringe Schichthöhe von 10—20 m kommt hauptsächlich im nördlichen Zug der Nordmulde vor: Laiterkopf-Nordhang, Suttenstein, südlich Bodental, wo eine noch geringere zu beobachten ist, wie südlich der Hintermaueralm (4—8 m) und an der Stümpflingalm (2 m) liegen sichtlich Ausquetschungen vor. Gewöhnlich aber ist ein wohlgebankter unterer Thecosmilienkalk von 5—15 m und darüber der Riffkalk des oberen Rhäts in einer wechselnden Mächtigkeit von 40 bis 100 m entwickelt, an der Bodenschneid sind es 130—140 m, westlich der Ankerstube 150 m, mindestens eben so viel am Kleinen Roßstein (Roßsteinwand), am Plankenstein etwa 180 m. An der letzteren Stelle fällt die rasche seitliche Zuspitzung des 550 m langen Riffs auf der Karte und in der Natur deutlich in die Augen. Der Oberrhätalk hat also stratigraphisch eine ungefähr ebene Basis und eine durch die Riffbildung sehr uneben ausgestaltete Oberfläche, die dann ihrerseits wieder das Verkeilen mit dem Lias bei der Faltung begünstigte. — Von einem Anwachsen der durchschnittlichen Mächtigkeit nach Süden zu, wie es BODEN (l. c. 1915, S. 181) für das Hirschberggebiet annimmt, kann hier nur insofern gesprochen werden, als eine lokale Zone geringerer Mächtigkeit in Teilen der Nordmulde und andererseits die größten Riffe im südlichen Thecosmilienkalk-Zug (Plankenstein-Leonhardtstein-Roßstein) anzutreffen sind. In der nördlich der Kühzaglinie gelegenen tektonischen Zone tritt der Thecosmilienkalk fast nur noch am Südrand charakteristisch auf, er ist im übrigen in den schon an sich etwas reduzierten Kössener Mergeln und Kalken mit entwickelt. Südlich der Reichsgrenze schneidet ihn die Grundache südlich Valepp noch in 200 m Mächtigkeit an, bei der Neuen Klause mißt er immer noch über 100 m, schwindet aber dann nach Westen zu mehr und mehr und ist westlich der Wildalm nur noch in 2—4 Zügen von 1—10 m Mächtigkeit als unterer und oberer

¹⁾ Es ist möglich, daß unter „Roßsteinwand“ hier der weiter westlich gelegene doppelgipfelige Felsen des Roßstein-Buchstein gemeint ist.

²⁾ Freilich „Riffe“ nicht mit durchgreifender Lagerung wie etwa im schwäbisch-fränkischen Malm, sondern unregelmäßig flächenhaft ausgebreitet.

Thecosmilienkalk isoklinal in die Kössener eingefaltet (oder nur in diesen Kalkbänken bei im übrigen mergeliger Ausbildung der Zone entwickelt?).

Im Gelände markieren sich die weißgrauen Felsrippen dieses Kalkes, wenn sie auch nur ausnahmsweise Berggipfel bilden (Bodenschneid, Plankenstein), doch am auffallendsten von allen Gesteinen und bilden so für die tektonische Übersicht neben dem Plattenkalk die vorzüglichste Leitschicht. Auf der Karte wurde er durch dunklen Überdruck über die Rhätfarbe hervorgehoben. Wo er Talböden quer durchschneidet bilden sich Klammern, Talstufen und Wasserfälle (Rötensteinbach, Schiffbach, Rottach, Grundache u. a.). Der Schutt ist unregelmäßig blockig, selten plattig, die Blöcke erreichen manchmal die Größe eines kleinen Hauses, so daß man z. B. in der Umgebung der Siebel- und Suttentalm oft im Zweifel ist, ob man anstehenden Thecosmilienkalk vor sich hat oder nur abgestürzte Blöcke oder Gletschertransport. Große Schutthalden sind viel seltener als beim Plattenkalk oder Hauptdolomit, doch findet sich um den Kleinen Roßstein herum im Thecosmilienkalk die umfangreichste Schutthalde des ganzen Gebiets. Die Steilheit der Geländeformen erlaubt gewöhnlich nur wenig Waldwuchs und läßt den Kalk in nackten Felsen heraustreten. Wo er flacher gelagert und gut bewässert ist, trägt er eine reiche Baumvegetation.

Zusammenfassung des Rhät.

(Plattenkalk zum Teil, Kössener, Thecosmilienkalk.)

Fast alle Gruppen, die wir im Rhät petrographisch und faunistisch ausscheiden konnten, sind fossilreich; gewisse Lamellibranchier (*Cardita austriaca*, *Lucina alpina* u. a.), Gastropoden (*Rissoa alpina* u. a.) und Korallen (*Thecosmilia clathrata*) finden sich in ungeheuren Mengen. Die Häufigkeit ihres Vorkommens ließ sich stratigraphisch verwerten, an Einzelformen konnten nur ganz wenige (*Choristoceraten*, *Spiriferinen*) einigermaßen sicher horizontiert werden. Die SUSS'schen Faziesgruppen der Kössener waren auch im Risserkogelgebiet zu erkennen, nur in veränderter Reihenfolge: Die durch *Choristoceraten* charakterisierte „Salzburger Fazies“ die östlich des Inn und, wie es scheint, teilweise auch westlich (z. B. im Karwendel) über den drei anderen, zum mindesten über der „Schwäbischen“ und der „Kössener Fazies“ liegt, steht hier an der Basis des ganzen Kössener Komplexes an, und die „Karpatische“ überlagert die „Kössener Fazies“ statt umgekehrt.¹⁾

Es seien hier die einzelnen Zonen des Rhät zunächst noch einmal kurz zusammengefaßt:

1. Plattenkalk: harte, zähe, dunkle, wohlgebankte Kalke, unten stark, oben schwächer mit Dolomit wechsellagernd, in den oberen Partien stellen sich reichlichere Mergellagen ein. Gastropoden massenhaft, wenig Brachiopoden; Lamelli-

¹⁾ Die sehr eingehende Faunen- und Fazies-Schilderung GOEBELS aus dem Rhät der Tatra (W. GOEBEL, Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra; Krakau 1917) deckt sich häufig bis in die Einzelheiten mit unseren Beobachtungen. Besonders wichtig ist die Feststellung, daß die Fazies an verschiedenen Orten nicht immer in der gleichen Reihenfolge auftreten und daß Mischfaunen und häufig kolonieartige Einlagerungen einer Faziesfauna in eine andere vorkommen. Damit sind die Rhätfazies als gleichalterige heteropische Bildungen gekennzeichnet. Ihre Faunen im Verein mit ihrer Sedimentbeschaffenheit deuten somit eine nicht durch das ganze alpin-karpathisch-tatrische Gebiet durchgehende gleichmäßige zeitliche Abfolge an, sondern einen in verschiedenen Gebieten verschiedene Reihenfolge der gleichen topischen Verhältnisse, die jedesmal die gleichen faunistischen und sedimentpetrographischen Verhältnisse schuf. Vgl. E. SUSS, Antlitz der Erde, II (1888): „Die rhätischen Fazies sind als Vertreter eben so vieler bathymetrischer Stufen des rhätischen Meeres aufzufassen.“

branchier und Korallen wurden nicht bemerkt. Mächtigkeit 300 m, davon mindestens die obersten 80—100 m zur Rhätischen Stufe gehörend.

2. Kössener Gruppe I: schwarze und graue plattige und schiefrige Kalke, hellgelb oder stumpfgrau anwitternd; braunschwarze Mergel. *Choristoceraten*; Lamellibranchierfauna mit (nicht häufigen) *Ostreiden*, *Pectiniden*, *Modiolen*; Gastropoden reichlich; Brachiopoden sehr spärlich; keine Korallen. Selachier und Ganoidfische. Mächtigkeit 25—30 m.

3. Kössener Gruppe II: Braunschwarze und blauschwarze schmierige Mergel, darin eingeschaltet in wechselnder Mächtigkeit dunkle reine und weiche Kalke oder unreine härtere, außen bunt anwitternde Kalke, gelblichgraue Mergelkalke. In der Fauna herrschen die Lamellibranchier, unten vielfach in Lumachellen angehäuft.: *Lucina alpina*, *Cardita austriaca*, *Avicula contorta*, *Gervillia inflata*; *Pectiniden* und *Spondyliiden*, *Anomiiden* und *Ostreiden* häufig; Gastropoden nicht mehr sehr zahlreich; Echinozoen und Brachiopoden in der unteren Hälfte fehlend, oben vereinzelt. Selachier. Mächtigkeit: 60—70 m.

4. Kössener Gruppe III: Dunkle, unten bunt, oben grau anwitternde, ziemlich harte Kalke; unten starke, fossilreiche Mergellagen. Lamellibranchier treten zurück, Gastropoden spärlich, dafür zahlreiche Brachiopoden (*Spiriferinen* der „jungbrunnensis-Gruppe“) und Cidariden; Vorherrschen stock- und rasenbildender Korallen (*Thecosmilien* und *Thamnastraeen*). Korallenriff-Detritus. Mächtigkeit: 10—15 m.

5. Unterer Thecosmilienkalk: Wohlgeschichtete harte dunkle Kalke mit hellgrauer Verwitterung; wenig Mergel. Stockbildende Korallen vorherrschend (*Thecosmilia clathrata*), zum Teil Korallenriff-Detritus; Gastropoden, mitunter auch Cidariden und Crinoideen häufig; Lamellibranchier und Brachiopoden seltener. Mächtigkeit: 5—15 m.

6. Oberer Thecosmilienkalk: Wenig gebankte bis massige, fast mergelfreie, harte und spröde Kalke, braun, nach oben immer lichter werdend, obere Grenze rot. *Thecosmilia clathrata* gesteinsbildend; in der unteren Hälfte *Megalodon* sp. häufig, sonst Lamellibranchier, Brachiopoden, Echinozoen nicht häufig. Mächtigkeit: 10—200 m.

Die Gesamtmächtigkeit des Rhäts einschließlich des oberen Plattenkalks beträgt sonach 240—400 m; zählt man den ganzen Plattenkalk zum Rhät, so kommt man auf 400—600 m. — Über den mächtigen Dolomitmassen des Hauptdolomits folgen also zunächst ebenfalls umfangreiche und immer noch recht eintönige Schichten von Kalk und Dolomit, Ablagerungen auf einem während der ganzen Plattenkalk-epoche annähernd gleich tiefen und gleich wenig bewegten Meeresboden. Dies wird anders mit der Kössener Epoche: hier herrscht eine verwirrende Mannigfaltigkeit im Wechsel von Kalken und Mergeln aller Art und dies nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung, so daß wir annehmen müssen, daß Meeresboden und Meereswasser räumlich und zeitlich bedeutenden Veränderungen unterworfen waren. Sedimentation und Fauna geben ein Bild des labilen Zustandes dieses im Durchschnitt wohl relativ flachen litoralen Meeres. Die erste Kössener Gruppe, die sich auch petrographisch noch mehr an den Plattenkalk anschließt, scheint allerdings noch die Ablagerung eines etwas tieferen Wassers dazustellen, als die zweite und Hauptgruppe der Kössener, deren Fossilinhalt und -einbettung übrigens immer noch auf einen Meeresboden unterhalb der Reichweite des Wellenschlags — wenigstens für manche Teile — schließen läßt. Wir müssen hier raschen Wechsel der Sinkstoff-Führung (und wohl auch Strömung) des Meereswassers annehmen.

Auch eine lebhaftere Oszillation des Meeresbodens ist nicht ausgeschlossen. Eine bemerkenswerte Änderung tritt mit der dritten Gruppe ein, petrographisch durch das erneute Vorherrschen des Kalks, faunistisch durch das massenhafte Auftreten der Korallen. Korallenriffe selbst sind fast nirgends erhalten, dagegen reichlich Detritus in Kalken und Mergeln; die Meerestiefe war hier wohl am geringsten im ganzen Rhät. Dem Charakter der Ablagerung nach gehört diese Zone noch zu den Kössener Schichten (trotz unverkennbarer faunistischer Zugehörigkeit zum Thecosmilienkalk), sie wurde deshalb auch in Karte und Text zu den ersteren gestellt. Bezeichnend für den nun folgenden Thecosmilienkalk ist das fast völlige Verschwinden der Mergel und die ruhige und gleichmäßige Ablagerung des Kalks, dessen Mächtigkeitsschwankungen nicht mehr unmittelbar auf morphologischen Bedingungen des Rhätmeeres beruhen, sondern auf der stärkeren oder schwächeren Entwicklung der die Riffe aufbauenden Korallen. Ist im unteren Thecosmilienkalk wohl eine noch geringe Meerestiefe Ursache der dortigen Detritus-Entwicklung und geringen Riffhöhe, so mag der obere in einem sich allmählich vertiefenden ruhigen und klaren Meer von größerer Küstenferne abgesetzt oder besser aufgebaut sein. Die brandungsbewohnenden dicken Megalodonten scheinen von der Mitte des Thecosmilienkalks an zurückzugehen, zarter gebaute Lamellibranchien und Brachiopoden treten dafür ein: auch dies kann mit einer Wiederabsenkung des Meeresbodens in Verbindung gebracht werden. — Ohne Übergangszonen legen sich dann die roten, dünnbankigen, etwas mergeligen Kalke des untersten Lias über die oberste Rhätschicht und es folgen auf die unruhigen Zeiten des Rhäts mit seiner Litoralfauna Ablagerungen einer tieferen Flachsee, die durch eine große Mächtigkeitentwicklung hindurch nur geringe, meist nur ganz allmählich eintretende Veränderungen aufweisen.

Lias und Dogger.

Der Lias erscheint — abgesehen von der obersten kalkigen Zone, die aber wahrscheinlich dem Dogger zuzuzählen ist — auf die Entfernung als gleichförmige mächtige Serie weicher wohlgebankter Kalke mit reichlichen Mergelzwischenlagen. Bei näherer Betrachtung zeigt sich jedoch schon in der petrographischen Ausbildung eine deutliche Zonen- und Faziesdifferenzierung. Die Kalkbänke sind im kleinen wohl zerknittert und verschoben, im ganzen aber blieb der Lias-Komplex bei der Faltung intakt und läßt sich daher mit viel größerer Sicherheit gliedern als etwa die Kössener. Die Fältelung und die ausgedehnte Schuttbildung sind allerdings der genauen Feststellung der Mächtigkeit der einzelnen Zonen nachteilig; weshalb solche Maße meist nur angenähert gegeben werden können. Es werden hier die Zonen der Einfachheit halber mit L 1, L 2 u.s.w. bezeichnet und die verschiedenen Faziesbezirke gleich von Anfang an getrennt. Eine zusammenfassende Darstellung der gesamten Liasentwicklung erfolgt am Schluß der Zonen-Beschreibung.

I. Die Fleckenkalkfazies umfaßt das ganze Gelände nördlich des großen Hauptdolomitsattels mit Ausnahme des Stolzenberg-Südhangs.

L 1 Roter unterer Lias. Ob die obersten Partien des in den vorhergehenden Abschnitten ganz zum Thecosmilienkalk gestellten weißen Riffkalks schon unterliasisch sind, wie weiter im Innern des Gebirges nachgewiesen ist (z. B. im Sonnwendgebirg), läßt sich im Risserkogelgebirg mangels charakteristischer Fossilien nicht entscheiden; jedenfalls ist hier dieser ganze Riffkalk in sich durchaus einheitlich und setzt scharf ab gegen den untersten nachweisbaren, α_2 -Fossilien führenden Lias L 1. — Diese 3—6 m mächtige Zone besteht aus dünnbankigen, selten dicker gebankten,

wenig tonigen Kalken. Die Gesteinsfarbe ist hell-zinnoberrot in glatten, tief karminrot in mehr rauhen Varietäten, beide kommen nebeneinander im selben Gesteinsstück vor. Die Verwitterungsfarbe von ersterem ist ockergelb oder buntfleckig, auch grünlich, von letzterem graurot. Feine, weiß oder dunkel erscheinende Kalkspatadern durchziehen das Gestein. Nördlich des Plankenstein kommen Schwefelkieskonkretionen, an anderen Stellen Brauneisensteinputzen vor. Das Gestein ist fossilarm, von bestimmaren Versteinerungen wurde nur an der Bodenschneid eine *Rhynchonella plicatissima* QUENST. (Lias $\alpha-\gamma$, mit Schale) gefunden; GÜMBEL erwähnt von der Hintermaueralm eine *Schlotheimia marmorea* OPP., also ein α_2 -Fossil.

L 2 Gelber fleckenloser Liaskalk. Glatt, wie L 1 ohne Flecken, aber von anderer Färbung: gelblichgrau, seltener bläulichgrau oder hellbraun, die Fossilien zeigen häufig einen roten Überzug, Kluffflächen mitunter dunkle Manganhäutchen. Mergellagen im Gegensatz zu L 1 kräftig. Häufig wird der Kalk etwas kieselig und enthält grünlichbraune Hornsteine, die für ihn charakteristisch sind. Der Bruch ist muschelig, die Bankung von mittlerem Ausmaß, ab und zu großplattig. Die Mächtigkeit beträgt nur wenige (5—6) Meter, dann tritt ein allmählicher Übergang in L 3 ein. Nördlich der Kühzagl-Linie scheint L 2 — soviel die Glazial- und Schuttbedeckung erkennen läßt — etwas mächtiger und kieseliger entwickelt zu sein.

Die stets zweiseitig und gut — zum Teil mit Schale — erhaltenen Fossilien gehören den Horizonten α_2, α_3 bis β , oder allgemein dem unteren Lias an, doch ist die Annahme berechtigt, daß sich die Grenze L 2/L 3 nicht viel von der Grenze α/β entfernt und L 3, das ebenfalls Fossilien aus dem Bereich $\alpha_3-\beta$ enthält, im wesentlichen im β liegt. Mit der unteren Grenze reicht L 2 durch *Psiloceras extracostatum* und einen Fund von *Schlotheimia marmorea* außerhalb unseres Gebietes (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. SCHRÖDER) noch in den Horizont α_2 hinunter, wir können demnach diese Zone mit großer Wahrscheinlichkeit dem mittleren und oberen α des außeralpinen Lias gleichsetzen.

Fossilliste: *Psiloceras extracostatum* WÄHN. [$L\alpha_2$]. — *Arietites rotiformis* SOW. [unterer Lias]. — *Arietites (Vermiceras) notodianus* D'ORB. (= *Charpentieri* SCHAFFH.) mehrfach [$L\alpha_3$ und β]. — *Arietites Cordieri* CANAV. [$L\alpha$]. — *Belemnites* sp., Untergruppe *Breves* QUENST.

L 3 und L 4 Liasfleckenkalk. Da der Kalk in diesen Schichten durchaus überwiegt und die Flecken sich im Kalk und nicht in den Mergeln befinden, ist die Bezeichnung „Fleckenkalk“ hier zutreffender als die übliche „Fleckenmergel“. Unter L 3 sind glatte, weiche, hellgraue oder bläulichgraue Kalke mit spärlichen, kleinen gewöhnlich stabförmigen Flecken bsgriffen, die nach oben übergehen in L 4: etwas dunklere härtere Kalke mit zahlreichen großen, oft komplizierte Figuren bildenden Flecken. Der Bruch ist bei L 3 glatt und muschelig wie bei L 2, bei L 4 rauher. Die mittel- bis dickbankigen Kalklagen sind durch kräftige Mergellagen getrennt, die ausnahmsweise auch richtige Bänke bilden können. Kieselausscheidungen finden sich in L 3 wenig, in L 4 etwas häufiger, besonders oben, wo blaugraue Hornsteinlagen auftreten. Die Mächtigkeit des L 3 beträgt in der Bodenschneid-Gegend 15—20 m, zwischen Setzberg und Grubereck 15—25 m, am Roßkopf wahrscheinlich beträchtlich mehr. L 4 ist wesentlich mächtiger als L 3, in der Nordmulde wurden für L 3 und L 4 zusammen an der Wallbergkapelle gemessen: rund 160 m, am Suttenstein rund 140 m; in der Südmulde auf der Wurz südlich Setzberg 100 m, am Rauhenberg 90—100 m. Am Roßkopf und im Stümpflinggraben sind Messungen wegen lokaler Verfaltung schwierig, die Mächtigkeit dürfte wohl höchstens 100 m

betragen. Also bedeutende Mächtigkeit im Norden, Abnahme nach Süden. Diese Abnahme ist jedoch nur eine scheinbare, keine tatsächliche Schichtverminderung; sie ist davon herzuleiten, daß im Süden der Lias schon in geringer Höhe stark kieselig (L 5) wird als im Norden. Die Mächtigkeit der Fleckenkalkfazies im ganzen verringert sich nach Norden (s. Fig. 1a u. b Tafel I). Im Heischengraben und an anderen Stellen im Kühzagltal stehen ebenfalls L 3 und L 4 an, zum Teil stumpfe und weiche Fleckenkalke mit schiefrigen Zwischenlagen (so auch in der Weißach westlich Oberach) oder stumpfgraue Schiefer (L 6). — Fossilien sind an manchen Stellen wie in den Halden am Röthenstein und am Osthang der Bodenschneid nicht gerade selten; im allgemeinen muß aber der Fleckenkalk als fossilarm bezeichnet werden. Die horizontierbaren Versteinerungen des L 3 gehören dem unteren Lias im allgemeinen oder dem Bereich α_3 — β an (die Bestimmung des mittelliasischen paxillosten Belemniten ist unsicher), im Zusammenhang mit L 2 betrachtet, scheint, wie gesagt, L 3 im wesentlichen dem Horizont β anzugehören. Die Fossilien des L 4 reichen bis auf Höhe des außeralpinen δ hinauf: L 4 gehört also, zusammen mit L 5, zum mittleren Lias. Schalen sind bei den Ammoniten nicht erhalten, nur bei *Avicula sinnemuriensis*; die Erhaltung ist einseitig.

Fossilliste (S = SCHAFFHÜTTL, G = GÜMBELS FUNDE, die zum Teil auch zu L 5 gehören mögen): *Avicula sinnemuriensis* D'ORB. (= *A. grandis* SCHAFFH.) L 4 (auch G) [unterer und mittlerer Lias]. — *Arietites* cf. *rotiformis* SOW. (mehrfach) [unterer Lias]. — *Arietites* (*Vermiceras*) *notodianus* D'ORB. (= *Charpentieri* SCHAFFH.) L 3 (mehrfach, auch G und S) [$L\alpha_3$ — β]. — *Arietites* *Quenstedti* SCHAFFH. (= *notodianus* D'ORB.?) S „aus dem Rottachtal“ [unterer Lias]. — *Arietites* *Bucklandi* SOW. (auch L. v. BUCH „aus dem Rottachtal“ [$L\alpha_3$], stammt möglicherweise aus L 2). — *Arietites* *Rothpletzi* BÖSE L 3. — *Arietites* *bavaricus* BÖSE L 3 [L β]. — *Arietites* sp. L 3. — *Ophioceras raricostatum* ZIET. mehrfach L 3 (auch G) [L β]. — *Aegoceras* aff. *armentalis* DUM. L 3? G. — *Aegoceras* sp. (drei verschiedene unbestimmbare Spezies) L 4. — *Phylloceras alontinum* GEMM. L 4 [mittlerer Lias]. — *Phylloceras Partschi* STUR. (auch G) L 3 oder 4? [L β — γ]. — *Phylloceras Uermoesense* HERB. G. — *Rhacophyllites mimatensis* D'ORB. G. [mittlerer und oberer Lias]. — *Belemnites* cf. *apicicurvatus* BLAINV. (Formenkreis der *Paxillosi*?) L 3 [L γ — δ]. — *Belemnites* cf. *acutus* MILL. L 3. — *Belemnites* „*paxillosus*“ SCHLOTH. S.

Ferner wurde aus den stumpfgrauen Schiefen „L 6“ (s. dort), aber in den Zonen L 3/4 eingeschaltet, aufgesammelt: *Phylloceras* Gruppe *Partschi* STUR [L β — γ]. — *Belemnites dens* SIMPS. in Höhe von L 3 [L β].

L 5 Kieseliger Liasfleckenkalk. Über L 4 folgt ein rauher, harter, dunkelgrünlichblauer Kalk mit blauschwarzen verschwommenen Flecken, die häufig langgezogen und parallel angeordnet sind. Auf den Klufflächen findet sich immer ein feines Kalkspathütlein, eigentliche Kalkspatadern sind spärlich. Der Bruch ist scharfsplittrig und rau, die bräunlichgraue Oberfläche rissig, der Kieselgehalt erheblich; vielfach treten dunkelbraune und schwarze Hornsteinlagen auf. Ein starker Tongehalt macht sich besonders bei der Verwitterung bemerkbar. L 5 ist mittelbis dickgebant, die Mergellagen haben im Durchschnitt ein etwas geringeres Ausmaß als in L 3/4, lokal können sie aber auch recht mächtig werden, z. B. auf der Wurz. Der frische Verwitterungsschutt gleicht dem von L 3 und L 4, älterer Schutt zerfällt in kleine scharfe Splitter, dem Hauptdolomit nicht unähnlich, nur unregelmäßiger. Ist der Kalkgehalt ganz ausgelaugt, so bleiben weiße und gelbe (120 m südlich der Wallbergkapelle auch schwarze, manganhaltige), poröse und kieselige Gesteinsreste übrig, die auf den Wegen beim Darübergehen knirschen. Dies Knirschen

ist immer ein deutliches Merkmal starken Kieselgehalts und kündigt derartige Gesteine an, auch wenn sie nicht offen anstehen. — An der Wallbergkapelle beträgt die Mächtigkeit 80—90 m, auf der Bodenschneid wohl ursprünglich etwas mehr (die obere Grenze ist dort nicht mehr erhalten), am Setzberg etwa 110 m, auf der Wurz 140 m, am Rauhenberg ebenfalls 140 m; am Roßkopf und im Stümpflinggraben beträgt sie beträchtlich über 100 m. Nördlich der Linie Kühzagl-Enterbach ist L 5 nicht sehr kräftig entwickelt. Im allgemeinen nimmt also die Zone nach Süden zu (vgl. das bei L 3/4 Gesagte). Fossilien findet man nur spärlich, sie sind einseitig und selten mit Schalenresten erhalten. Möglicherweise gehören zu untenstehender Liste noch einige von GÜMBEL gefundene, unter L 3 und L 4 erwähnte Stücke: *Inoceramus Falgeri* MER. (G von der Bodenschneid). — *Hildoceras cf. perspiratum* FUC. [mittlerer oder oberer Lias]. — ? *Arietoceras algovianum* OPP. (G vom Setzberg) [L δ]. — *Arietoceras sp. ind.* [mittlerer Lias]. — *Amblyoceras Ferstli* HAU. (G vom Setzberg) [mittlerer bis oberer Lias]. — *Rhacophyllites eximius* HAU. (aus L 4 oder L 5) [mittlerer bis oberer Lias]. — *Belemnites* sp.

Die Fossilien deuten, wie in den benachbarten Gebieten, auf mittleren und oberen Lias in dieser Zone hin; in der Hauptsache dürfte es sich hier um Lias δ handeln.

L 6 Grauer Liasschieferkalk. Schon im oberen L 4 östlich des „Wechsels“, gelegentlich auch in L 3 (durch Fossilien belegt, s. dort), N. Kühzaglinie reichlich in L 3, L 4 und L 5 tritt eine Wechsellagerung dunkler kieselfreier Mergelkalke und Schiefer mit Fleckenkalcken auf. In der Doppelmulde herrscht diese Ausbildung allgemein an der oberen Grenze der Fleckenkalkfazies: nach einer Übergangszone (Wechsellagerung mit L 5) kommen fleckenlose, stumpfgraue, sandig-schiefrige Kalke, die sich in 15 m Mächtigkeit (am Rothkopf 16—18 m) entwickeln. Sie erinnern gelegentlich etwas an die *Choristoceras*-Zone der Kössener. Die dunkelgraue Farbe weicht mitunter helleren Tönen; selten bilden sich Platten oder größere kompakte Blöcke, die dann in der Verwitterungsrinde eine papierdünne Schieferung aufweisen. Die Mergelentwicklung ist meist reichlich. Von Fossilien wurde oberhalb L 5 nur *Inoceramus Falgeri* MER. gefunden. L 6 hat einige Ähnlichkeit mit den durch SCHLOSSER („Zur Geologie des Unterinntales“, 1909, S. 527) vom Erler Berg im Inntal beschriebenen grauen plattigen Mergel mit *Posidonomya Bronni*, also Lias ε. Jedenfalls gehört die Zone ihrer Lage nach zum oberen Lias.

L 10 Krinoideenkalkbänke. In die unteren zwei Drittel der Fleckenkalkfazies sind zwei 10—50 m übereinander liegende, gleichmäßig 70 cm starke Bänke eines grobspätigen grüngrauen sehr harten Kalkes eingelagert; stark kieselig, Oberfläche rau, zahlreiche bläulichbraune Hornsteinlagen oder -linsen, reichliche Kalkspatadern. Eine Menge Krinoideen (*Apiocrinus* sp.) wittern aus, sonst wurde nur ein *brevis*-ähnlicher Belemnit gefunden. Ähnliche „lichtgefärbte Krinoideenkalk“ beschreibt BODÉN vom Ringberg (l. c. 1915, S. 183). Die Bänke gehören dem unteren bis mittleren Lias an.

L 11 Schwarzer unterer Lias. Am Setzberg findet sich der unterste Lias lokal nicht rot sondern schwarz und stark kieselig ausgebildet als ein stumpf schwarzgrauer, mittel- bis dünnbankiger Kalk mit wenig Mergel; in jeder Bank der untersten 15 m sind schwärzliche Hornsteinlagen eingeschaltet. Mächtigkeit im Westen 20 bis 25 m, im Osten 10 m, doch verbergen hier Tektonik und Schuttbildung möglicherweise einen Teil der Zone, die auch L 2 wenigstens zu einem Teil mit zu vertreten scheint. Eine unmittelbare Fortsetzung westlich des Weißbachtals konnte bis jetzt noch nicht festgestellt werden. Wahrscheinlich gehört dieser L 11 zu einer im Westen

am Fockenstein (BODEN, „Geol. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein“, 1916, S. 210), an der Benediktenwand und im Herzogstand-Gebiet auftretenden dunkelgrauen bis schwarzen kieseligen Fazies des untersten Lias (= „Garland-Schichten“ WINKLERS?). Aufgeschlossen ist die Fazies an den beiden Wegen, die vom Wallberg-Haus und von der Wallbergalm in etwa 1500 m Höhe nach Süden führen.

II. Rotwandfazies: am Südhang des Stolzenbergs, Ausdehnung nach Osten, beste Entwicklung an der Rotwand (einige Kilometer östlich der Gebietsgrenze).

L 1 Roter unterer Lias. Im Südflügel der Südmulde ist am Stolzenberg der ganze Lias einschließlich L 1 stark kieselig entwickelt. L 1, hier 8 m mächtig, wird in den oberen Lagen von gelbbraunen Hornsteinen durchzogen; Mangan ist allenthalben als feines braunes oder metallisches Häutchen auf Kluffflächen und Fossilien, oder als Konkretion abgeschieden. Die horizontierbaren Fossilien zeigen α_2 und α_1 an, die Zone dürfte dem L 1 der Fleckenkalk-Fazies genau entsprechen und nur dessen kieselige Ausbildung darstellen, wie sich auch die Zonen L 2 bis L 5 noch in dem über L 1 am Stolzenberg folgenden L 7 angedeutet finden. Die meisten Fossilien sind gut erhalten, die Krinoideen in gelbbraunen Hornstein umgesetzt, die Ammonitenschalen — die nur einseitig, auf der Unterseite, erhalten sind — ebenfalls.

Fossilliste (G = von GÜMBEL am Stolzenberg gesammelte Stücke): *Cidaris* sp. — *Pentacrinus tuberculatus* MILL. [α_1]. — *Apiocrinus* sp. — *Rhynchonella* aff. *plicatissima* QUENST. [unterer Lias]. — *Terebratula* sp. — *Pinna* sp. — *Pecten* sp. — *Avicula sinemuriensis* D'ORB. (G) [α — δ]. — *Trochus* sp. (?). — *Schlotheimia marmorea* OPP. var. *evoluta* SUTN. (mehrfach und G) [α_2]. — *Belemnites* sp.

L 7 Kieseliger Liasfleckenkalk des Stolzenbergs. Statt L 2 und L 3 steht hier ein kieseliger, kleinfleckiger oder fleckenloser grünlichgrauer Kalk mit Mergellagen und reichlichen schwarzen Hornsteinen an, statt L 4 und Teilen von L 5 ein ebensolcher, aber dunklerer und großfleckiger Kalk. L 7 vertritt also in dieser Fazies den größten Teil der Fleckenkalkzonen L 2 bis L 5, ganz im Westen im Ankergraben (wo L 8 noch nicht entwickelt ist) wahrscheinlich auch L 6 mit, wird aber nach Osten und Süden zu immer mehr von dem hangenden L 8 verdrängt, wobei seine Mächtigkeit außergewöhnlich rasch abnimmt: im Ankergraben, wo Messungen schwierig sind, scheint sie noch über 200 m zu betragen, auf Höhe 1604 stehen nur noch 50 m an. Tektonische Reduzierung mag bei dieser Schwankung auch mit beteiligt sein.

L 8 Roter Liaskieselkalk. Diese Zone, die weiter im Osten der Rotwand den Namen gegeben hat, besteht aus fleischroten und grau-karminroten rauhen und sehr kieseligen Kalken mit geringen Mergelzwischenlagen und dünner bis mittlerer Bankung. Verwitterung: rote, beim Darübergehen knirschende Splitter. Die häufigen Hornsteinlagen sind braun, die Kalke zum Teil mit weißen Kalkspatadern durchsetzt. Die Mächtigkeit beträgt zwischen den Punkten 1604 und 1603 ca. 50 m und nimmt nach W. ab. Der Höhenlage nach entsprechen sie den Fleckenkalkzonen L 5 (obere Lagen) und L 6. Bestimmbare Fossilien fanden sich nicht, nur erwähnt GÜMBEL ein *Lytoceras fimbriatum* Sow. aus dem „roten Lias des Stolzenbergs“; das Exemplar dürfte als mittelliasisches Fossil wohl aus L 8, nicht aus L 1 stammen.

III. Fazies des Felsigen Kieselkalks L 9 (Dogger?). Die Grenze zwischen Fleckenkalk und Rotwand-Fazies wird einheitlich überdeckt von einem harten, felsbildenden Kieselkalk, der sich von dem übrigen Lias recht auffällig abhebt und außer in der ganzen Südmulde noch im Nordwest-Bereich der Karte entwickelt ist. Zuunterst lagern in der Stolzenberg-Rothkopf-Mulde 5 m eines grünlich grauen harten

Kalkes mit gelben Tupfen, der Bruch ist scharf und glatt, die Oberfläche rauh, die Verwitterungsfarbe hellgrau. Unten ist der Kalk unregelmäßig, oben regelmäßig dünn- bis mittelgebant; Mergel treten kaum auf. Darüber folgen 20 m kompakte felsige Kalke (Bankung nur schwach angedeutet) mit zahlreichen Kalkspatadern und streckenweise stark rötlichen Partien — wohl Infiltrationen aus den hangenden Aptychenschichten —, im übrigen den unteren 5 m gleich. Hier wie dort finden sich mächtige dunkel-grünbraune Hornsteinlagen; der Kieselgehalt ist wechselnd, rissige Kieselknollen sind allenthalben ausgewittert. Die Formen der Felsen, die um die Höhen 1604 und Rothkopf ein geschlossenes Band bilden, erinnern an Thecosmilienkalk, die Verwitterungsfarbe ist aber etwas rötlicher, der Kalk weniger spröde. Aus den zahlreichen Fossiltrümmern waren nur erkennbar *Rhynchonella* sp.¹⁾, *Belemnites* sp., *Apiocrinus* sp. Über diesen kompakten Kalken folgen im Ankergraben: 5—6 m zweifelhaft anstehende, ähnlich gebantke Kalke, dann nach 20 m Schuttbedeckung: 24 m unregelmäßig dünn- bis mittelgebantker, nach oben zu kompakter graubrauner Kalk mit viel Hornstein, und über diesem: 8 m wulstige, fast kompakte, dunkelgraublaue Kalke. Die Gesamtmächtigkeit dieser Zone beträgt im Ankergraben 60—80 m, weiter oben bei Punkt 1603 mehr: an 100 m; am Roßkopf, schon verkürzt, 40—50 m; sie nimmt also nach Norden zu rasch ab, nach Westen etwas langsamer. In der Jura-Mulde südlich des Setzbergs kommen im Südflügel und in der Muldenachse zunächst 20 m mergellose, dünn- und festgebantke, splittrige und spätige Krinoideenkalke von rötlich- oder gelblichbrauner Farbe; kleine grellgelbe Foraminiferen und rote Infiltrationen geben dem Gestein vielfach ein buntes Aussehen. In den oberen Partien finden sich bis $\frac{1}{2}$ m starke grau- oder rotbraune Hornsteinlagen. Eine Brekzie, die sich an der Westseite der Mulde gegen oben hin einstellt, ist tektonischer Natur. Die in dieser Schicht gefundenen Fossilien: kleine Krinoideen, Brachiopoden und Belemniten waren nicht näher bestimmbar. Über diesen 20 m folgen im Süden 4 m kompakte und 2 m gebantke bräunliche Kalke, L 9 ist hier also 26 m mächtig; in der Muldenachse sind es noch knapp 20 m. Im Nordwesten konnte noch ein Schwanken zwischen 5 und 10 m gemessen werden. Der Nordflügel selbst ist durch eine Verwerfung abgeschnitten bzw. zertrümmert. Zwischen Setzberg und Rothkopf hat sich auf dem Rauhenberg ein kleiner Rest L 9 in der Muldenachse erhalten; in der Nordmulde fehlt er völlig, ebenso südlich der Reichsgrenze und nördlich des Kühzaglbachs. Dagegen tritt die Fazies nördlich der tektonischen Linie Kühzagl-Enterbach bei Pförn wieder in größerer Mächtigkeit auf (50 bis 80 m), sie enthält hier umfangreichere dunkle Mergelpartien und bituminöse Einlagerungen. Nach Osten keilt sie rasch aus, am Lohbichl bei Oberach taucht sie zum letztenmal in ca. 40 m Mächtigkeit aus dem Schotter auf.

Dieser Felsige Kieselkalk wurde bisher in unserem und den benachbarten Gebieten dem Lias zugezählt. Auch die oben genannten Fossilfunde genügen nicht, eine andere stratigraphische Einordnung zu stützen. Der petrographischen Ausbildung nach möchte man die Schicht allerdings lieber dem Dogger zuzählen, wofür auch die Lückenhaftigkeit des Auftretens und die Verschiedenheit der Begrenzung von den Faziesgrenzen des Lias spräche. Die in der östlichen Fortsetzung der Stolzenberg-Mulde gelegenen Vorkommen eines identischen Kalkes im Rotwand- und Brunnsteingebiet liegen über oberliasischen Posidonienschiefen und sind hier ziemlich sicher Dogger.

¹⁾ Ein Bruchstück, das vom Wirbel bis nahe zum Stirnrand hin feine Schaltrippen zeigt, ähnlich *R. furcillata* LAM. und *R. rimosa* V. BUCH. Es ist aber breiter und flacher als diese beiden liasischen Formen, im übrigen infolge seiner mangelhaften Erhaltung nicht spezifisch bestimmbar.

IV. Die Bayrachenfazies berührt nur an der Neuen Klause (Bayrache) die Reichsgrenze und enthält den vertikal stark reduzierten Lias dieses Teils der Kiefernfeldener Mulde. Die Fazies soll — ebenso wie später die oberjurassische Fazies dieses Bezirks — hier nur insoweit behandelt werden, als sie die über die neun stratigraphischen Kilometer des Hauptdolomitsattels hin völlig veränderten Verhältnisse im Lias gegenüber der Fleckenkalk-, Rotwand- und Felsigen Kieselkalk-Fazies zeigt. Einzelheiten (auch für den Oberen Jura) siehe in den Erläuterungen von AMPFERER zum Blatt Achenkirch 1914, S. 15—18.

L 12 Roter Lias in Adneter Fazies. Über dem in den obersten Lagen stark rot gefärbten Thecosmilienkalk liegen an der Neuen Klause $\frac{1}{2}$ m tiefrote schiefrige Kalke und 7 m ebenso gefärbte dünnbankige feste Kalke ohne Mergel. An der Grundache scheinen sie etwas mächtiger entwickelt zu sein, nach oben stellen sich hier dickere Bänke und Mergellagen ein. An Fossilien wurden im Anstehenden am Bachrand einige schalenlose Cephalopoden und Zweischaler bemerkt, die aber nicht bestimmbar waren; GÜMBEL erwähnt von der Neuen Klause eine Anzahl Fossilien, deren Fundplatz aber nicht wieder zu entdecken war: Aus dem unteren Lias: *Schlotheimia marmorea* OPP. [α_2]. — *Phylloceras cylindricum* SOW. [unterer Lias]. — *Psiloceras Emmrichi* GÜMB. [α_{2-3}]. — *Ectocentrites Petersi* HAU. [α_{2-3}]. — *Arietites Saucanus* D'ORB. [$\alpha(-\beta?)$]. — *Arietites stellaeformis* GÜMB. [$\alpha(-\beta?)$]. — *Aulacoceras liasicum* GÜMB. [$\alpha(-\beta?)$]. — Aus dem mittleren und oberen Lias: *Rhacophyllites mimantensis* D'ORB. [mittlerer bis oberer Lias]. — *Phylloceras Nilssoni* HÉB. (= „*Ammonites Calypso* D'ORB.“) [oberer Lias bis unterer Dogger]. — *Amblyoceras Ferstli* HAU. [mittlerer bis oberer Lias]. — *Lillia Comensis* v. BUCH [oberer Lias].

Nach dieser Fossiliste, die aus GÜMBELS großem Liasverzeichnis zusammengestellt wurde, vertreten diese 7,5 m rote Kalke, ähnlich wie im Sonnwendgebirge, den ganzen Lias.

Zusammenfassung des Lias und des Doggers. Fig. 1 Tafel I zeigt zwei Profile durch die noch vorhandenen Reste des Juras, die zur Ebene zurückgebogen und in ihren natürlichen Formen (nur 10fach überhöht) und in ihren ursprünglichen stratigraphischen Entfernungen dargestellt sind (die Skala an der Basis zeigt die stratigraphischen Kilometer an). — Es ist ersichtlich wie die roten Kalke L 1 die einheitliche Basis des Lias im ganzen Gebiet bilden, im Bereich der Rotwandfazies sind sie kieselig entwickelt, südlich der Reichsgrenze ist der gesamte Lias als L 12 in roten Kalken ausgebildet. An einer Stelle, am Setzberg, greift in den untersten Lias die Hornstein-reiche Fazies eines schwärzlichen Kalkes L 11 über, die zu Vorkommen in westlich gelegenen Bezirken der kalkalpinen Vorzonen Beziehungen hat. Für den größten Teil des Gebietes folgt über L 1 die Fleckenkalkfazies, unten noch fleckenfrei, nach oben mit immer größeren Flecken gezeichnet und dunkler, kieselig werdend, im Süden früher als im Norden. Eingelagert sind (hauptsächlich im Norden) und den oberen Abschluß der Fazies bilden (südlich der Kühzagl-Ringberg-Linie) graue, meist fleckenlose, rauhe Kalke, die nicht kieselig sind. Die Mächtigkeit dieser Fazies beträgt im Süden 270 m, unmittelbar nördlich der Kühzagl-Ringberg-Linie 200—250 m. Die nach oben zunehmende Kieselanreicherung und Resorption der Schalenreste kann vielleicht als ein Zeichen allmählicher Tieferlegung des Meeresbodens im Bereich dieser Fazies angesehen werden.

Am Stolzenberg geht sie einheitlich und rasch in die Rotwandfazies über, die durchweg kieselig entwickelt ist und eine bedeutende Abnahme der Mächtigkeit aufweist, obgleich die Ablagerungen denen der gesamten Fleckenkalkfazies äqui-

valent sind. Von Anfang an haben hier andere Absatzbedingungen geherrscht, außer einer größeren Küstenferne wohl sicher eine bedeutendere Meerestiefe.

Beides dürfte in verstärktem Maße auch für die Bayrachen-Fazies zutreffen. Dagegen weist nördlich der Kühzagl-Ringberg-Linie der Lias in der Fleckenkalkfazies nach Norden hin zunehmend litoralen Charakter auf (vgl. DACQUÉ, l. c. S. 26 bis 30 und BODEN, l. c. 1915 S. 182—187 und 1916 S. 208—211).

Überdeckt wird die Fleckenkalk- und die Rotwandfazies von der felsigen Kieselkalkfazies L 9, die nach Norden nicht weit, nach Westen mindestens 6 km über die Ränder der Rotwandfazies hinausreicht und dann ebenso wie nach Süden auskeilt. Erst im Nordwesten, schon jenseits der Ringberglinie, taucht sie wieder auf, diesmal nach Osten auskeilend und im Westen auf längere Erstreckung hin durchhaltend. Diese Fazies, die wir für Dogger zu halten erhebliche Gründe haben, zeigt also ein recht lückenhaftes Absatzgebiet. Südlich der Kühzagl-Ringberg-Linie finden sich weitere Doggerablagerungen sicher nicht, nördlich ist zu vermuten, daß die obersten Teile der Fleckenkalkfazies — wenigstens dort, wo L 9 nicht entwickelt ist — schon dem Dogger angehören, wie ja in den kalkalpinen Vorzonen der näheren und fernerer Nachbarschaft unseres Gebietes Dogger in Fleckenkalkfazies in letzter Zeit immer häufiger nachgewiesen wird.

Auf die Faltung reagierte der Liaskomplex wie ein weiches elastisches Medium, er blieb im ganzen kompakt, nur bildeten sich gelegentlich sekundäre, bei der Gleichförmigkeit des Gesteins schwer auszumachende isoklinale Falten (Setzberg, Osthang des Laiterkopfs u.s.w.). Das Schichtgefüge ist besonders in den mittleren und oberen Partien durch die Fältelung gelockert, die Abtragung dadurch erleichtert. Am intensivsten wirkt die Erosion an den Schichtköpfen senkrecht zum Streichen und zwar durchweg an der Ostseite bedeutender (steile felsige Halden) als an der Westseite (weniger steile, glatte, dicht bewachsene Hänge). Diese stärkere Abtragung an der Ostseite hat ihren Grund zum Teil in der Neigung der Muldenachsen nach Westen, zum Teil auch in den Schneewächten mit Lawinenbildung an der Ostseite, die beim Niedergehen reichliches Gesteinsmaterial mit zu Tal reißen. Parallel zum Streichen, also im Süden und Norden, werden die Muldenflügel des Lias meist durch Thecosmilienkalkmauern gestützt und können sich so orographisch höher aufbauen (Setzberg, Röthenstein), als bei ungeschützter Lagerung, wo sie der Wasser- und Eiserosion keinen ernstlichen Widerstand zu leisten vermögen (Siebelberg). Härter als die Fleckenkalk sind der rote Kiesellias L 8 und vor allem der felsige Kieselkalk L 9, der u. a. im unteren Weißbachtal der Erosion auffallend kräftig widerstanden hat und mit einem Sporn vom Südhang des Ringbergs nach Osten quer über das Tal bis an den Nordfuß des Wallbergs reicht.

Starker Tongehalt macht die Mergelkalk, die ja die größte Verbreitung im Lias besitzen, wenig durchlässig, man trifft deswegen überall reichlich Wasser an, wenn auch nicht in dem Übermaß wie in den Kössenern. Der Boden ist fett und fruchtbar und trägt die größten und reichsten Almwiesen. Die Wälder — meist Nadelholz — sind ebenfalls wohl entwickelt.

Oberer Jura.

J 1 Die Roten Aptychenschichten bleiben auf der Karte an Ausdehnung hinter den bisher beschriebenen Formationsstufen weit zurück; sie bilden den Kern der Südmulde, sind aber in der Nordmulde durch die Erosion entfernt, im Kühzagltal tauchen sie in geringfügigen Vorkommen mehrfach auf, am Ring-

berg, unser Gebiet nicht mehr berührend, bilden sie zusammen mit dem Tegernseer Marmor (J 2 der Karte) den Oberen Jura. Südlich der Reichsgrenze treten an die Stelle der roten Aptychenschichten weißgraue Kalke J 4 (s. unten).

Eine im Ankergraben sichtbare 2—3 cm starke Tonsandlage deutet die Zäsur des Doggers zwischen der Sedimentation des L 9 und des J 1 an. Südlich des Setzbergs liegen über L 9: 15 m karminrote feste dünnbankige bis schiefrige Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen und reichlichem dunkelgrüngrauen oder roten Hornstein. Kalkspatadern und dunkelgrüne Manganputzen treten häufig auf. Diese unteren Partien lassen sich beim Darübergehen an dem Knirschen der roten und weißen ausgelaugten Splitter erkennen. Sie bilden felsige Hänge ähnlich dem L 9, nur weniger kompakt. Darüber lagern einige Meter grauroter Bänke mit Hornsteinen, glatt, weniger kieselig. Dann folgen weichere, glatte, tiefrote, mitunter auch graue und braune Kalke mit wenig braunrotem Hornstein und ohne wesentlichen Kieselgehalt (kein Knirschen). Die Bankung ist dicker, die Mergellagen sind kräftiger als in den unteren Lagen. Auch hier treten grüne Manganflecken auf. Die Mächtigkeit beträgt 30—40 m, ohne erhaltene obere Grenze; ursprünglich ist sie zweifellos größer anzunehmen. Am Stolzenberg stehen etwa 200 m Aptychenschichten an, davon dürfte aber mindestens ein Viertel auf Kosten der im Oberjura wie im Lias beträchtlichen Verfälschung zu setzen sein. Die Schichten sind hier ähnlich wie die am Setzberg entwickelt, nur im ganzen kieseliger; doch nimmt auch hier der Kieselgehalt in den obersten Partien ab.

Aptychen sind stellenweise häufig, sonstige Fossilien selten. Es wurden gefunden: *Terebratula* sp. — *Aptychus lamellosus* VOLZ (sehr häufig in allen Größen). — *Aptychus punctatus* VOLZ. — *Aptychus gracilicostatus* GÜMB. — *Aptychus* sp. (sehr klein, 1—1,5 mm lang). — * *Gryphaea* sp.

Die Aptychenschichten dürften auch hier, wie anderwärts, das untere Tithon vertreten, ob die roten Kalke auch tiefere Malmstufen darstellen — wie von DACQUÉ im Schliersee-Rotwandgebiet nachgewiesen — läßt sich hier nicht feststellen.

Der Baumbestand in den Aptychenschichten ist etwas licht; Almen finden sich nur bei gleichzeitiger Moränenbedeckung.

J 3 Grauer Hornsteinkalk. Eine größere Rolle als nördlich des großen Hauptdolomitsattels spielen oberjurassische Schichten südlich desselben. Wie im Lias ist das stratigraphische Bild des Oberen Jura an der Bayrache ziemlich verschieden von dem der nördlichen Vorkommen. Es liegt hier über dem gering mächtigen Lias zunächst 1 m blaugrauer Kalk mit wenig Mergellagen, dann 70—75 m gelblichgraue, glatte, feste Kalke von mittlerer Bankung und ohne Mergellagen, mitunter mit schwachen langgezogenen Flecken. Fast in jeder Bank sind 1—3 cm, ausnahmsweise 10 cm, starke braunschwarze Hornsteinlagen eingeschaltet. Die Kalke haben einige Ähnlichkeit mit den 20—80 m liasischen „grauen Kalken voll schwärzlicher und gelber Hornsteine“ am Juifen (ROTHPLETZ, Das Karwendelgebirge, 1888, S. 32), werden aber allgemein dem oberen Jura zugezählt (s. auch AMPFERER l. c. 1914, S. 18—19). Die Ablagerung dürfte unteren oder mittleren Malm darstellen, während die folgende Schicht J 4 entsprechend den roten Aptychenschichten J 1 als oberster Malm anzusehen ist.

J 4 Hellgrauer Tithonkalk 270—300 m. Lichtgraue, außen fast weiße, glatte weiche Kalke, wohlgebant mit mäßigen Mergelzwischenlagen. Vereinzelt treten Kieselknauern auf, nur einige Kilometer östlich der Neuen Klause werden sie lokal stärker kieselig. AMPFERER erwähnt (l. c. S. 19) Aptychenfunde aus diesen Schichten.

Sie sind identisch mit den oberen, grauen Aptychenschichten im Brunnsteingebiet (vgl. bei HASEMANN). — Auf eine eingehende Beschreibung dieser Fazies muß hier verzichtet werden, da sie nicht mehr zum Risserkogelgebiet gehört. Sie sei hier nur als Gegensatz zur Ausbildung im Norden und wegen ihres bei Sichtung des Moränenmaterials in Betracht kommenden Gesteinscharakters erwähnt.

Neokom.

Die weichen roten Aptychenkalke werden in der Stolzenberg-Mulde nach oben rasch einheitlich grau und wieder kieselig; gelegentlich sind Flecken zu beobachten, zwischen den Bänken lagern reichlich Mergel. Da keine Fossilien zu finden waren, konnte die Zuteilung zur unteren Kreide nur auf Grund der stratigraphischen Höhenlage und der Ähnlichkeit im Habitus mit dem am Söllbach (BODEN, l. c. 1915 S. 187), im Aalbachgraben und am Schliersee (DACQUÉ l. c. S. 32), sowie im Wendelsteingebiet entwickelten Neokom erfolgen. Es ist aber fraglich, ob nicht doch graue Aptychenschichten, also noch oberstes Tithon, vorliegen. Südlich der Reichsgrenze ist das Neokom in bedeutender Mächtigkeit vorhanden; es liegen zuunterst dünnplattige bis schiefrige, weiche, stumpfgraue und fleckenlose Mergelkalke, dann werden sie nach oben zu vielfach dickbankig, splittrig, rauh und blaugrau. Liasähnliche Flecken wie in den erwähnten nördlichen Vorkommen fanden sich hier nirgends, dagegen sind braune Rostflecken besonders für die unteren Partien charakteristisch. Die Mächtigkeit beträgt in der Kiefersfeldener Mulde nach AMPFERER (l. c. 1914) 100—200 m, am Stolzenberg sind von der ursprünglichen Mächtigkeit nur mehr 20—30 m erhalten. Auf der Karte wurden oberer Jura und Neokom mit einem dunkleren Rot gegeben, um die Muldenkerne dadurch deutlich zu machen.

Tektonik.

Das Gebiet, das die Karte darstellt, ist einfach gebaut. Beziehungen zu den größeren tektonischen Problemen der Alpen werden sich lediglich bei der Besprechung einiger Verwerfungen, der Siebelbergsenke und der Kühzagl-Ringberg-Linie ergeben; die letztere verläuft aber auf eine zu kurze Strecke innerhalb des Gebiets, als daß mehr als Beiträge zur Lösung der an diese Linie geknüpften tektonischen Fragen gegeben werden könnten. — Was das Gebiet auszeichnet, ist die Klarheit und Aufgeschlossenheit seines Baues, die gewöhnlich eine Festlegung bis in Einzelheiten hinein erlaubt und damit eine hinreichend genaue Darstellung einer einfachen, fast modellartigen Gebirgsfaltung ermöglicht. GÜMBEL¹⁾ hebt diese Verhältnisse hervor: „Hier finden wir die Wirkung einer Zusammenfaltung der weicheren, jüngeren Schieferschichten bewunderungswürdig klar vor Augen und in scharfen Kontrast zu den zackigen Bergformen des Hauptdolomits gestellt, dessen minder biegsame Gesteinsmassen, statt sich in Falten zu legen, in endlose kleine Splitter zerklüften.“

In den Tegernseer Bergen läßt sich der Alpenrand in sieben von außen nach innen an Formationsalter im allgemeinen zunehmende, durch tektonische Linien erster Ordnung getrennte Zonen gliedern, deren vierte und fünfte von Norden (die „kalkalpinen Vorzonen“) tektonisch besonders stark in Anspruch genommen sind, während die sechste, die „kalkalpine Mittelzone“, der das Risserkogelgebiet

¹⁾ „Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirgs“, 1861, S. 373 oben.

zugehört, regelmäßige und im großen wenig gestörte Faltung aufweist. Eine siebente Zone bilden die Kalkhochalpen als „kalkalpine Innenzone“, sie berührt unser Gebiet aber nicht mehr. Der Querschnitt der Mittelzone bleibt sich im Osten und im Westen ungefähr gleich: nördlich an die „Kiefersfeldener Mulde“ (unmittelbar südlich der Reichsgrenze) anschließend ein breiter Hauptdolomitsattel und dann eine bis zum Tithon (bzw. Neokom) hinaufreichende Großmulde. Vgl. auch Karten und Profile bei DACQUÉ (Schliersee-Spitzingsee-Gebiet) und BODEN (Gebiet westlich der Weißbach).

In unsere Karte fällt davon nur der Hauptdolomitsattel und die nördliche Großmulde, die als Doppelmulde (in folgendem „Nord-“ und „Südmulde“ genannt) ausgebildet ist und sich von Westen nach Osten durch Einschieben einer Anzahl Nebenfalten mehr und mehr kompliziert und verbreitert. Im Zusammenhang mit dieser Verbreiterung steht die Nordversetzung der Kühzagl-Ringberg-Linie nördlich des Wallbergs, durch welche der Kamm dieser Faltungszone im Osten vergrößert und die Bildung von mehr Nebenfalten ermöglicht wurde. Diese allmähliche Vermehrung der Falten ist auf der Karte deutlich ausgeprägt: die kleine Mulde südlich des Wallberggipfels z. B. reicht dort nur bis zu den Kössenern, an der Bodenschneid unter gleichzeitiger Verdoppelung bis zum Lias; weiter östlich löst sie sich wieder auf, während sich nördlich von ihr eine neue, bis zum Leitzachtal reichende und in der Flachlegung des Plattenkalks schon am Wallberg und nördlich der Bodenschneid angedeutete Mulde (Profil I und II) entsteht. Eine weitere Folge der Verbreiterung des Faltungsraumes im Osten ist die Erweiterung des „Zwischensattels“ zwischen den beiden Liasmulden: er ist im Westen (Profil I) noch so schmal zusammengedrückt, daß nur geringfügige Plattenkalkkomplexe in der Sattelachse (Lahngraben und Schiffbach) Platz haben. An der Suttentalm dagegen (Profil II) erscheint der Kössener-Sattel durch Einschieben mehrerer Sekundärfalten weit gespannt und der Plattenkalkkern breiter und flacher; das Thecosmilienkalk-Gewölbe ist allerdings fast ganz zusammengestürzt, doch sind seine Reste in umfangreichen Trümmerfeldern (auf der Karte mit „(T)“ bezeichnet), die nicht von den Thecosmilienkalkrändern der Nord- und Südmulde stammen können, erhalten. Noch bedeutend größer, zugleich um mehrere hundert Meter höher gelegen, ist der Plattenkalkkern des Zwischensattels weiter im Osten am Schwarzenkopf südöstlich des Spitzingsees. — Die Unregelmäßigkeiten der Faltenzüge auf dem Kartenbild stammen also von solchen Sekundärfalten und -fältchen, die sich häufig nur innerhalb einer einzigen Schicht (z. B. Plattenkalk oder Kössener, s. die Profile) bilden und rasch wieder verschwinden; sie stellen sich in diesem Falle als Auswirkung des ungleichen Widerstandes dar, den die einzelnen Formationen dem Faltungsdruck entgegensetzten.

Die Profile — Faltungsbilder, wie sie nur eine im ganzen doch sehr plastische Masse bieten kann — sind als Ansichtsprofile konstruiert, stellen also nicht Schnitte dar; II ist in der Natur am besten zu übersehen von der Lahner- und Riedereckalm, I weniger gut von den Höhen westlich Dorf Kreuth, aber auch vom Weißachtal aus.

Das Streichen der Faltenzüge ist fast durchweg westöstlich, nur am Westfuß des Wallbergs und der Bodenschneid sowie am Südwestflügel des Schinder finden sich ostnordöstliche Streichrichtungen. Die Achsenebenen der Sättel und Mulden stehen nicht saiger, sondern, wie die Profile I und II dartun, 10—15° nach Süden, nur am Bodenschneid-Stolzenbergzug ebensoviel nach Norden übergeneigt. Die Mulden- und Sattelachsen fallen im allgemeinen nach Westen ein, eine Er-

scheinung, auf die auch DACQUÉ (l. c. S. 50) aufmerksam macht und die sich auch noch auf eine weitere Erstreckung hin auszudehnen scheint. Die Beträge dieser Neigung sind zum Teil recht bedeutend: an der Kössener Mulde südlich des Wallberggipfels liegt der Ostrand auf 1490 m, der Westrand auf 1390 m Meereshöhe, also 100 m Gefäll auf 1400 m Längenerstreckung; die Aptychenmulde südlich Setzberg: Ostflügel 1500 m, Westflügel 1410 m = 90 m Gefäll auf 400 m; die Aptychenmulde am Stolzenberg: Ostflügel 1350 m, Westflügel 1220 m = 130 m auf 1100 m. Daß trotzdem kein gleichförmiges Gefäll von Osten nach Westen entsteht — wobei die Schichten im Westen untertauchen müßten — hat seinen Grund in Nord-Süd-Brüchen, die im allgemeinen in den Tälern verlaufen und die einzelnen Abschnitte so gegeneinander verschoben haben, daß die mittleren Achsenhöhen der Mulden sich ungefähr gleich bleiben (vgl. Tafel II Fig. 9); außerdem kommt mitunter ein Ostfallen von Achsen vor, z. B. in der Liasmulde südlich des Wallbergs.

An einer Stelle ist in dem regelmäßigen Durchziehen der Mulden und Sättel eine Lücke: landschaftlich schon fällt die fast quadratisch begrenzte Siebelberg-Senke auf. Ihre Hänge bestehen aus mächtigen Kössener-Schmieren, Lias-Schutthalden und Trümmerfeldern von Thecosmilienkalk, an denen oft schwer zu unterscheiden ist, ob das Gestein ansteht oder durch Eistransport, Einstürze oder Herausquellen an seine jetzige Stelle gelangt ist. Die flacheren Teile sind zudem noch mit Sumpf und Moräne überdeckt, aus denen in der südlichen Hälfte allenthalben isolierte Plattenkalk-, Kössener und Thecosmilienkalkblöcke und -schollen auftauchen; den ganzen Bezirk westlich der Rottach macht eine dichte Waldbedeckung unübersichtlich. GÜMBELS Vermutung eines Einbruchs hat sich als richtig erwiesen. Freilich ist hierbei nicht an einen Einbruch zu denken, bei dem der betreffende Bezirk einfach tiefer gelegt worden wäre; die Aufnahme ergab vielmehr einen einseitigen Einbruch von eigentümlicher Ausbildung: Während die Nordmulde intakt über das Rottachtal wegzieht, fehlt an dieser Stelle der Zwischensattel (Wallberghaus-Stümpfling) und der Nordflügel der Südmulde völlig, bis auf eine zur Seite gedrückte horizontale Thecosmilienkalkscholle und einen kleinen Kössener Komplex im unteren Schiffbachthal; der Südflügel der Südmulde hat sich nach Norden ausgebreitet und diesen ganzen Raum eingenommen: der Lias des Muldenkerns grenzt nun südlich Punkt 882 unmittelbar an den hier besonders stark zertrümmerten Thecosmilienkalk der Nordmulde. Aus der Karte geht hervor, wie sich dieses Verschieben des Südflügels im Westen durch allmähliches, allerdings auch mit Brüchen (Schreistein) verbundenes Vordrücken einleitet, während es sich im Osten an einem scharfen Bruch vollzieht, östlich dessen die normale vollständige Südmulde wieder einsetzt. Profil III zeigt diese Lagerung im Aufriß von Osten her: der Südflügel hat sich, mehrere Sekundärfalten bildend, nicht allein nach Norden ausgedehnt, sondern auch gesenkt, so daß der Liaskern viel tiefer zu liegen kommt als in dem normalen Muldenkern am Siebeligrat und am Rauhenberg. Dieses Verhalten eines kleinen ringsum von normaler Faltung umgebenen Bereiches wird sich nur durch Absinken des Zwischensattels und des Nordflügels der Südmulde in einen bei der Faltung gebildeten Hohlraum erklären lassen: den so entstandenen freien Raum mußten dann, bei süd-nördlichem Gebirgsdruck, notwendig die Schichten des Muldenkerns und des Südflügels der Südmulde einnehmen. Das Verhalten dieses Flügels hier und in seiner westlichen Fortsetzung beweist, daß das Absinken gegen Ende der Auffaltung dieses Gebirgstils eingetreten sein muß, als Sättel und Mulden schon vorhanden, aber noch nicht ganz fertig ausgebildet waren. Vielleicht ist der be-

schriebene Vorgang gleichzeitig und geht auf die gleiche Ursache zurück, wie der Einbruch des weiter unten zu besprechenden großen Hauptdolomit-Sattels; die Hohlräume, welche die Einbrüche veranlaßten, könnten mit einer Überschiebung in Verbindung gebracht werden, bei der zwischen dem basalen Gebirg und dem während oder nach der Überschiebung gefalteten hangenden Gebirg Diskrepanzen entstanden, die durch Zusammenbrechen der überlagernden Gebirgsteile ausgeglichen wurden. Doch soll damit nur eine Möglichkeit angedeutet werden; derartige Vorgänge müssen, ehe eine einwandfreie Erklärung möglich ist, erst noch in anderen Gebieten vergleichend untersucht werden.

Wie oben angedeutet, kündigt sich diese Dislozierung von Westen her schon auf beträchtliche Entfernung in der zunehmenden Flachlegung des Südflügels der Südmulde an: sie tritt auf der Karte bereits im Röthensteintal hervor und verursacht am Plankenstein eine ganz annormale Ausdehnung der Thecosmilienkalk-Signatur. Damit ist nicht gesagt, daß diese Schicht hier söhlig gelagert sein müsse, die Thecosmilienkalk-Platten liegen vielmehr in großen, etwa 45° N. fallenden Schuppen nebeneinander (siehe Tafel II Figur 11a und nicht b). Der Plankenstein selbst hat also die Verschiebung nicht mitgemacht, er steht fast saiger und in der Linie Daffenstein-Rotzignoosberg-Stolzenberg ausgerichtet, nur seine Ostflanke weist eine leichte Verbiegung nach Nordost auf. Dagegen war offenbar in der Tiefe der Gebirgsdruck stärker bzw. der Druckwiderstand im Norden infolge des Einbruchs am Siebelberg schwächer, und so wurde die Basis des Plankensteins unter diesem Weg nach Norden vorgeschoben, eine ähnliche Erscheinung wie weiter östlich am Lahnerkopf, wo sich der Hauptdolomit unter dem nur wenig nach Norden verschobenen Plattenkalk in Form einer Sekundärfalte hindurchgepreßt hat (siehe Profil III). Am Schreistein endlich sind nun auch die oberen, dem Plankensteinfelsen entsprechenden Partien des Thecosmilienkalks nach Norden bewegt, wobei sich eine von der Riedereckalm aus sichtbare Stauchung bildete (Profil III); die Lias-Fleckenkalke haben die Bewegung nicht mehr ganz mitgemacht, wurden abgescheert und stoßen nun mit ihren Schichtköpfen senkrecht auf die NW. fallende Thecosmilienkalkscholle des Schreisteins. Dicht östlich des Felsens gleiten die Kössener an einer SW.-NO.-Verwerfung weit nach Nordost vor in die eigentliche Siebelbergesenke.

Der breite Hauptdolomit-Streifen im Süden wurde seiner Einheitlichkeit und Breite wegen meist nicht als einfacher Sattel, sondern als eine durch Isoklinalfalten, Überschiebungen u.s.w. verbreiterte Zone aufgefaßt. Bei der beträchtlichen Breite von 5 km, bei der Höhe der Gipfel und der Tiefe der Taleinschnitte (größte Höhendifferenz fast 1100 m), bei der Neigung der Schichten von meistens $45-60^{\circ}$ müßte dann aber, auch wenn wir für den Hauptdolomit eine Mächtigkeit von 1300 bis 1500 m annehmen, das Hangende oder das Liegende doch irgendwo mit eingefaltet oder eingekilt und sichtbar sein. Aber derartige Isoklinalfalten sind nirgends zu sehen — kleine Nebenfalten an der Bernauer Alm und am Ausgang des Rauensack-Tales bleiben lokal —, ebensowenig Zusammenschübe von größerem Ausmaß — die vorkommenden Blattverschiebungen lassen sich in ihrer Länge und ihrer Wirkung recht genau festlegen —, vielmehr zeigen die verschiedenen im Hauptdolomit aufgenommenen Profile einen einheitlich angelegten Sattel (Profil I und II), dessen First im südlichen Drittel liegt (der südliche Schenkel ist stärker geneigt: i. D. 60° , als der nördliche: i. D. 45°). Die Achsenebene ist nach Süden übergeneigt, beide Plattenkalkwiderlager fallen dagegen steil Süd. Fig. 2 Tafel II zeigt diese ursprüngliche Sattelform. Die Firstlinie erreicht, wenn man sie zwischen Halserspitz

und Risserkogel rekonstruiert, eine Höhe von mindestens 3000 m ü. M. Wäre der Sattel intakt, so müßten die Raibler in den Tälern, die doch bis unter 800 m M.H. hinabreichen, auftauchen. Da sie aber, wie die Temperatur der Schwefelquellen bei Bad Kreuth schließen läßt, dort mindestens 100 m unter der Talsohle liegen, also höchstens 700 m ü. M., und andererseits sich die tatsächliche Lage des Sattelfirstes am Schinder auf 1900—2000 m M.H. berechnen läßt, so geht daraus hervor, daß der Sattel zusammengebrochen ist — über die möglichen Ursachen des Zusammenbruches wurde schon bei Gelegenheit der Siebelbergsenke (S. 141) gesprochen —. Wir haben also nur noch die Teilstücke der Schenkel vor uns, die an zahllosen Verwerfungen unregelmäßig gegeneinander abgesunken sind, aber im allgemeinen ihre ursprüngliche Neigung beibehalten haben (vgl. Tafel II Fig. 10 oben). Nur das Weiße Valepptal zeigt (vgl. Profil II) auf einige Erstreckung ein Südfallen des Nordflügels (vgl. Tafel II Fig. 10 unten). Da aber ein weiterer Sattelfirst nördlich davon nicht erscheint, auch keinerlei Schichtenumbiegungen zu sehen sind, so haben wir es auch hier nicht mit einem neuen Sattel sondern nur mit einer umfangreicheren Störung der abgesunkenen Schenkelteile zu tun.

Die Brüche im Risserkogelgebiet gehören fünf Gruppen an. Zunächst sind drei über große Teile der Karte hin verbreitete Systeme zu erkennen: ein nordwestlich orientiertes (N. 40—60° W.), ein nördlich (N. 10° W.—N. 10° O.) und ein ostnordöstlich orientiertes (N. 60—105° O.). Eine vierte Gruppe, die Randbrüche der Siebelberg-Senke, wurde schon an früherer Stelle besprochen; sie scheint kaum in Zusammenhang mit den anderen Gruppen zu stehen. Eine besondere Stellung endlich nimmt die ostwestlich gerichtete Kühzagl-Ringberg-Linie ein.

Die erste Gruppe tritt fast nur im SW.-Viertel der Karte auf in einer Anzahl kräftiger, ungefähr paralleler, durch Seitenäste verbundener Brüche, deren Südwestflügel gewöhnlich nach Nordost vorgeschoben ist, wobei die horizontale Verschiebung die gleichzeitige vertikale beträchtlich überwiegt. Der bedeutendste ist der dicht nördlich der Halserspitz vorbeiziehende Stangengraben-Bruch; sein westlicher Flügel ist unter großzügiger Schichtschleppung (Bogsberger Alm) 900 m weit über den östlichen hinaus nach Nordwest gerückt, der östliche um 200 m abgesunken. Am Stangengraben nördlich der Halserspitz (s. auch Profil I) kann der Bruch als einheitlicher bis 100 m tiefer und 10—20 m breiter Riß beobachtet werden, im Tal der Hofbauern-Weißach zerlegt er sich in fünf parallele Äste, die in der Klamm östlich Königshütte durchziehen, von dem ost-nord-östlichen Gerlosbach-Bruch etwas nach Westen verschoben worden, dann wieder am Nordhang des Gernberg-Kopfes in einer größeren Anzahl von Einzelsträngen zu sehen sind und schließlich am Südhang des Grüneckberges wieder erscheinen, um weiter nordwestlich in den Schwarzentenn-Einschnitt hineinzustreichen. Mehrere auffallend starke Quellen an der Klause, am Nordosthang des Rasseringkopfes, im unteren Gerlostal und an den isolierten Felsen südwestlich Enterfels-Alm zeigen auch unter Schutt- und Moränenbedeckung indirekt das Durchziehen dieses Bruches an. Ähnliche, nur etwas kompliziertere Verhältnisse treffen wir bei den Brüchen Wichtelplatte — Wolfsschlucht — Geisalm und Blaubergalm — Schildenstein — Graseck. Eine vierte ebenso orientierte aber nicht so fortlaufend nachweisbare Linie zieht vom Harrerberg südlich Schinder in das Bayrbachtal, westlich am Langeckberg vorbei und hinunter in die Lange Au, wo sie in der Längenerstreckung des Tales nicht mehr weiter verfolgbar wird. Bei ihr erscheint der nördliche Flügel nach Nordwest vorgenommen, der südliche abgesunken, doch sind beide Bewegungen im Vergleich zu den drei ersterwähnten Brüchen von

geringerem Ausmaß. Bei allen vier Linien ist eine Konkavität nach Nordost, d. h. eine langsame Umbiegung aus der WNW.- in die NNW.-Richtung zu beobachten. Zwischen diesen tektonischen Linien zweiten Grades liegt ein dichtes Netz von Linien dritten und vierten Grades, die zum Teil mit jenen, zum Teil mit der Zertümmernng des Hauptdolomitsattels in Beziehung stehen; auf der Karte wurden der Übersichtlichkeit wegen nur die wichtigsten eingetragen. Die Bewegungsbilder sind wohl als diagonale Ausweichlinien eines südnördlichen Druckes aufzufassen.

In der zweiten Gruppe mit nordsüdlicher Streichrichtung sind tektonische Linien zweiten Grades spärlicher als in der ersten Gruppe vertreten. Die bedeutendste ist der bei den Sieben Hütten beginnende Weißach-Bruch. Sein Ostflügel ist um mehrere hundert Meter nach Norden vorgeschoben und dabei etwas gegen den Westflügel abgesenkt; zu beobachten sind seine Äste am Kapellenhügel von Bad Kreuth und in der Linie der Schwefelquellen, die dort auf diesen Brüchen aufsteigen. Dicht nördlich Bad Kreuth wird die tektonische Linie auf einem O.-W.-Bruch einige hundert Meter nach O. verschoben. Nördlich Brunnbichel, etwa bei Scharling, scheint eine Gabelung einzutreten: ein (doppelter) Ast zieht in nordwestlicher Richtung in den Übelgraben hinauf, ein zweiter, bedeutenderer in der nordöstlichen Richtung Wolfsgrub-Baumgartenberg am Nordfuß des Wallbergs entlang. Beide durchschneiden die Kühzagl-Ringberglinie derart, daß die beiden äußeren Flügel gegen den mittleren Block nach NW. bzw. NO. vorgeschoben wurden, besonders kräftig (1,5 km in meridionaler Entfernung) der östliche Flügel, wobei die Schichten am NW.-Fuß des Wallbergs und bei Pförn-Oberach nicht unwesentlich aus dem ostwestlichen Streichen in ein nordöstliches gedreht wurden, also neben der Blattverschiebung sich eine leichte Schleifenverschiebung bildete. Der östliche Ast der Linie läßt sich nach Nordost bis über den Baumgartenberg hinüber verfolgen. Im Südwesten überschreitet er das Weißachtal nicht, ebensowenig der NS.-Weißachbruch die Kreuzungsstelle mit ihm nach Norden. Hieraus und aus der Gleichwertigkeit der Bewegung der Verwerfungsflügel darf mit ziemlicher Sicherheit auf die Zusammengehörigkeit der Weißach-Linie und der Linie Schärffen-Baumgartenberg geschlossen werden. — Ungefähr parallel zur Weißachlinie ziehen am Osthang des Weißachtals zwei Brüche dritten Grades mit Absenkung und geringer Nordversetzung des Ostflügels, im unteren Rottachtal ein ähnlicher aus der Siebelbergensenke heraus, ebenfalls mit Absenkung des Ostflügels (s. das S. 140 über die Neigung der Muldenachsen Gesagte), geringer Verschiebung des Streichens der angrenzenden Schichten in die ONO.-Richtung und Durchbrechung der Kühzagllinie im Heischengraben. Ferner zwei über den Schinder und Pfaffenkopf hinweg, und einer im Tal der Roten Valepp, der 1000 m nördlich Valepp unmittelbar und weiter nördlich in der Umgebung des Spitzingsees mittelbar (Absenkung des Westflügels und Blattverschiebung) sichtbar wird.

Beim Weißachbruch überwiegt wieder die horizontale Dislozierung, bei den anderen Linien scheinen horizontale und vertikale Verschiebungen etwa gleich stark beteiligt zu sein. Die Linien dieser auch in den Nachbargebieten weit verbreiteten Gruppe, wohl älter als die der ersten und sicher älter als die der dritten, sind während der Faltung entstanden und zwar aus einem ungleichen Druckwiderstand gegen den nördlichen Alpenrand hin: Die Komplexe, die in sich oder im Norden geringeren Widerstand fanden, überholten an N.-S.-Linien die, welchen die kalkalpinen Vorzonen (und die Flyschzone) größeren Widerstand entgensetzten. Dabei wurde die Randlinie gegen diese Zonen (Kühzagl-Ringberg-Linie) mehrfach durch-

brochen: vergleiche dazu das Bild dieser Linie auf der Karte des Hirschberggebietes bei BODEN (l. c. 1915). Das Umbiegen der Weißachlinie in die NO.-Richtung deutet auf einen gegen N. hin zunehmenden Druckwiderstand aus NW. (der andererseits nach O. zu eine stärkere Entwicklung der Faltung ermöglichte, vgl. S. 139); es handelt sich auch hier um Ausweichlinien; diesmal um solche nach NO. im Gegensatz zu denen der ersten Gruppe.

Die größeren Linien der dritten Gruppe streichen N. 60—80° O. und treten fast nur im Hauptdolomitsattel auf. Die wichtigste ist der Stolzenberg-Bruch, der aus dem oberen Valepptal gegen den Stolzenberg hinauf N. 60° O. mit etwa 900 m nach NO. vorgenommenem S.-Flügel zieht. Sein NO.-Ende ist in vier zum Teil stark nach N. divergierende Äste zerlegt, die sich unter zunehmender Zersplitterung südlich und südöstlich des Spitzingsees verlieren (beachte die Knickung des im allgemeinen NS. verlaufenden Tales der Roten Valepp 1000—1500 m südlich dieses Sees). Eine Bewegung läßt sich nur in horizontaler Richtung nachweisen. Nach WSW. hin ist der weitere Verlauf nicht mit Sicherheit festzustellen, doch setzt sich der Gerlos-Bruch (N. 80° O.) über das Hohlensteintal, das Schwarze Kreuz und den Leitergraben gerade in die Verlängerung des Stolzenbergbruches und des Talzuges Valeppalm—Neualm; auch sein Südflügel ist etwas nach ONO. vorgenommen, so daß man wohl einen langen ONO.-Bruch mit Blattverschiebung vom Gerlosbach bis über den Stolzenberg hinaus annehmen darf. Vielleicht ist ein aus der Längsrichtung des Großen Weißachtales durch die Schreibbachschlucht in die Richtung der Neualm ziehender Bruch mit Ostverschiebung des Nordflügels ein nördlicher Ast der erwähnten Linie. — Weniger gut erkennbar ist ein Bruch, der von der Paßhöhe bei der Bayralm aus über den Schinder weg zwischen Rotkogel und Trausnitzeck durch ins Tal der Schlagalm in allgemeiner Richtung N. 60° O. zieht. Zwei parallele Äste ziehen weiter nördlich: einer, in der Verlängerung des oberen Drittels der Langenau streichend, wird von der Langenau-Alm nach O. zu sichtbar, der andere stellt einen an der Brücke 600 m südöstlich Langenau-Alm gut aufgeschlossenen, in N. 25° O. und N. 60° O. gegabelten Bruch dar, an dem Harnische eine mehr horizontale als vertikale Verschiebung anzeigen. Er bildet den Talabschluß der Langen Au. — Die Brüche dieser Gruppe machen den Eindruck, als seien auf ihnen bei oder nach Beendigung der Faltung ostwestliche Spannungen ausgeglichen worden.

Die bedeutendste Linie des ganzen Gebiets, der allgemeinen Richtung nach der dritten Gruppe ähnlich, aber wesentlich älter als diese, ist die Kühzagl-Linie. Sie ist nur im Kühzagltal unmittelbar zu beobachten,¹⁾ mittelbar läßt sie sich durch die ganze Talebene vom Kühzaglbach über Ellmau-Oberach bis nach Enterbach hin festlegen und trennt die verworren gefalteten und zerbrochenen kalkalpinen Vorzonen von der ruhig gefalteten Mittelzone. Hier, am Kühzagl, stoßen von N. Rhät, Lias und Malm gegen die Linie, von S. Muschelkalk, (Partnachsichten) und Raibler. Die stratigraphische Differenz zwischen den Schichten im N. und denen im S. beträgt rund 2000 m. Korrespondierende Verhältnisse treffen wir westlich der Weißach bei Enterbach: Muschelkalk und Partnachsichten einerseits, Lias und Malm andererseits; BODEN (l. c. 1915, S. 205 ff.) benennt sie hier Ringberg-Linie.²⁾ Den Nachweis,

¹⁾ Profil im Heischengraben (nordöstlich des Gehöftes Kühzagl) von S. nach N.: Raibler Raubwacken, Raibler Mergel und Kalke, tektonische Linie, 5—20 m rote und graue Aptychenkalke, 130 m Lias (L1—6), Verwerfung, 15 m rote und graue Aptychenkalke, Lias.

²⁾ Über die allgemeine Bedeutung dieser Linie für den Alpenrand vgl. DACQUÉ „Schliersee-Spitzingsee-Gebiet“, 1912, S. 52 ff.; HARN „Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen

daß es sich bei dieser am Kühzagl und, soweit sich feststellen läßt, auch am Ringberg durchaus saiger stehenden Linie nicht um eine Fern-Überschiebung zu handeln braucht, hat BODEN für das Gebiet westlich der Weißach gebracht (l. c. 1916, S. 232). Auch im Kühzagltal sind zwar durch fast alle Stufen hindurch Mächtigkeitsunterschiede zwischen den Schichten südlich und nördlich der Linie und eine Zunahme des litoralen Charakters nach Norden wahrzunehmen; aber nirgends sind diese Verschiedenheiten so bedeutend wie etwa im ganzen Jura zwischen den beiden Hangendschenkeln des unzweifelhaft tektonisch einheitlichen Hauptdolomitsattels oder im Lias des Kerns der Südmulde am Stolzenberg. Die Fazies der Fleckenkalke und des felsigen Kieselkalks greifen ganz oder lokal über die Kühzagl-Ringberglinie nach Norden über (vgl. Tafel I Fig. 1). Die stratigraphischen Verhältnisse nötigen hier also nicht zur Annahme einer größeren Überschiebung. Und was den tektonischen Befund anbelangt, so zeigen sich an Ort und Stelle ebenfalls keine Andeutungen einer Überschiebung mit nachträglicher Steilstellung — letztere ist hier mechanisch überhaupt nicht denkbar —, allerdings auch keine Spur einer Auswulzung (wie sie BODEN l. c. 1915 annimmt): es liegen am Kühzagl meist weiche, leicht deformierbare Schichten zu beiden Seiten der Linie. Was sich einwandfrei feststellen läßt, ist lediglich das einfache Aneinandergrenzen des hochliegenden Nordschenkels einer Mulde und des tieferliegenden Südflügels einer steil nach Süden fallenden, stark zerstückelten Scholle. (Da die Raibler des Kühzagltals nicht zur Vorzone gehören, wie DACQUÉ [l. c. S. 54] anzunehmen scheint, sondern zur Mittelzone, so werden die von DACQUÉ auf einen „Raibler-Ring“ der Vorzone aufgebauten Schlußfolgerungen hinfällig; der Jura am Baumgartenberg-Südhang ist nicht Kern einer Mulde mit ausgequetschtem Südschenkel, sondern das Hangende einer Scholle, das infolge deren starker Südneigung nun orographisch tiefer zu liegen kommt als die liegenden Partien im Norden.) — Es kann von dem beschränkten Raum des Kühzagltales und der Schotterebene von Egern aus also nicht mehr über den Charakter der Linie gesagt werden, als daß hier unmittelbar nichts für eine Überschiebung, Schuppung oder Ausquetschung bei der Faltung spricht und nur ein einfaches Tieferliegen des Südrandes der kalkalpinen Vorzone gegenüber dem Nordrand der kalkalpinen Mittelzone erkennbar ist. Aus der tektonischen Lage in den östlichen und westlichen Nachbargebieten geht nun freilich hervor, daß es nur scheinbar der Nordflügel der Verwerfung ist, der abgesenkt wurde und daß nicht ein einheitliches Schichtpaket („a“ in der Fig. 3 Tafel II¹⁾) zerlegt wurde (zu „b“), sondern daß es sich hier doch um zwei Einheiten handelt, von denen die südliche ursprünglich höher und schuppenartig über der nördlichen lag („c“). Das Ganze wurde durch die Kühzagllinie so verworfen, daß der südliche Komplex sich absenkte („d“, hierbei kann man sich die nördliche, relativ basale, punktiert angegebene Einheit auch noch südlich der Verwerfung fortsetzend denken). Das nicht sehr weit überstehende Nordende der südlichen Einheit wurde hier später durch Erosion entfernt („e“). (Im Dürrnbachtal, dicht östlich vom Kühzagltal sind noch Reste dieses Teils der südlichen Einheit nördlich der tektonischen Linie erhalten!)

Die Richtung der Linie ist in der Kühzagl-Gegend N. 75—80° O., am Ringberg W.—O., zwischen diesen beiden Stellen erfolgt die bei Gelegenheit des Weiß-

Alpen“ 1914 S. 130ff., und BODEN „Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein u. s. w.“, 1916, S. 228ff.

¹⁾ In der schematischen Figur 3 ist der Deutlichkeit wegen die Schichtneigung nicht so steil angegeben, wie sie das natürliche Profil gibt (vgl. Profil II).

achbruches besprochene Versetzung der Linie und der ganzen Vorzone um 1,5 km nach Norden (s. auch BODEN l. c. 1915 Tafel XI und 1916 Tafel V). Die Kühzagl-Linie ist also älter als die wahrscheinlich ältesten der übrigen Linien des Gebiets. Für eine andere als relative zeitliche Einordnung der Linie (und aller anderen tektonischen Beobachtungen) sind in dem betrachteten Gebiet keine Anhaltspunkte vorhanden.

Die tektonische Geschichte des Gebiets läßt sich demnach etwa folgendermaßen darstellen: 1. Überschiebung der Mittelzone auf die Vorzone wohl im Anfangsstadium der Gebirgsbildung. 2. Auffaltung der Gebirgsteile südlich dieser Linie. 3. Bildung der Kühzagl-Ringberg-Linie. 4. Gegen Ende der Faltung Einbruch des Siebelberg-Bezirks und des Hauptdolomitsattels; und nun, als die zusammengefalteten Schichten dem Faltungsdruck immer größeren Widerstand leisteten, weitgehende Zersplitterung des Gebirges: zuerst 5. Entstehung von NS.-Brüchen mit ihren Modifikationen (die im NO. noch die Bildung von Sekundärfalten beeinflussten) als Auswirkung ungleichen Widerstandes gegen S.—N.-Druck, dann 6. Bildung der NW.-Brüche am Blaubeerg als diagonale Ausweichlinien („Moore'sche Linien“), schließlich 7. Ausgleich ostwestlicher Spannungen.

Quartär.

I. Vergletscherung.

Festlegen läßt sich in unserem Gebiet nur der letzte Höhepunkt der Eisentwicklung und dann das allmähliche Zurückweichen der Gletscher, nicht aber das Anschwellen und die früheren Schwankungsperioden (Eiszeiten), da deren Zeugen verwischt oder überdeckt wurden. Das gleichzeitige Auftreten zweier Arten der Eisbedeckung, Ferngletscher und Lokalgletscher, ermöglicht die Unterscheidung dreier Perioden¹⁾ der Gletscherentwicklung: eine der fast völligen Eisbedeckung durch die aus den Zentralalpen kommenden, dem Inngletscher als Seitenäste zugehörenden Ferngletscher, die nur die Bergkämme freiließen und den Lokalgletschern lediglich im Innern des Risserkogel-Wallberg-Winkels einigen Raum zur Entwicklung ermöglichten; eine zweite Periode des Durchzugs mehrerer beträchtlich reduzierter Ferngletscheräste durch die Haupttäler, in den Nebentälern kräftige Entwicklung von Lokalgletschern, die in die Ferngletscher einmündeten; schließlich eine letzte Periode, in der nur noch im Weißachtal eine Zeitlang eine Ferngletscherzunge lag, die Lokalgletscher die Talausgänge vielfach nicht mehr erreichten und sich schließlich abschnittsweise zu ihren Karen hinauf zurückzogen. Die mit und nach dem Abtauen der Gletscher einsetzende Schotterentwicklung ist in einem zweiten Kapitel behandelt.

I. In der Periode des Gletscherhochstandes der Würmeiszeit, wie ihn Fig. 4 Tafel III zeigt, war die Eisentwicklung eine derartig bedeutende, daß kaum mehr von Eisströmen geredet werden kann, sondern mehr von einem Eismeer, das von den inneren Alpen her sich langsam und ungleichmäßig nach Norden senkend in unserer Gegend fast das ganze Gebirge überdeckte. Im Inntal südlich des Achen-sees betrug die Maximaleishöhe nach PENCK, „Die Alpen im Eiszeitalter, 1909“:

¹⁾ Hiermit sind nicht „Stadien“ gemeint, sondern Abschnitte, in denen das Verhältnis der beiden Gletscherarten zueinander und zum eisfreien Gebiet jedesmal ein anderes ist.

1900 m ü. M.¹⁾ Am Südrand des Gebietes finden wir ortsfremde, aus südlicheren Bezirken stammende Geschiebe auf den Pässen südwestlich und südöstlich Schildenstein (1537 bzw. 1472 und 1454 m ü. M.), nordöstlich Wildalm (1515 m ü. M.) und nordöstlich Rieselsbergalm (1520 m u. M.), ferner am Stangelhäusl nördlich Halerspitz bis auf 1535 m M.-H. herauf. Die Abrundungen der Kämme zeigen an der Reichsgrenze eine Eisoberfläche in 1560—1580 m M.-H. an, am Stangenhäusl etwa 20 m weniger.²⁾ Rundungen scharfer Grate und Rippen weisen im Innern der Hauptdolomitzone — wo die lebhaftere Erosion Moränenreste in größeren Höhen meist beseitigt hat — am Pfaffenkopf und Lapbergel noch auf eine Eishöhe von 1450 bis 1500 m ü. M.; die zahlreichen Höhen zwischen 1200 und 1400 m sind alle flach gerundet, auch der Lapberg (1435 m) scheint von Eis überdeckt gewesen zu sein, obgleich sich glaziale Ablagerungen auf seinem gerundeten Gipfel nicht mehr finden. Nach Norden zu bildeten die hohen Plattenkalk-Kämme östlich und westlich des Risserkogels einen neuen Riegel, dessen Höhe die inzwischen beträchtlich gesenkte Eisoberfläche³⁾ nicht mehr erreichte, das Eis konnte sich nur im Osten zwischen Valeppalm und Ankerstube, im Westen nördlich Bad Kreuth durch zwei schmale Durchgänge pressen. Die maximalen Eishöhen sind hier nicht mehr so sicher festzulegen wie im Süden; den Oberflächenformen nach läßt sich an der Ankerstube auf eine Eishöhe von 1340—50 m schließen, am Weißbachtalknick bei Bad Kreuth von mindesten 1300 m, doch dürfte hier der größeren Eismassen wegen das Eis eher höher als an der Ankerstube gestanden haben.⁴⁾ Dies würde für die Hauptdolomit-Zone einer südnördlichen Neigung der Eisoberfläche von rund 200 m auf 5000 m = 40‰ entsprechen.⁵⁾ Von den erwähnten Punkten aus, an denen, als an Engen, stärkeres Gefäll der Eisoberfläche geherrscht haben muß, hatte die Vergletscherung nach Norden zu schon mehr den Charakter zweier breiter Eisströme — ein dritter Ast ging über den Spitzingsee nach Norden⁶⁾ —, die sich

¹⁾ v. WOLF (s. Anm. S. 112, Achenseegebiet, 1922, S. 263) kommt bei Jenbach, südlich des Achensees auf eine hocheiszeitliche Gletscherhöhe von rund 2025 m.

²⁾ v. WOLF (S. 177 u. 206) fand am Platteneck westlich des Blaubergs (nicht mehr auf unserer Karte) kristalline Geschiebe bis 1595 m, kalkalpine bis 1610 m; die Eishöhe schätzt er hier und bis zum Blauberg hin auf etwa 1620 m (S. 230), bei rascher Absenkung der Eisoberfläche nach Norden glaubt auch er, daß der Schildenstein (1611 m) über das Eis hinausgeragt habe. Eine längere Dauer dürfte der Hochstand von 1620 m freilich nicht gehabt haben, dagegen der Gelände-Ausformung nach der Stand von 1560—80 m am Blauberg. Das Inngletscher-Relief im Alpinen Museum gibt einen noch um reichlich 100 m tieferen Stand der Eisoberfläche wieder.

³⁾ Die Senkung wird man sich nach v. WOLF nicht nur von Süden nach Norden gerichtet zu denken haben, sondern auch von Westen nach Osten (Eishöhe in der Hochalm-Achenpaß-Gegend auf 1500 bis 1550 m geschätzt.)

⁴⁾ v. WOLF (S. 272) glaubt hier höchstens 1350 m Eishöhe annehmen zu dürfen, da selbst dann noch das Oberflächengefäll bis zu den Gmunder Endmoränen den bedeutenden Wert von 45‰ gehabt hätte. (Nach meinen Berechnungen beträgt es 550 m auf 15000 m = 37‰.) Dies Gefäll hat nichts Erstaunliches, wenn wir die sicher bedeutende Neigung der Gletscheroberfläche in dem engen Tal nördlich Bad Kreuth in Betracht ziehen; mit der Erweiterung des Tales nach Norden zu wurde sie zunehmend geringer.

⁵⁾ Bei der v. WOLF'schen Annahme eines Gletscherhöchststandes von 1620 m am Blauberg-Platteneck (s. Anmerkung 2, oben) kommen wir sogar auf 50‰ Gefäll. Das westöstliche Gefäll im Tal der Großen Weißbach beträgt nach v. WOLF (Achenseegebiet S. 272) 20‰, das Gefäll vom Nordende des Achensees bis zum Blauberg (S. 270) 11,5‰.

⁶⁾ LEVY (s. Anmerkung auf S. 112: Schlierseer Berge 1922, S. 16—17) lehnt das Übergreifen eines Inngletscherastes über den Spitzingsattel ab und rechnet mit der Möglichkeit, daß der Fund kristalliner Gesteine an der Haushamer Alm auf 1150 m „der Sammellaune eines Hüterbuben zuge-

dann nordwestlich des Wallbergs wieder vereinigten und durch das Tegernseebecken ins Vorland abflossen. Östlich Dorf Kreuth erreichen die erhaltenen Ufermoränen mehrfach 1250 m, weiter nördlich am Scharlinger Moos 1180 m Meereshöhe, am Wallberg (Weg Oberach—Wallberghaus) wurde die höchste Moräne auf 1150 m gefunden (s. auch Profil I); an den Westhängen des Weißbachtals liegen mehrfach Ufermoränen zwischen 11 und 1200 m. (Alle diese Werte geben keine absolute Höchstgrenze, es sind nur gelegentlich erhaltene Reste, die ungefähr die Gletschermächtigkeit anzeigen.) Im oberen Rottachtal (s. Profil II) können wegen der späteren starken Entwicklung der Lokalgletscher und der Brüchigkeit mancher Gehänge Reste von Ferngletschern nur noch in den Talböden und an den unteren Hängen bis 1060 m gefunden und so auch deren Eishöhen nicht bestimmt werden. Hier hat wohl eine starke Vermischung mit dem lokalen Eis stattgefunden. Die wenig aufgeschlossenen Moränen an der Suttentalm (bis 1200 m hinauf) gehören wohl hauptsächlich Lokalgletschern an, die sich hier vor dem Eintritt in den Engpaß südlich Enterrotach zusammen mit dem Ferngletscherast stauten. Mehrfach wahrzunehmende Veränderungen in der Gehängeneigung zwischen 1200 und 1250 m deuten vielleicht auf die maximale Eishöhe hin. In der Enge zwischen Wallberg und Bodentalm läßt sie sich ebenfalls nicht feststellen, an den beiden Plattenkalk-Nasen im Westen und Osten ist nur vereinzelt unten im Tal ein Schliff von Süden her wahrzunehmen; die Platte der Bodentalm (1360 m) ist vom Eis nie erreicht worden. Das Kühzagltal diente einem Arm des von der Freudenreich-Alm nach Norden fließenden Lokalgletschers zum Abfluß ins Rottachtal; die bis 60 m mächtigen Moränen scheinen oben in der Hauptsache diesem Lokalgletscher anzugehören, unten mehr dem Rottachtal-Ferngletscher. Darauf, daß auch in den oberen Partien, vielleicht sogar im Kühzagsattel selbst (Moränenoberfläche 1130—40 m ü. M.) noch Ferngletscher-Moränen stecken, deutet eine Notiz von GÜMBEL („Bayr. Alpengebirg“) hin, der aus dem Kühzagsattel „Hochgebirgsschotter“, aus dem „Gebirge zwischen Tegernsee und Schliersee Urgebirgsschotter bis auf 1200(?) m hinauf“ erwähnt. Der Verfasser selbst hat im Kühzagltal kein zentralalpines Geschiebe gefunden, dagegen Wettersteinkalk, der nur weit aus Süden antransportiert worden sein kann, also Ferngletschermoräne sicherstellt.

Die höchste Eismächtigkeit betrug somit im Süden, an der neuen Klause 600—650 m, im Tal der Hofbauern- und Felsweißach 600 m, in der Langen Au (obere Hälfte) 600 m, bei Valepp 550—600 m, Valeppalm 400 m, untere Lange Au und Bad Kreuth 550—600 m (über dem jetzigen postdiluvial aufgefüllten Talboden), Dorf Kreuth 500 m, Schärfen 400 m, bei den Gehöften Wallberg und Kühzagl mögen es etwa geradesoviel gewesen sein. Unter dem Moränenmaterial (Wettersteinkalk bis Neokom, kristalline Gesteine) fallen die Thekosmilien-Blöcke des Oberrhätalks und die roten Hierlatz- und Adnethergesteine des Lias auf; weichere Gesteine wie die Kössener, Lias-Fleckenkalke, Aptychenkalke, Neokom-Schieferkalke, finden sich seltener in größeren Stücken; ebenso der leicht zersplitternde Hauptdolomit, der schrieben werden könnte. Ich glaube nicht daran, daß selbst ein geologisch vorgebildeter Sennhub die Geschiebe mehrere Kilometer weit bergauf schleppt, wo doch andere schöne Steine in der Nähe genug herumliegen. Die Fundhöhe wurde mir auf „50 m unter der Haushamer Alm“ also 1250—70 m angegeben. Ich bin überzeugt, daß wenigstens zur Zeit des Höchststandes der Vereisung der zentralalpine Gletscherarm in das Spitzingseebecken hineingereicht und mit den lokalen Eismassen vermischt nach Norden über den Spitzingsattel abgeflossen ist. Freilich sprechen die Untersuchungen LEVYS dafür, daß dieser Zustand nicht allzulang gedauert haben kann und daß die Lokalvergletscherung dem Ferneis bald den Eintritt und Durchzug im Spitzingseebecken verwehrte.

dagegen meist das feinere Moränenmaterial liefert. Zentralalpine Gesteine kommen südlich der Reichsgrenze, besonders an der Erzherzog Johann-Klause, zahlreich vor, nehmen aber nach Norden zu rasch ab und finden sich in den nördlichen Teilen des Rottach- und Weißachtales nur noch als große Seltenheit. In den vorderen Gebietsteilen lassen sich bei dem Mangel an zentralalpinem Material die Ferngletscher-Ablagerungen nicht leicht von denen der Lokalgletscher, vor allem deren späterer Entwicklung unterscheiden, da deren Gesteinsmaterial ebenfalls die Serie Hauptdolomit-Aptychenkalk (bzw. Neokom) umfaßt. Als bestimmend für Ferngletscher können hier nur die Funde von südlich des Gebiets anstehenden Gesteinen, also neben zentralalpinem Material in der Hauptsache Wettersteinkalk und Hierlatzkalk, angesehen werden.

II. Beim Abnehmen der Eisbedeckung haben sich die Ferngletscher noch längere Zeit hindurch nicht auf die Flußtäler der Isar und des Inns beschränkt, sondern auch die durch niedere Talwasserscheiden getrennten Talzügen zwischen diesen Hauptsträngen durchströmt und so ein weites Netz von Eisströmen gebildet. In das Kartengebiet fallen hievon die Täler der Weißach, der Langen Au und der Valepp-Rottach (s. Fig. 5 Tafel III, die einen beliebigen, aber für die Verteilung der Eismassen besonders charakteristischen Moment aus dem Rückgang der Vereisung wiedergibt).

Mit dem Weißachtal-Ferngletscher lassen sich vielleicht Gehängeknick bei Bad Kreuth in etwa 1100 m Höhe (Fernmoränenreste gehen bis auf 910 m M.H. herunter) und weiter nördlich im Weißachtal auf 1050—940 m¹⁾, ferner größere Moränenreste am Nordwesthang des Wallbergs auf 900—950 m M.H. in Verbindung bringen. Vorsprünge harter Gesteine bei Grüneck, Dorf Kreuth, Brunnbichel, Pförm, Oberach wurden im Verlauf der Bedeckung durch Ferngletscher 20—50 m über dem heutigen Talboden flach abgeschliffen. Dieser Gletscherzug war, wie der des Rottachtales und der Langen Au, in der Hauptsache ein Ast des Inngletschers; nach PENCK („Vergletscherung der deutschen Alpen“, 1882, S. 71) setzt sich sein Moränenmaterial am Achenpaß (971 m ü. M.) — also am Anfang des Weißachtales — ausschließlich aus Gesteinen zusammen, die im Inntal unterhalb Innsbruck anstehen. Doch werden Zuflüsse aus dem dicht benachbarten Isartal nicht gefehlt haben.²⁾ — Zentralalpine Gesteine fanden sich: ein Amphibolit beinahe im hintersten Winkel der Wolfsschlucht und Gneise bei den Sieben Hütten (beide können nur während des Höchststandes über den Blauberg herübergewandert sein³⁾, ein $\frac{1}{3}$ cbm großer Granitblock 700 m südlich Bad Kreuth und ein etwas kleinerer südwestlich Grüneck am Hang.

Das Tal der Langen Au hat bis in etwa 300 m Höhe so gleichmäßig U-förmigen Ausschnitt, daß hieraus auf eine längere Einwirkung eines Ferngletscherastes geschlossen werden kann.⁴⁾ Stärkere Lokalgletscher kommen nicht in Betracht, denn

¹⁾ Von der „Aussicht“ östlich Bad Kreuth (1020 m M.H.) zu erkennen.

²⁾ Nach v. WOLF (Achenseegebiet S. 281) kommen sie bei der Überlegenheit des Achenseegletschers gegenüber dem Isargletscher nicht in Betracht.

³⁾ Der Beweiskraft der durch v. WOLF (S. 211/12) beigebrachten Gründe, daß die Fernmoränen der Talhintergründe dicht nördlich des Blaubergzuges nur dem über dem Achenpaß eingedrungenen Talgletscher zugehören können, nicht den obersten, über die Kämme gequollenen Eispartien, kann man sich nicht verschließen.

⁴⁾ v. WOLFS Ablehnung (S. 253) einer „stadialen“ Entstehung der Ausformung der Langen Au gründet sich auf das besonders starke Gefäll von Punkt 1071 nach Bad Kreuth hin. Dieser im Raum gelegene Grund ist kein Gegenbeweis gegen die zeitliche Entstehung der besagten Form, er gilt

der am Westhang des Schinders anzunehmende war zu geringfügig, und der Bayrbachgletscher stieß nach dem Zurückweichen der Ferngletscher von der Bayr-Alm noch ein Stück weit nach SO. (wahrscheinlich gar nicht über Punkt 1071 nach N. in die obere Lange Au) und von der Bayrbach-Alm nur mit geringen Teilen nach N. in die mittlere Lange Au vor. An den steilen brüchigen Hauptdolomithängen der Langen Au selbst konnten allerdings Fernmoränen nicht nachgewiesen werden, dagegen sind solche zwischen der Bayr-Alm und der Neuen Klause erhalten und südnördliche Schriffe an den Felsen nordwestlich der Neuen Klause. Aus der Paßhöhe (1071 m ü. M.) läßt sich entnehmen, daß dieser Gletscherast am frühesten die Wasserscheide (Paß Achen 940 m ü. M., Wechsel 1032 m ü. M.) nicht mehr zu überschreiten vermochte.

Die Grundmoräne des Valepp-Rottachtal-Ferngletschers ist am besten ganz im Süden aufgeschlossen: am Großen Enzengraben¹⁾ findet sich über 6 m Bänder-tonen in der Tiefe der Klamm (primär, nicht durch Verrutschung) eine mächtige Fernmoräne mit zum Teil großen zentralpinen Geschieben; weiter nördlich hat sich das Eis einen mehrere 100 m breiten flachen Talboden 50 m über dem mindestens aus dem Riß-Würm-Interglazial stammenden Bett der Valepp geschaffen; dicht bei Valepp stehen wieder mächtige Fernmoränen mit häufigen Amphibolgneisen an, Reste halten sich auch noch an den Hängen östlich und westlich. An der Ankerstube trifft man ebenfalls ausgedehnte Moränenüberdeckung an, ein Rest Grundmoräne mit zentralalpinem Material hat sich nordöstlich der Ankerstube hinter einem gegen Süden schützenden abgeschliffenen Thecosmilienkalk-Riegel erhalten, die übrigen Moränen dort sind zum Teil Endmoränen des zurückweichenden Ferngletschers, zum Teil können sie Lokalgletschern vom Stolzenberg, vom Riedereck oder von der Valeppalm entstammen; sie sind wenig aufgeschlossen und daher nicht sicher zu beurteilen. Die beiden Reliktenseen (jetzt Moore) am Wechsel und südwestlich Ankerstube wurden durch Absperrung der Durchgänge zwischen den dortigen Thecosmilienkalk- und Plattenkalkriegeln aufgestaut, entweder beim Rückzug des Valepp-Ferngletschers oder durch den Rauhensack-Bernaugletscher bei seiner Einmündung in das Weiße Valepptal. Weiterhin ist eine Fernmoräne mit zentralalpinem Material unter einer Lokalmoräne an der Jagdhütte nördlich Siebelberg auf 1060 m angeschnitten. Die Talstufe südlich Enterrotach ist vom Gletscher nach Passieren des engen Plattenkalktores beim „Wasserfall“ zu einer Reihe von treppenförmig absinkenden flachen Hauptdolomitmuckeln abgeschliffen und der Talboden ähnlich wie bei Valepp beträchtlich erbreitert worden.

Diese und die andern erwähnten Zeugen von Ferngletschern im Rottachtal gehören, wie im Weißachtal, natürlich auch der Periode des Höchststandes mit an.

genau so auch für die frühstadiale Zeit, ja noch mehr, da in der Hocheiszeit das gesamte Gelände von Eismassen bedeckt war, innerhalb deren die allgemeine Reibung und die Gegenströmungen bei der scharfen Konvergenz gegen Bad Kreuth hin viel zu bedeutend gewesen sein müssen, um auf einem schmalen und gewundenen Strich dem Eis so besondere Erosionsformen zu ermöglichen. Die U-Form betrifft nur die unteren zwei Drittel des Gehänges und dürfte nur zu einer Zeit vom Gletscher ausgearbeitet worden sein, als dieser sich auf das Tal beschränkte und es etwa zu zwei Drittel ausfüllte. Das war erst nach dem Höchststand der Fall. (Dabei ist noch in Betracht zu ziehen, daß eine solche Gletscherlage auch beim Anschwellen der Würm-Vergletscherung bestanden haben muß, desgleichen in den früheren Vergletscherungen; doch ist die heute sichtbare Form entschieden frisch, ihr letzter Zuschnitt mindestens — wenn auch nicht die ganze Verbreiterung der Talsohle — ist zweifellos erst während des langsamen Zurückgehens der Vergletscherung entstanden.)

¹⁾ 500 m südlich der Ochsenalm, bei Punkt 846 in die Valepp mündend.

Für eine Trennung der zeitlichen Komponenten liegen keine Anhaltspunkte vor. Ein längeres Halten beim Rückzug oder gar ein Vorstoß („Stadium“) ist im Risserkogelgebiet nicht nachweisbar. Dagegen lassen die Verhältnisse auf eine sehr langsame Verringerung der Eismassen schließen.

Die Lokalgletscher breiteten sich während der Verringerung des Fernsees zunächst noch einmal kräftiger aus (da ihnen jetzt mehr Raum zur Verfügung stand), trotz der verringerten Eisentwicklung im Firngebiet. Spuren von Ufermoränen und Karen sind zahlreich vorhanden. Die einzelnen Züge seien bei Gelegenheit der dritten Periode besprochen, in der sie durch Ferngletscher nicht mehr gehemmt wurden.

III. Die Zweiggletscher des Inntals konnten bei der Senkung der Eisoberfläche in diesem Tal schließlich die Steigung durch den schmalen Einschnitt der Brandenberger Ache auf die 1032 und 1071 m hohen Pässe unseres Gebietes nicht mehr überwinden, die Haupttäler standen jetzt den Lokalgletschern frei, die eine Zeit lang noch in sie hineinreichten (wozu es einer besonderen Vermehrung der Eisentwicklung in den Karen kaum bedurfte). Im Weißachtal dagegen hielt sich der Ferngletscher — der hier vom Walchental her nur den niederen Paß Achen zu überschreiten hatte — länger. Am Fuß der Schotterterrasse, etwa 600 m südlich Bad Kreuth, finden sich Anzeichen einer Aufstauung der Schmelzwässer des schon nicht mehr bis hierher reichenden Blauberg-Lokalgletschers durch den Ferngletscher im Großen Weißachtal selbst oder durch seine starke Schotterentwicklung beim Abtauen gegen den Paß Achen hin (welche die des Blauberggletschers weit übertroffen haben muß): zuunterst Bändertone, darüber eine mehrere Meter mächtige Serie von Sanden und feinen Kiesen, die mehrmals von Norden her mit gröberem Material in Deltastruktur überdeckt wurden, über ihnen folgt Deltastruktur von Süden (Blauberggletscher) her, dann 10—12 m mehr oder weniger horizontal geschichtete Schotter, die in der Hauptsache aus dem Blauberggebiet stammen.

Der Blauberggletscher hatte zwischen Halserspitz und Schildenstein fünf oder sechs steil trichterförmige Kare, von denen sich die beiden östlichsten, infolge des beträchtlichen Anteils des Plattenkalks in ihrer Rückwand, ihren halbkreisförmigen Querschnitt am besten erhalten haben.¹⁾ Der undeutliche untere Abschluß der Kare — ein eigentlicher Karboden existiert nicht — liegt hier etwa auf 1400 m, bei den westlichen Karen auch tiefer, zum Teil bis 1300 m hinab. Unten im Tal der Hofbauern-Weißach wurde zwischen den Punkten 876 und 980 folgendes Profil aufgenommen:

4. splittrige Hauptdolomitmoräne, kleines Material, wenige bis kopfgroße Geschiebe. Im Talboden und weit an den Hängen hinauf. Darunter:
 3. mehrere Meter Fernmoräne (Hauptdolomit bis Neokom), ziemlich grobes, wohlgerundetes Material, nach unten feiner werdend. Darunter:
 2. 1—5 m feines Hauptdolomitmaterial mit linsenförmigen Sandschmitzen, mitunter auch großen ungerundeten Hauptdolomitbrocken. Nach oben allmählich immer mehr mit wohlgerundeten Ferngletschergeschieben durchsetzt.
- Unten:
1. mindestens 6 m Tonsand (Bändertone) mit gelegentlichen bis faustgroßen Hauptdolomitstücken. 10° W. fallend.

¹⁾ Die anderen sind in dem übersteilen brüchigen Hauptdolomitgehänge nur mehr angedeutet; v. Wolf sieht in diesen Bildungen lediglich Quelltrichter (S. 212 u. 252).

Im Tal der Felsweißbach fehlt die Schicht 2, und 3 ist in mehreren Lagen entwickelt. — Aus diesen Profilen ist zu entnehmen, daß sich in dem tief eingeschnittenen Talsystem zuerst der Blauberggletscher entwickeln konnte, dann aber durch die am Schildenstein und nördlich Stangenhäusl überquellenden¹⁾ Ferngletschermassen verdrängt wurde, schließlich nach deren Zurückweichen wieder allein in den Schluchten südlich Bad Kreuth herrschte und erst beim Talausgang auf einen Ferngletscher stieß, der sich, wie gesagt, frühestens gleichzeitig mit dem Blauberggletscher aus der Gegend von Bad Kreuth zurückzog. Im Langenau- und Valepptal waren die Ferngletscher vor den Lokalgletschern zurückgewichen.

Einen Zufluß bekam der Blauberggletscher aus den NW.-Hängen des Schildensteins durch einen Lokalgletscher, der über Schützlitzalm-Gerlosbach abströmte und sich bei den Sieben Hütten mit ersterem vereinigte.

Der Bayrbach-Gletscher hatte im „Lahngraben“ nordöstlich Halserspitz ein geräumiges Treppenkar (Karböden 1530 m und 1380—1400 m M.H.). Nordwestlich der Bayrbachalm floß ein Teil nach Norden in die Lange Au ab, der Hauptteil aber nach Osten; Ufermoränen sind am Langeckberg, Grundmoränen im Bayrbachtal erhalten. An der Bayralm haben die orographischen Verhältnisse nach Abzug des Ferngletschers ein Abfließen nach Südosten mehr begünstigt als nach Norden, doch dürfte die Gletscherzunge, dem erhaltenen Moränenmaterial nach, kaum bis zur Neuen Klause gelangt sein.

Südlich des Schildensteins findet sich ein sehr tief gelegenes Kar (1300 m) mit Süd-Exposition.

An der Wildalm südöstlich Halserspitz ist ein Kar ebenfalls mit südlicher Exposition und mit Hauptabfluß nach SO. und geringerem nach W. erhalten; den Karboden (1440 m) staute beim Abtauen des Gletschers eine Stirnmoräne an der Bogsbergalm zu einem See auf, der später durch eine tiefe Doline genau auf dem Stangengrabenbruch zum Abfließen gebracht wurde.

Um den Schinder entwickelten sich nach allen Seiten Gletscher, so sind südöstlich und südwestlich vom Trausnitzgipfel drei Kare zu sehen (Karböden der beiden süd-exponierten: 1520 m, des ost-exponierten: 1410 m). Die Karmulde eines Gletschers, der sich in die obere Lange Au ergoß, ist westlich vom bayerischen Schinder angedeutet (westliche Exposition). Er kann nur geringes Ausmaß gehabt haben.

Der eigentliche Schindergletscher entwickelte sich aus dem inneren Schinderkessel („Im Kar“) heraus; die Anfänge seiner sonst so gut erhaltenen Grund- und Ufermoränen sind dort jetzt durch riesige Schutthalde überdeckt; Karausgang etwa 1320 m (undeutlich). Aus einem kleinen Nebekar zwischen Pfaffenkopf und Rotkogel erhielt er einen Zufluß, schnitt dann bei Punkt 1159 die Fernmoräne des Valepp-Rottachtal-Astes²⁾ und bog bei der Schlagalm, als das Valepptal frei geworden war, nach SO. in dieses noch ein Stück weit ein (mindestens bis zur Brennerklamm). Auf Fig. 5 Tafel III ist diese größte Ausdehnung der Schindergletscher-Zunge als „letzte Entwicklung“ eingetragen. Die Ufermoränen dieses Gletschers sind noch ausgezeichnet erhalten in einem ziemlich gleichmäßigen Abstand von 400 m, die Grundmoränen an der Schlagalm 70 m hoch angeschnitten. Der Blick von der Alm aus über diesen Moränenzug in das Kar hinein gibt ein sehr überzeugendes und instruktives Bild eines diluvialen Gletscherlaufes.

¹⁾ bzw. vom Paß Achen herströmenden (s. Anmerkung 3 S. 149).

²⁾ Auf der Karte als schwarze Punktierung über der Hauptdolomitsignatur gegeben. Die Moräne des Schindergletschers ist mit farbiger Moränensignatur gezeichnet.

Ein großes Doppelkar befindet sich weiter am Schinder westlich des Rotkogels im oberen Rauhensack-Tal, die recht undeutliche Karstufe (Hauptdolomit!) liegt auf 1300 m. Der Gletscher floß nach Norden in ein schon von den Ferngletschern mit Moränen überdecktes Gebiet niedriger Hauptdolomitrücken, vereinigte sich mit dem Bernaugletscher und bog zum Schluß östlich in das Tal der Weißen Valepp. Das Moränenmaterial besteht ausschließlich aus Hauptdolomit: kleinen Gesteinstrümmern, dazwischen und im Liegenden gelblichweiße Tonsandlagen.

Der Bernau-Gletscher hatte ein geräumiges Kar mit südsüdöstlicher Exposition an der Bernauer Alm, Karboden auf 1430—40 m, Abfluß hauptsächlich nach SO. in das Tal des Bernauer Baches, mit einem kleinen Teil auch nach S. in die Schreibach-Klamm, deren Hauptdolomit- und Plattenkalk-Moränen nur von dort her gekommen sein können.

Weiter westlich strömte der Rissergletscher vom SW.-Hang des Risserkogels über den Rissergraben nach Südwesten und, nach Aufnahme eines Bernaugletscher-Astes, in die Lange Au; parallel dazu ein kleinerer Gletscher von der Ableitenalm über die Scheureralm. Untere Kargrenze bei beiden Gletschern etwas über 1400 m, Süd-Exposition. Die Moränenreste reichen fast bis auf die Sohle der Langen Au herab, ein größerer Ferngletscher hat sich also um die Zeit ihrer letzten Ausdehnung dort nicht mehr befunden; ob die Zunge des Nordastes des Bayrbachgletschers bis hierher gereicht hat, läßt sich nicht mehr entscheiden, es ist wenig wahrscheinlich. Jedenfalls enthalten die kleinen Moränenreste nördlich des „Schwarzen Kreuzes“ nur Hauptdolomit und Plattenkalk. —

Etwas anders als in der Hauptdolomitzone stellen sich im nördlichen Gebiets- teil die Bahnen der Lokalgletscher dar: sie sind hier durch den raschen Wechsel der Gesteins Härte beeinflußt. Auffallend ist im südlichen Gebiet das Fehlen aller deutlichen Rückzugsstadien (vielleicht mit Ausnahme der Gegend an der Bayr-Alm), die doch im Norden häufig auftreten. Wahrscheinlich sind sie durch die starke Erosionstätigkeit im Hauptdolomitgebiet beseitigt worden, waren vielleicht auch infolge der tiefen Lage der Talsohlen und der daraus resultierenden Raschheit des Gletscherrückgangs überhaupt nie richtig ausgebildet gewesen.

Die wichtigsten Lokalgletscher der nördlichen Gehiets-hälfte gruppieren sich um den Plankenstein. Der Röthenstein-Gletscher besaß am Röthensteiner See ein dreiteiliges Kar: die westliche Wurzel, in den Kössener Mergeln nur undeutlich erhalten, liegt am Grubereck; die mittlere, im Plattenkalk gut ausgebildet, unmittelbar südlich des Sees; die östliche reicht bis in den Plankenstein-Risserkogel-Sattel hinauf; eine oberste Endmoräne ist hier noch auf 1550—1600 m zu beobachten. Ein vorletztes Rückzugsstadium riegelte den Boden des Hauptkars auf 1470 m ab. Über eine Thecosmilienkalkstufe von 70 m Höhe strömte der Gletscher in das Tal der Röthensteinalm hinab, gleich unterhalb der Stufe ist auf 1400 m ein drittes Rückzugsstadium ausgebildet, von einem dort aufgestauten und durch die Erosion des Röthensteingrabens angeschnittenen See zeugt ein größeres Hochmoor. Weiter unterhalb ist der alte Talboden 50—60 m hoch mit Moränen aufgefüllt. Nach Überwindung einer weiteren Thecosmilienkalkstufe, die auf eine größere Strecke hin noch jetzt eingedeckt ist, mündeten von Westen her zwei Zuflüsse aus den Karen beim Wallberghaus und bei der Portnersalm; die sumpfigen Böden dieser beiden Kare, auf 1360—1390 m gelegen, sind teilweise durch Thecosmilienkalkriegel abgestützt und haben sich dadurch erhalten. Unterhalb von Punkt 1197 tritt von Süden her der wesentlich kleinere Plankensteingletscher hinzu, und kurz darauf ergießen

sich beide zusammen über eine neue 80—100 m hohe Thecosmilienkalkstufe in die Siebelbergniederung hinaus, wo sie sich mit dem Rottach-Ferngletscher und nach dessen Rückzug vielleicht eine Zeitlang mit dem Riedereckgletscher vereinigten. Wie weit sie dabei noch in der Richtung Enterrottach vorwärts gekommen sind, läßt sich nicht mehr entscheiden. Am Fuß der letzterwähnten Stufe deutet bei der Jagdhütte nördlich Siebelalm ein kleines, von Lokalmoränen (darunter liegen Fernmoränen) umgebenes Hochmoor auf einen Stillstand des Gletschers beim Rückzug. — Die Moränen des Röthensteingletschers sind an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen, man erkennt unten die feinkörnige Grundmoräne (Material bis Kindskopfgröße) und darüber eine gröbere Ufermoräne, bzw. Endmoräne; die oberen Partien enthalten riesige Thecosmilienkalk-Blöcke, die auch vielfach noch ganz unverarbeitet auf der östlichen Seite der Moränenoberfläche, z. B. an der Röthensteinalm, verstreut liegen als Zeugen der Gletschererosion am Plankenstein und Röthenstein. Das Material der Moränen ist hauptsächlich Lias und Thecosmilienkalk, Plattenkalk tritt zurück, Kössener Kalk und Oberer Jura finden sich nur vereinzelt. Sie verwittern zu einem gelben und weißlichen fetten Ton, der hauptsächlich auf den Gehalt an tonreichen liasischen Kalken zurückzuführen ist.

Der Plankenstein-Gletscher stieß mit seinem Firngebiet am Plankenstein-Risserkogelsattel an das des Röthensteingletschers. Das den Karboden bildende Loch zwischen Plankenstein, Risserkogel, Schneeböden und Schreistein ist eine allseitig geschlossene, heute von Schutthalden bis auf einen etwa 15 m tiefen See zugeschüttete Senke, deren ursprünglicher Boden mindestens 50 m unter dem Sattel östlich des Plankensteins und mindestens 90 m unter dem südlich des Riederecks gelegen haben muß. Die sich hier sammelnden Eismassen mußten sich also zu bedeutenden Höhen aufstauen, um abfließen zu können. Der nördliche Arm konnte, vielleicht durch einen Zufluß vom Röthenstein herab verstärkt, sich gleich über die Terrasse nördlich des Plankensteins ausbreiten und deren Nordkante abschleifen. Der Weg von der Plankensteinalm herauf gegen den Plankenstein¹⁾ führt an solchen Rundhöckern und abgeschliffenen Kanten vorbei. Auf der Terrasse liegen Moränenreste mit reichlichem Plattenkalk-Material. Am Nordfuß der 170 m hohen Stufe finden wir auf 1290 m wieder eine Stirnmoräne um ein Hochmoor, einen einstigen Reliktensee. Der Lauf weiter abwärts ist schmaler als der des Röthensteingletschers (sein Nährgebiet ist kleiner, außerdem wurde ein Teil des Eises schon am Schreistein abgetrennt); aber das kurze Talstück bietet ähnlich wie das der Schlagalm ein modellartiges Bild eines breitgerundeten Gletschertales mit Ufermoräne, besonders bei einer Betrachtung vom SO.-Flügel des Laiterkopfes aus. Hinter einer dritten Stufe — ebenfalls wieder Thecosmilienkalk — erfolgte dann der Zusammenfluß mit dem Röthensteingletscher.

Der schmale Felsen des Schreisteins teilte vom Plankensteingletscher als einen östlichen Arm den Riedereck-Gletscher ab, der sich über den Kössener Sattel und -Kamm an der Riedereckalm gegen den Siebelberg zu ausbreitete. Genaueres über seinen Lauf läßt sich in dem von Kössener Schmierern, Schuttfeldern und Moränen überdeckten Gelände nicht mehr feststellen. Von der Höllache her (undeutlicher Karboden im Gehängeschutt auf 1340 m) bekam er seinen Hauptzufluß; einen geringeren vielleicht auch von der Lahner Alm (allerdings scheint der von Moränen und Kössenern im N. und O. umgebene ehemalige Reliktensee [1250 m M.H.]

¹⁾ Auf der Karte nicht eingezeichnet.

dort mehr durch eine Ufermoräne des Valepp-Rottach-Ferngletschers aufgestaut worden zu sein).

Nur einen kurzen Lauf hat der Mittentaler-Gletscher aufzuweisen; sein Kar an der Hintermauer Alm südlich des Wallberggipfels hatte zwei Ausgänge nach Osten auf 1490—1520 m, Exposition OSO. Wahrscheinlich bekam er aus einem an der Mittertaler Alm auf 1380 m gelegenen Kar einen geringen Zufluß.

Der Kühzaglast des Freudenreich-Gletschers wurde schon früher erwähnt (S. 148); das Nährgebiet lag an den NO.-Hängen der Bodenschneid, Karhöhen 1360 bis 1380 m, zwei untere Karböden liegen auf 1240—50 m. Nordöstlich des Rainerkopfes gabelte er sich entsprechend der seltsamen Dreiteilung des Tales in drei Äste, die durch das Dürrnbachtal und das Tufttal ins Schlierseebecken, durch das Kühzagltal ins Tegernseebecken abfließen. Bei Punkt 1153, gerade an dieser Gabelung, häuften sich größere Moränenmassen an, vielleicht ein Rückzugsstadium. Nordwestlich der Kühzaglalm sind Moränenreste am Hang bis über 1150 m M.H. nachweisbar, 150 m über den anstehenden Raiblern der Talmitte.

Zweifelhafte Karbildungen sind anzutreffen am Stolzenberg auf 1300 m und am Westhang des Gruberecksattels auf 1490 m M.H., beide mit West-Exposition. Morphologisch nicht mehr nachweisbar sind Lokalglletscher am oberen Klafferbach, am Setzberg-, Osterberg-, Stümpfling- und Ankergraben; auch wurden sichere Lokalmoränen in diesen Seitentälern nicht gefunden.

Bei den Karen des Gebiets wurde im Vorhergehenden meist nur die Süd- und Westexposition besonders erwähnt. Eine Übersicht über die Meereshöhe der Karausgänge gibt die nachstehende Tabelle, bei der die zweifelhaften Karbildungen in eckige Klammern gesetzt wurden; die Kare der Ostseite des Bodenschneid-Stolzenberg-Zuges sind mit eingerechnet, da die Westseite sonst hätte weggelassen werden müssen:

Exposition	Zahl der Kare	I	II	III
N.—NNO.	12 [+ 2]	[1260 (1 ×)]	1300—1400 (11 ×)	1470—90 (2 ×)
ONO.—OSO.	15	1240—50 (2 ×)	1290—1410 (10 ×)	1470—1530 (3 ×)
SSO.—S.	7		1300(1 ×), 1420—40(4 ×)	1510—20 (2 ×)
W.	1 [+ 3]		[1300 (1 ×)]	1470— [1500] (3 ×)
Summe	35 [+ 5]	1240—60(2[+1] ×)	1290—1440 (25 [+2] ×)	1470—1530 (8 [+2] ×)

Es ergibt sich daraus 1. daß mindesten drei Viertel aller Kare nach Norden und Osten gerichtet sind, vom Rest der größte Teil nach Süden. Westexposition weisen nur 1 sicheres und 3 unsichere Kare auf. 2. Es lassen sich der Höhe nach drei Gruppen unterscheiden, von denen der tiefsten (1250 m) nur N.- und O.-exponierte Kare, zum Teil unsicher, zum Teil als tiefere Karstufen angehören. Die mittlere Gruppe: 1300—1400 m (bei S.-Exposition etwas höher) enthält weitaus die meisten Kare; sie ist die hauptsächliche Karhöhe. Darüber liegt bei 1470—1530 m eine obere Gruppe, deren Zahl etwa ein Viertel aller Kare ausmacht. Die Höhenzonen von 1250—1300 m und von 1420—1470 m sind fast frei von Karen. 3. Die durchschnittliche Höhenlage der S.- und W.-exponierten Kare ist um einen nicht gerade bedeutenden Betrag höher als die der N.- und O.-exponierten.

Die Schneehöhe wurde von PENCK („Die Alpen im Eiszeitalter“ I. S. 189) für den Höhepunkt der Würmeiszeit in der Gegend südlich des Tegernsees auf 1200 m

bestimmt. Zur Zeit der großen alpinen Stadien dürften höchstens noch kleine Kar-gletscher und Firnflecke sich in den höheren Karen gehalten haben, eine eigentliche Lokalgletscher-Entwicklung bestand kaum mehr.¹⁾ Die im Risserkogelgebiet zu beobachtenden Rückzugsstadien sind älter und gehören dem Rückgang der Hauptvereisung noch vor den stadialen Schwankungen an. Ihre Endmoränen liegen im Bereich des Röthensteingletschers auf 1570, 1470, 1400, 1050 m; in dem des Plankensteingletschers auf 1280 m, in dem des Freudenreichgletschers auf 1130—40 m.

2. Spät- und nacheiszeitliche Veränderungen.

I. Die weiten Schotterfelder, denen wir im Südteil des Tegernseer Beckens begegnen, weisen darauf hin, daß das, was wir heute als Moräne im Gebirge sehen, nur ein Rest ist von dem ungeheuren Gesteinsmaterial, das von seiner ursprünglichen Lagerstätte durch die Gletscher auf eine sekundäre verfrachtet worden ist. Die Schmelzwässer aus den abtauenden Gletschern und die nacheiszeitliche Abtragung haben dieses Material auf eine dritte Lagerstätte überführt, wo es nun die alten Talböden hoch eindeckt und einebnet. Die geringen Wasserläufe der späteren Zeit schufen sich in diesen Schottern neue Betten und schnitten sie in Terrassen an, zum Teil bis aufs anstehende Gesteine hinunter.

Im Tal der Hofbauern Weißach reicht die Terrasse bis über die Sieben Hütten hinauf und ist dort in drei Schichten 15—17 m hoch entwickelt; die Oberfläche liegt auf 860 m. Über die eigentümliche Wechsellagerung am Talausgang mit Schottern vom Großen Weißachtal her vergleiche das auf S. 151 Gesagte. Bei Bad Kreuth sperrt die Terrasse jetzt das ganze Haupttal bis auf einen schmalen Durchgang für die Weißach im Norden. Verursacht ist diese ungewöhnliche Widerstandsfähigkeit der sonst überall leicht erodierbaren Schotter-Terrasse durch die Verkittung der Schotter zu einer besonders in den oberen Lagen recht festen Nagelfluh. Das Wasser der Kreuther Schwefelquellen hat eine stark lösende Wirkung auf Kalk und Dolomit, wie an der Sinterbildung der Quellen zu sehen; die in früheren Zeiten frei ablaufenden Schwefelwasser durchtränken die Terrasse, korrodierten teilweise die Gesteine und verkitteten sie wieder durch Kalkabscheidung beim Verdunsten. Die Oberfläche der Terrasse — die eigentlich schon dem Großen Weißachtal angehört — liegt im Süden, an der Kapelle, auf 828 m, am Nordrand auf 815 m, der Weißachspiegel dort auf 795 m M.H.

Die postglazialen Schotter der Langen Au sind am Eingang in dies Tal in 10 m Höhe aufgeschlossen; darüber liegen 2 m rezente Talschotter, die nach innen die älteren mehr und mehr überdecken, so daß diese schon 1200 m vom Taleingang her verschwinden. Der heutige Talboden besteht von da ab aufwärts, soweit nicht Gehängeschutt und zahlreiche große Bach-Schuttkegel ihn einengen, aus rezenten Talschottern, die in der Talmitte einen förmlichen Strom bilden. Dieser Schotterstrom kommt nur bei starkem Regen in Bewegung, wenn der Spiegel des Sagenbaches, der sonst bis fast an den Talausgang unterirdisch läuft, über die Schotteroberfläche steigt. Wir haben in der Langen Au ein Tal vor uns, das sich fast in seinem ganzen Verlauf noch im Auffüllungsstadium befindet. Seine Ausräumung am Talausgang hat erst begonnen; der Weißachspiegel liegt 40 m tiefer als die heu-

¹⁾ Nach v. WOLF (S. 289) lag die Schneegrenze während des ersten langdauernden Haltes im Achenseegebiet auf 1500 m, die Eisoberfläche bei Jenbach wohl nicht höher als 1300 m; der Paß Achen wurde wahrscheinlich nicht mehr überschritten. Zweiter Halt bei 1800 m, dritter bei 2100 m Schneegrenze.

tige Schotter-Talsole der Langen Au an dem Punkt, wo der Sagenbach zu Tage tritt (2000 m einwärts der Talmündung). Bis hierher erst ist die rückwärts einschneidende Erosion in den Schottern vorgedrungen.

Im Weißachtal oberhalb und unterhalb von Bad Kreuth begleitet die Terrasse überall den Fluß, gewöhnlich in mehreren durch die Flußerosion herausgearbeiteten Absätzen; große Schuttkegel überdecken sie dort, wo bedeutendere Bachrisse einmünden, so bei Riedlern und gegenüber bei Enterfels, bei Brunnbichel u.s.w. Bei Dorf Kreuth beträgt ihre Höhe über dem Flußspiegel 16 m, die Oberfläche liegt hier auf 787 m ü. M., bei Point auf 770 m, bei Oberach auf 750 m (Weißbachspiegel 742 m). Das Terrassengefälle beträgt demnach im unteren Felsweißachtal 1:33,5, von Bad Kreuth bis Brunnbichel 1:88,9, von da bis Oberach 1:125, ebensoviel von hier aus bis zum See (Terrassenhöhe bei Schorn 728 m, weiter östlich 730 m ü. M.). Das Gefälle der Weißach dagegen ist mehr ausgeglichen: im Durchschnitt 1:127 von Bad Kreuth ab, so daß sich also die Terrassenoberfläche dem Flußspiegel allmählich nähert und schließlich flach unter den Spiegel des Tegernsee (726,5 m ü. M.) einschneidet. Mit den Schotter-Terrassen zwischen und vor den Moränen am Nordrand des Tegernseebeckens haben die Weißach-(und Rottach-)Tal-Terrassen nichts zu tun, sie liegen wesentlich tiefer und sind jüngere Bildungen als jene (Terrassenhöhe nördlich Gmund über 750 m M.H.!).

Das Schotterfeld der unteren Rottach geht in seinem hintersten Winkel, von dem Gehöft Wallberg ab, in einen ebenfalls spät- bzw. postdiluvialen flachen Schotterkegel mit der Neigung 1:38 über, abwärts bis Hagrain beträgt das Gefälle 1:70. Bei diesem Dorf stoßen die Schotterfelder der Weißach und der Rottach zusammen. In der vom heutigen Rottachunterlauf eingeschnittenen niederen Terrasse finden sich in einer Schottergrube 100 m südwestlich des Rottachknickes bei „Ried“ Aufschlüsse, die einen Einblick in die Struktur der Terrasse geben. Bis 1914 waren hier rasch wechselnde sandfreie Kiese und sandig-tonige Lagen zu sehen, meist nur wenige Zentimeter mächtig und vielfach linsenförmig ineinander verkeilt. Im Liegenden traten feine Kiese auf, fast schon mehr grober Sand, in den oberen Partien des 5 m hohen Aufschlusses von Westen her (also von der Weißach) nach Osten einfallende Kiese. Die Schotterförderung der Weißach drängte hier also in einem späten Stadium der Auffüllung die der Rottach fast bis an den Ostrand des Talbeckens zurück. In etwa zwei Drittel Höhe zog ein 10 cm mächtiges flach Ost fallendes Band blaugrauer Tone mit Eisenoxyd-Ausscheidungen, unbestimmbaren Holzresten und zahlreichen Schnecken durch. Das Schottermaterial umfaßte alle Gesteine von den Raiblern bis zum Oberen Jura; zentralalpine wurden nicht gefunden. — Während des Krieges verfielen diese Aufschlüsse, einige wurden neu geschaffen. Zur Zeit ist an der Basis eine 40° N. fallende Deltaschichtung feiner Kiese und Sande zu sehen, die an den bekannten Aufschluß an der Weißachmühle erinnern.

Diese Deltaschichtung liegt in 729—30 m M.H., 3 m über dem heutigen Tegernsee-Spiegel. Ihre Ablagerung ist wohl im Wasser eines Seebeckens, aber nicht in tiefem Wasser erfolgt, wie die ganze Situation dort zeigt; es stand demnach der Tegernsee zur Zeit der Ablagerung dieser Schotter nur um wenige Meter höher als heute. An der Weißachmühle tritt die Deltaschichtung in 738 m M.H., aber in einem tieferen Niveau unter der Schotteroberfläche auf, ist also etwas älter als die bei Ried (denn die Schotteroberfläche ist wohl überall ungefähr gleichaltrig, wenn auch ungleich hoch gelegen). Auch hier eine Ablagerung in flachem Wasser,

nur noch 11 m über dem heutigen Seespiegel. Da wir annehmen müssen, daß sich die Bildung dieser großen Schotterebenen zeitlich und räumlich unmittelbar an das Zurückweichen der Gletscher anschloß, so deuten die erwähnten Deltaschichtungen darauf hin, daß während des Gletscherrückzuges — und nicht einmal während der späten Stadien — der Tegernseespiegel nur mehr wenig über dem heutigen lag, die Durchnagung des Moränenriegels bei Gmund am Nordende des Tegernsees also schon fast beendet gewesen sein muß. Dies zu einer Zeit als die Gletscherzungen noch in den oberen Tälern, vielleicht sogar noch in den Südzipfeln des Tegernseebeckens lagen. Es darf daraus mit einiger Sicherheit der Schluß gezogen werden, daß der Tegernsee niemals bis in die Gegend von Brunnbichel und Entertottach gereicht hat (wie theoretisch aus der Moränen-Stauhöhe bei Gmund geschlossen werden könnte), sondern daß unmittelbar nach dem Ablösen der Gletscherzungen von den Endmoränen bei Gmund mit der Durchnagung dieses Riegels und dadurch mit der Spiegelsenkung des eben gebildeten Sees begonnen wurde.

II. Stellen diese Schottermassen noch die letzten Auswirkungen der diluvialen Vergletscherung dar, so gehören die Flußschotter zwischen und auf den Terrassen, der Gehängeschutt und die Schuttkegel der Bäche und Wasserrisse („Gräben“) alle der geologischen Gegenwart an. Die Schuttkegel gehen im Hauptdolomit gern in flache Schuttlagen, eine Art Muren, über, die bei jedem starken Regen sich langsam weiterschieben und den umgebenden Wald trotz aller Eindämmungsversuche allmählich auffressen. So vor den beiden Hauptdolomitrisen nordwestlich der Wasserspitz und an zahlreichen Stellen in der Langen Au. Ähnlich wie hier zieht sich übrigens auch im Tal der Schlagalm (Karbach) in der Mitte des Moränenbettes ein schmaler Schuttstrom hin; auch hier greift am Talausgang die Erosion kräftig von unten her in die Moränenmassen ein, wie am Ausgang der Langen Au in die spätdiluviale-frühalluviale Schotterfüllung des Tales. — Von Bergstürzen wären bemerkenswert die großen Abbrüche rings um den Kleinen Roßstein und ein kleinerer im Schiffbachtal, wo am Laiterkopf ein Stück des Thecosmilienkalkzuges ausgebrochen und abgestürzt ist; die Trümmer überlagern südlich vom „Sch“ des Wortes „Schiffbach“ die Moräne. — Das alte Bachbett der unteren Rottach, südlich des jetzigen, ist auf der Karte ersichtlich. Auch weiter westlich zeigt die Schotteroberfläche noch verschiedene alte Züge von Bächen, die jetzt gleich am Nordfuß des Wallbergs unter der Schotteroberfläche verschwinden. — Das allmähliche Tieferlegen des Rottachbettes in der Moräne westlich des Stachelbichels hat auch den 1000 m langen, 300 m breiten See, der im Mittelalter an der Damholzstube noch bestand, zum Abfließen gebracht; die sumpfigen Reste sind durch Entwässerungsgräben nun schon größtenteils trocken gelegt. Der Widrigsee muß als eine im postglazialen Schotter gelegene Doline über einem eingestürzten Raibler Gipslager (s. S. 115) jungen Datums sein, während die drei kleinen Gebirgsseen am Risserkogel Karseen darstellen. — Erwähnt sei noch eine wahrscheinlich rezente Gehängebrekzie zwischen Wallberghaus und Nordfuß des Setzbergs, dicht oberhalb des Weges Wallberghaus — Grubereck.

Morphologie.

In den vorhergehenden Abschnitten ist das Material des Gebirgs — in der Formationsbeschreibung — und Wirkung und Ausmaß der aufbauenden und abbauenden Kräfte — in der Tektonik und im Quartär — betrachtet worden. Es bleibt noch übrig zu untersuchen, in welcher Weise die Oberflächenformen durch dieses Material und diese Kräfte bedingt sind.

Die Beeinflussung der Detailformen durch Gesteinscharakter und Lagerung wurde jeweils bei den einzelnen Schichtgliedern gezeigt. Schon auf der topographischen Karte sind die allgemeinen Züge der Gesteine und deren rascher Wechsel in der vorderen, die unruhige Gleichförmigkeit der Gehänge und Kuppen in der hinteren Gebietshälfte zu lesen; man erkennt den ruhigen Verlauf der Höhenlinien dort, wo die geologische Karte Plattenkalk und Lias anzeigt, den ziemlich regellosen und vielfach von Felsen unterbrochenen unter der Hauptdolomit-Signatur, die Felszeichen fast überall im Thecosmilienkalk.

Beim Überblick von den höchsten Kämmen aus fällt, wie auf den Profilen I und II, die größere Durchschnittshöhe der Nordhälfte mit ihren rhätischen und jurassischen Gesteinen gegenüber der infolge intensiver Zertrümmerung stärker abgetragenen Hauptdolomitzone im Süden auf. Ebenso ist in die Mannigfaltigkeit der Talformen am besten von den Höhen aus Einblick zu gewinnen; sie sind im Folgenden noch näher zu betrachten als Formen, die nicht von der Widerstandsfähigkeit und Lagerung einer bestimmten Gesteinsschicht allein abhängig sind.

Die Schotterebene von Egern. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, daß hier nicht Wasser- und Eiserosion allein die Form bedingen, daß die Wirkung beider beträchtlich durch das Gesteinsmaterial modifiziert wurde, und vor allem: daß die Grundanlage tektonischer Natur ist. Betrachten wir den Grundriß der Talebene nördlich und westlich des Wallbergs (s. Tafel II Fig. 6), so fällt uns auf, daß die Täler der Weißach und Rottach nicht frei geradeaus in das Tegernseebecken einmünden, sondern beide so fast rechtwinklig abgelenkt und gegeneinander gebogen sind, daß sie unmittelbar nördlich des Wallbergs aufeinanderstoßen und dann gemeinsam ein breites beckenförmiges Tal bilden. Der Grund für diese frühzeitige Vereinigung der beiden Täler (eine natürliche wäre erst weiter nordwestlich erfolgt) ist in der Kühzagl-Ringberg-Linie zu suchen; sie grenzt zwei Bergriegel (Ringberg und Baumgartenberg) nach Süden ab, die ihrerseits die beiden durch den Wallberg getrennten Täler gegen Norden absperren und gegeneinander zwingen. Die Kühzaglinie bildet so die Vereinigungslinie der beiden Täler; der südliche Teil des Tegernseebeckens hätte ohne sie eine ganz andere Gestalt bekommen. Noch deutlicher als jetzt müssen diese Verhältnisse ausgeprägt gewesen sein vor der Schottereindeckung des Tales bzw. vor der Eiszeit: zwei Rippen harter Gesteine engen die „Mündungstrichter“ bei Oberach und Ellmau noch mehr ein als die erwähnten Bergnasen; heute sind nur noch 5—15 m hohe Kuppen und Riedel über der Schotteroberfläche erhalten, unter ihr auch noch weichere Gesteine wie Lias, der durch den Weißachlauf westlich Oberach wieder bloßgelegt ist. Die Gletscher erst schliffen beim Einbiegen in das Tegernseebecken diese hemmenden Vorsprünge ab.

Dieselben Abschleifungen zeigen sich an den Rippen, die in das mittlere Weißachtal zwischen Scharling und Dorf Kreuth hereinragen. Die größte derselben, die Plattenkalkrippe bei Dorf Kreuth erhebt sich noch 30—40 m über die Schotteroberfläche, die Talsohle ist auch heute noch hier sehr eng. Die andern Plattenkalk- und Hauptdolomitrippen bei Brunnbichel und Point ragen nur wenig aus den Schottern heraus. Diese Vorsprünge erlauben eine annähernde Rekonstruktion des vor-würmeiszeitlichen Talzuges, der einen wesentlich gewundeneren Verlauf als der heutige gehabt haben muß und dessen Sohle wohl 50—100 m unter der Schotteroberfläche zu suchen ist.¹⁾ Der heutige Eindruck großer Talbreite ist einmal zurückzuführen

¹⁾ Zu einer nicht ganz auf Vermutungen beruhenden Rekonstruktion noch früherer (frühglazialer oder spätpliozäner) Talformen liegen keine Anhaltspunkte vor, diese älteren Formen scheinen völlig verwischt.

auf die Abschleifung der vorspringenden Bergnasen bis nahe an die Talsohle herab, zweitens auf die — ebenfalls den Gletschern zuzuschreibende — leicht konkave Aushöhlung (Unterschneidung) der Gehänge bis in Höhe von 11—1200 m, drittens, und dies ist das Hauptmoment, auf die Schottereindeckung des Tals bis zu Isohypsen hinauf, die infolge der glazialen Erbreiterung schon weit von der Talmitte abstehen. Die Breite der Talsohle beträgt bei Pförm 1100 m, bei Scharling 1300 m (beidemal im NW.—SO.-Querschnitt), dicht südlich Brunnbichel 500 m, bei Dorf Kreuth 200 m (50 m über dem Weißbachspiegel jedoch schon 700 m), südlich von Kreuth ermöglichen die tief herabreichenden Kössener Mergel wieder eine Erbreiterung des Talbodens auf 1050 m (50 m über dem Weißbachspiegel 1300 m), dann folgt flußaufwärts wieder eine Einengung auf 2—300 m dort, wo der saiger stehende Plattenkalk und der obere Hauptdolomit vom Fluß durchbrochen werden; der Hauptdolomit reicht stellenweise bis in das Flußbett hinein.

Die Richtung des Weißbachtals ist deutlich vorgezeichnet durch den Weißbachbruch von Bad Kreuth nach N., die Terrasse auf halber Höhe der östlichen Hänge (Punkt 1121—1179 und 993) verursacht durch zwei ebenfalls süd-nördliche Brüche und durch die flache Lagerung weicher, wohl von den Gletschern weggeräumter Kössener Mergel über hartem Plattenkalk. Mit der Eishöhe hat diese Terrasse also unmittelbar nichts zu tun. Die Talkreuzung bei Bad Kreuth ist hervorgerufen einmal durch den erwähnten N.-S.-Bruch, der das untere Felsweißbachtal von den Sieben Hütten ab zur südlichen Fortsetzung des Mittellaufs der Weißbach (von Bad Kreuth bis Oberach) macht, und zweitens durch den senkrecht dazu verlaufenden Talzug der Großen Weißbach und der unteren Langen Au, dessen Anlage mit ziemlicher Sicherheit auf einen W.-O.-Bruch zurückgeführt werden kann (s. Tektonik S. 144).

Beim Talsystem der Fels- und Hofbauern-Weißbach ist die tektonische Anlage klar zu sehen: die Hauptlinie für den mittleren und oberen Lauf gibt der Stangengraben-Bruch, der über 600 m tiefe Talzirkus der Wolfsschlucht ist durch den Wolfsschlucht-Bruch und seine Zweige angelegt, zwischen ihm und den Schildenstein-Bruch ist der Felsklotz des Schildensteins stehen geblieben; das Gerlos- und Hohlensteintal wird vom Gerlos-Bruch durchzogen und die komplizierten Verhältnisse der Talsohle bei den Sieben Hütten endlich sind durch das Kreuzen der drei Bruchsysteme an dieser Stelle, durch Schotterauffüllung und durch vom Großen Weißbachtal her rückschreitende Erosion verursacht. Zwischen diesen Hauptlinien blieben mehr oder weniger kompakte Blöcke stehen, der Rasseringkopf, Wenigberg u. s. w., auf den Linien selbst hatte das Wasser in dem zertrümmerten und vergriesteten Gestein leichtes Spiel und konnte so tief hinab erodieren, daß sich keine Hochtäler wie im nördlichen Gebietsteil erhielten, sondern nur Schluchten entstanden mit verhältnismäßig ausgeglichenem Gefäll (hier 1 : 22) und 6—900 m hohen Talzirken. Im Diluvium wurden die Täler durch Moränen, besonders Fernmoränen, bis zu einer beträchtlichen Höhe aufgefüllt, die Bäche haben sich dann aber postglazial an den meisten Stellen (mit Ausnahme des Hohlenstein-Tales) wieder auf den anstehenden Fels durchgearbeitet, so daß in diesem Talsystem, von seinem durch Schotter eingedeckten Ausgang abgesehen, das vor-würmeiszeitliche Längsprofil wieder sichtbar wird. Eine Erbreiterung des Querprofils tritt im Tal der Hohlensteinalm auf: auch hier kein primär weites Tal, sondern eine sekundär durch Moränen erhöhte und dadurch erbreiterte Talsohle.

Die 7,3 km lange Furche der Langen Au hat bis hinten zum Talabschluß hin den Charakter eines gleichmäßig breiten Tales mit geringem Gefäll (1 : 43), der

Querschnitt zeigt U-Form. Man ist dann überrascht, hinter der Langenau-Alm die ebene, hier 150 m breite Talsohle auf 970 m M.H. plötzlich abgeschlossen und nur seitlich über eine 100 m hohe Hauptdolomit-Stufe auf eine kurze Strecke in das nach SO. entwässerte Bayrbachtal fortgesetzt zu sehen.¹⁾ Wasser kann dieses schlauchförmige Tal nicht so gebildet haben, wie wir es heute sehen, auch ist der Tallauf viel zu kurz für die Entwicklung eines entsprechend starken Flusses, größere Quelltäler sind nicht vorhanden, eigentliche Seitentäler nur eines, und dazu ein recht geringfügiges, das des Schreibachs. Wir müssen auf einen lange Zeit hier durchziehenden Gletscher als ausformende Kraft schließen, der in dem gleichförmigen Material auch einen gleichförmigen Querschnitt schuf (s. S. 149).²⁾ Damit ist aber nur der heutige Querschnitt erklärt, nicht das Tal selbst, dessen anstehende Sohle im oberen Drittel 50—60 m, im mittleren und unteren 70—100 m unter der heutigen Schottersohle liegen mag. Diese Talsohle taucht 600 m nördlich Punkt 1071 unter die Schotteroberfläche unter, die vom Schinder westlich herabkommenden Bäche haben sich darin bereits wieder eine Klamm eingeschnitten. Es fragt sich nun, ob diese geringen Quellbäche für die vor-würmeiszeitliche (bzw. praeglaziale) Erosion dieses auch vor der Gletschereinwirkung noch relativ bedeutenden Tales genügten: bei Vergleichung mit anderen Hauptdolomittälern muß dies verneint werden. Es bleibt nun die Möglichkeit, daß der Bayrbach sich an der Bayralm früher nach Norden gewendet hat und erst später (vor- oder früh-eiszeitlich) durch das kurze und steile Talstück der Neuen Klause angezapft und mit der viel tieferen Erosionsbasis der Bayrache verbunden wurde. Fig. 7 Tafel II zeigt diese Verhältnisse im Längsprofil; die vermutete alte Verbindung zwischen dem Tal bei Punkt 1136 und dem Talschluß der Langen Au bei Punkt 1071 ist durch eine strichpunktierte Linie angedeutet. Der Gefällsknick nördlich Punkt 1071 ist wohl durch die mit dem hier einsetzenden stärkeren Gefäll verbundene verstärkte Gletschererosion verursacht; diese wurde noch erleichtert durch mehrere hier durchziehende tektonische Linien.³⁾

¹⁾ Über den Talschluß vergleiche auch die Figur 7 Tafel II (das anstehende Gestein ist dort durch senkrechte Schraffen, Schutt und Moräne durch Punkte dargestellt, punktierte Linien zeigen Verwerfungen, strichpunktierte Ergänzungen an).

²⁾ Nach v. WOLF (S. 235) käme der Hauptanteil der glazialen Unterschneidung — jedenfalls im Achenseegebiet — der vorletzten Eiszeit zu.

³⁾ LEVY (Schlierseer Berge, S. 24) hält die hier vorgetragene Möglichkeit der nachträglichen Anzapfung eines ursprünglich zur Langen Au entwässernden Bayrbaches „nach Lage der Verhältnisse für ganz undenkbar“, und führt als Gründe dagegen an: einmal, daß der praeglaziale Talboden des Bayrbachs an der Bayralm tiefer liege als die Paßhöhe (1071 minus 10 m Aufschüttung). Da im selben Satz von einem stadialen (genauer: spät-hocheiszeitlichen) Zungenbecken des Bayrbachgletschers an der Bayralm gesprochen wird, so ist damit die Möglichkeit zugegeben, daß die Eintiefung an der Bayralm (die übrigens auf der Fig. 7 Tafel II etwas zu stark geraten ist) spätglazialen Datums ist, vielleicht auch späten Stadien früherer Eiszeiten angehört. Jedenfalls zeigt der glaziale Talboden unterhalb 1136 eine Neigung, die ohne weiteres auf den Punkt 1071 hindeutet. Und dies ist erst der Talboden der letzten Eiszeit! Von dem praeglazialen Talboden weiß man nichts — jedenfalls ich nicht —, eine unmittelbare auch nur vermutungsweise Rekonstruktion ist ausgeschlossen. Es liegt mir aber zunächst an der Feststellung, daß die heutigen Talformen eine frühere Verbindung Bayrbach—Lange Au als denkbar erscheinen lassen. Der zweite Gegengrund LEVYs gegen die in Frage stehende Annahme ist die starke Neigung des Talstückes nördlich Punkt 1071. Da das stärkere Gefäll dort im gleichen Satz als „glazialer Talschluß“, also als eine glaziale Form gedeutet wird, es sich hier aber um praeglaziale (vielleicht pliozäne) hydrographische Verhältnisse handelt, so kann das Gefäll nördlich 1071 doch wohl kaum einen Einwand abgeben gegen die Möglichkeit einer alten Verbindung zwischen dem oberen Bayrbach und der oberen Langen Au. — Die Dinge liegen vielmehr so: Unmittelbar läßt sich, wie gesagt, der ursprüngliche Talzug nicht wiederherstellen. Mittelbar

Die erste Anlage des Tales ist tektonisch: das untere Drittel durch die Fortsetzung des Schreibach-Bruches, das mittlere durch den Harrerberg-Bayrbach-Bruch, für das obere läßt sich ein größerer Bruch nicht nachweisen, nur eine Linie dritter Ordnung zieht bei der Langenau-Alm in WSW.-Richtung in diesen Talabschnitt herein.

Die wahrscheinliche Talgeschichte der Langen Au läßt sich somit wie folgt darstellen: Voreiszeitliche, vielleicht auch noch zwischeneiszeitliche Ausarbeitung eines in seinen unteren zwei Dritteln tief eingeschnittenen Tales von der Halserspitz über Bayrbachalm-Bayralm-Langenaualm zur Weißach. Anzapfung dieses Tals von der Bayrache aus bei der Bayralm, wohl nicht allzulange Zeit vor der Eiszeit oder in einer frühen Zwischeneiszeit; die Lange Au wird nunmehr nur von geringen, vom Schinderwesthang herabkommenden Bächen durchflossen, ihr Einzugsgebiet ist im Verhältnis zu den Ausmaßen des Tales abnorm gering geworden. Eindeckung des ganzen Tales und seiner Umgebung durch Eis in den Höhepunkten der Vergletscherung; während deren allmählichem Rückgang (und wohl auch während des Vorrückens) lange Zeit Durchzug eines rund 300 m mächtigen Ferngletschers, der die Gehänge mäßig unterschneidete und dem Tal einen U-förmigen Querschnitt gab. Die Schotterentwicklung bei seinem letzten Rückzug und der reichliche Schutt der Hauptdolomitgehänge, den die schwachen Bäche bei dem geringen Gefälle der Talsohle nicht auszuräumen imstande waren, deckten das Tal dann bis zur heutigen Höhe ein. — Es geht nicht an, die Lange Au etwa als alte Fortsetzung des Großen Weißachtales nach O., vor dessen Durchbruch bei Bad Kreuth nach N., anzunehmen. An einem Abfluß der Weißach nach O. hinderte immer der anstehende Hauptdolomitriegel bei Punkt 1071, der sich 280 m über die heutige (ca. 350 m über die alte) Talsohle bei Bad Kreuth und wohl 200 m über das Anstehende am Paß Achen im Quellgebiet der Weißach erhebt: die Lange Au hat immer das Gefälle nach Nordwest gehabt.

Das Bayrbachtal ist das höchstgelegene Tal im Hauptdolomit, es hält sich in der Hauptsache zwischen 1050 und 1300 m M.H. Der Grund dieser hohen Lage ist die Trennung von der Erosionsbasis der Bayrache (südlich der Neuen Klause 920 m M.H.) durch einen harten Plattenkalk- und Thecosmilienkalkriegel, in dem das Gefälle noch ganz unausgeglichen ist. Seiner allgemeinen Höhenlage nach würde das Tal von der Bayrbachalm bis zur Bayralm viel besser als Oberlauf zur Langen Au passen, wie oben dargelegt wurde. Die Anlage verdankt das Tal dem Harrerberg-Bruch, der Talzirkus am Lahngarten dem Stangengraben-Bruch und einer geringen N.—S.-Verwerfung Stangenhäusl-Halserspitz, die Talweitung hier und an der Bayralm dem Eis.

Wieder anders als im Felsweißach-, Langenau- und Bayrbachtal sind die Formen im Talsystem der Weißen Valepp. Für die erste Anlage lassen sich tektonische

deuten zwei Momente nicht nur auf die Möglichkeit, sondern sogar auf die Wahrscheinlichkeit der angenommenen Talverbindung hin: Erstens die oben im Text erwähnte Notwendigkeit, ein größeres Einzugsgebiet als das heutige für die erste (fluviale) Erosion der Langen Au anzunehmen. Zweitens die von LEVY so eingehend geschilderte interglaziale (?) Tieferlegung der Erosionsbasis der Bayrache — Brandenburger Ache im Inntal mit ihrer sehr starken und bis noch heute anhaltenden Belebung der Erosion im Einzugsgebiet. Die durch sie geschaffenen neuen und noch wenig stabilen Formen reichen in unserem Gebiet, wie im Gelände und auch auf der Fig. 7 Tafel II zu sehen ist, von der Bayrache bis zu der Weitung der Bayralm, die dann ihrerseits glazial und spätglazial überarbeitet wurde. Die Geländeformen in der nächsten Umgebung dieser Alm sind also in zweifacher Hinsicht — zeitlich und ursächlich — in ihrer Entstehung verschieden vom oberen Talstück des Bayrbaches und von der Paßhöhe 1071, und bestimmt nicht praeglazial.

Ursachen nicht für alle Teile so leicht nachweisen, wie z. B. bei den Hofbauern- und Fels-Weißach-Tälern, doch macht die Parallelität der Haupttäler mit dem NW.- und dem ONO.-Bruchsystem eine tektonische Vorbildung in hohem Grade wahrscheinlich, für das Tal der Valeppalm sicher (hier streicht der Stolzenberg-Bruch herein). Deutlich tektonisch angelegt ist auch das Tal der Roten Valepp (s. Tektonik S. 143). — Das Gefäll ist auch im Valepptal-System für einen Gebirgsbach gering, zwischen Valepp und Punkt 989 südwestlich Valeppalm nur 1 : 43. Das Quellgebiet, ist größtenteils stark abgetragen und durch Moräneneindeckung verflacht. Die Moränen sind, mit Ausnahme der des Schlagalm-Tales, wieder bis auf den anstehenden Fels durchschnitten; nicht immer ist damit die alte Talsohle wieder erreicht, mehrfach ist der Bach beim Anschneiden der Moräne auf Felsvorsprünge gestoßen und hat sich in sie eingesägt, während daneben die tiefer hinabreichende Moräne stehen blieb. Eine solche Epigenese ist z. B. bei Punkt 989 zu sehen, wo der Bernauer Bach und der Neualm-Bach in einem kleinen Hauptdolomittelsen zusammenstoßen, die Bachbetten oberhalb und unterhalb aber ganz in Moräne verlaufen. Östlich Punkt 955 durchbricht der Bach jetzt mit einem Wasserfall den sperrenden Felsriegel, indes die breite Moränenterrasse südlich augenscheinlich ein altes, 20 m tieferes Bachbett verhüllt, das den Talboden unterhalb Punkt 955 mit dem alten jetzt ebenfalls etwa 20 m hoch durch Schotter und Moränen eingedeckten Talboden oberhalb der Valeppalm in ausgeglichenerem Gefälle verband.

Die morphologischen Verhältnisse südlich Valepp sind insofern interessant, als sie die Festlegung der würmeiszeitlichen und der riß-würm-interglazialen Talsohle gestatten und so eine Ergänzung zu den morphologischen Bemerkungen über das Weißachtal bilden. Die Fig. 8 Tafel II zeigt ein O.—W.-Profil in Höhe der Ochsenalms: eine bis 250 m breite flache Terrasse im anstehenden Gestein bildet den Boden eines vom Gletscher verbreiterten Tales, am Westrand ist der Fluß 50—60 m tief in diese Terrasse eingeschnitten. Man könnte diesen Flußeinschnitt für eine postglaziale Übertiefung halten, wenn nicht weiter südlich im Großen Enzengraben die Grundmoräne bis auf die Sohle der Klamm hinunter erhalten wäre (s. S. 150), wodurch bewiesen wird, daß dieser Graben und damit die ebenso tief eingeschnittene Valepp vom Gletscher schon in der heutigen Erosionstiefe angetroffen wurden, diese Klamm also ebenso mindestens interglaziale Bildungen sind wie die Hauptdolomit-Talböden der Valepp weiter nordwestlich, wo das Eis sich keine Terrasse durch Talverbreiterung herausgearbeitet hat. Die glazialen und interglazialen Talformen sind bei Valepp grundsätzlich nicht anders, nur in kleinerem Maßstabe entwickelt als im Weißachtal, und ohne — wie dort — so mit Schottern eingedeckt zu sein, daß nur Reste der Terrassen als isolierte Muckel anstehenden Gesteins heraussehen. Die morphologische Tätigkeit der letzten Vereisung hat sich also im Risserkogelgebiet, soweit die gemachten Beobachtungen zu schließen erlauben, abgesehen von den Moränen- und Schotteranhäufungen und dadurch verursachten scheinbaren Talverbreiterungen, darauf beschränkt, den Abstand der Talwände durch flächenhafte Erosion der Gehänge (in weichen Schichten) und Abschleifung vorspringender Nasen und Riegel (in härteren Schichten) zu vergrößern, wobei flache Terrassen oder Muckel noch über der alten Talsohle erhalten blieben.¹⁾ Eine würm-glaziale Übertiefung riß-würm-interglazialer Täler (also Tiefenwirkung) ist nirgends mit Sicherheit wahrzunehmen (die Möglichkeit dazu bestände im Tegernseebecken

¹⁾ Nochmals sei auf den durch v. Wolf betonten Anteil der vorletzten Vereisung an den heutigen Talformen hingewiesen. Vgl. Anmerkung 2 S. 161.

selbst), ebensowenig wie postglaziale Übertiefungen glazialer Täler im anstehenden Gestein sich in nennenswertem Ausmaß nachweisen lassen. Die Eiserosion hat ohne die gesetzmäßige Stetigkeit der Wassererosion gewirkt: der harte Plattenkalk-Vorsprung bei Dorf Kreuth z. B. wurde tief hinunter abgeschliffen, während die leichter angreifbare Hauptdolomit-Enge südlich Grüneck, die doch vom selben Gletscher passiert wurde, nicht ernstlich angegriffen wurde; desgleichen sind uns die Gründe verborgen, warum derselbe Gletscher im selben Gestein einmal V-förmige Talquerschnitte schuf bzw. beließ (im NW. und im S. von Valepp) und einmal \cup -förmige Querschnitte herausarbeitete (bei Valepp Fig. 8 Tafel II).

Über die tektonische Anlage der Siebelberg-Niederung und die Verflachung ihrer Gehänge durch breite Kössener Schmierer, Schutthalden und Moränen wurde schon an anderer Stelle gesprochen. Hier befindet sich das Quellgebiet der Rottach und eines Valepparmes. Die Wasserscheide bildet am Wechsel ein von zerbrochenen Thecosmilienkalkriegeln nur wenig gestützter Lias-Muldenkern, der auf der Paßhöhe 1032,5 in ostwestlicher Richtung — fast senkrecht zur allgemeinen Talrichtung! — in eigentümlicher Weise wie von einem tiefen schmalen Flußbett mit ostwestlichem Gefäll durchnagt ist. Es scheint, daß diese 30 m tiefe und 250 m lange parallel zum Streichen in die weichen Lias-Mergelkalke erodierte Rinne von den Schmelzwässern des abziehenden Valeppgletschers, solange sie noch nach Norden abfließen konnten bzw. mußten, ausgeformt wurde.

Die Siebelberg-Niederung liegt ganz in der Doppelmulde und wird im N. und S. von saiger stehendem Thecosmilienkalk und Plattenkalk abgegrenzt; der Durchbruch durch diese Schichten erfolgt in engen Schluchten mit bedeutendem Gefäll (Wasserfall der Rottach), erst beim Austritt in den Hauptdolomit werden die Täler wieder geräumiger. Die Anlage des nördlichen Durchbruchs ist tektonisch (die Linie liegt, wie gewöhnlich, nicht in der Tiefenlinie des Tales, sondern etwas östlich), beim südlichen konnte eine derartige Vorbildung wegen starker Bedeckung nicht nachgewiesen werden, sie ist aber bei dem Charakter des Plattenkalks, der sonst eine Durchbrechung kaum zugelassen hätte, mit Sicherheit anzunehmen.

Das Rottachtal ist von den Wasserfällen bis nach Enterrottach durch das Eis zu einer 300 m breiten, mit flachen Kuppen und Wannern bedeckten und nach N. abfallenden Sohle glazial abgeschliffen, in deren Westrand der Bach tief eingesenkt ist (wohl auch interglazial). Der Austritt der Rottach aus diesen Engen in den Südost-Zipfel des Tegernseebeckens bei Enterrottach hat die typische „trichterförmige“ Talerweiterung PENCKS. Diese Erweiterung ist, ebenso wie im Weißachtal, nur zum Teil auf die eben erwähnte Erbreiterung der Talsohle durch die Gletscher zu setzen. Vielmehr setzt das eigentliche, ins Auge fallende Breiterwerden des Tales da ein, wo der anstehende Fels der Talsohle unter den Schottern untertaucht, der Winkel zwischen Talsohle und Horizontale also plötzlich auf ein Minimum reduziert wird. Die Isohypsen divergieren in jedem Tal mit geneigter Talsohle in der Richtung des Flußgefälls; wird ein solches Tal bis zu einer beliebigen Isohypse mit Schottern aufgefüllt, so müssen die Ränder der neuen Talsohle entsprechend dieser Isohypse divergieren: es entsteht die „trichterförmige“ Mündung, die allenthalben auftreten muß, wo geneigte Nebentäler in flache schottererfüllte Haupttäler einmünden. Der sekundäre Charakter dieser Mündungsverbreiterungen wird dann leicht erkannt, wenn nicht in Betracht gezogen wird, daß in diesen „Mündungstrichtern“ keine einheitliche, etwa durch das Eis geschaffene Erosionsform vorliegt, sondern eine aus einem negativen Element: der primären Talform im anstehenden Fels, in

der die unteren Partien verdeckt sind, und einem positiven Element: den eindeckenden Schottern, zusammengesetzte Form, deren Breite außerdem noch durch die offenen ebenen Talauen gegenüber der dicht bewaldeten schmalen Talsohle des oberen anstehenden Tales für das Auge übermäßig betont erscheint.

Der wichtigste Seitenast des Rottachtales ist das Schiffbachtal-System, dessen Täler sich im Längs- und Querprofil beträchtlich von denen des Hauptdolomits unterscheiden. Die regelmäßigen Liashänge werden hier von harten Thecosmilienkalk-Rippen durchzogen, die annähernd senkrecht zum Oberlauf und parallel zum Unterlauf streichen und daher im Oberlauf das einigermaßen ausgeglichene Gefälle der moränenbedeckten Lias-Abschnitte durch kräftig betonte Stufen unterbrechen. Das Gefälle des in weichen Kössener Mergeln verlaufenden Mittellaufes ist etwas stärker. Bis hierher ist die tektonische Beeinflussung des Tales und seiner Seitentäler auf die Lagerung der Schichten beschränkt, eine Vorzeichnung durch Brüche nicht mit Sicherheit festzulegen. Am Austritt des Schiffbaches in die Siebelberg-Niederung liegt jedoch eine letzte, die bedeutendste Stufe aus einem quer zum Tal horizontal gelagerten Thecosmilienkalk-Riegel des Siebelberg-Senkungsfeldes; zwei N.—S.-Verwerfungen haben einen so bedeutenden Abbruch im Gehänge verursacht, daß das Schiffbachtal dadurch zum Hängetal wurde (also keine primäre glaziale Übertiefung des Rottachtales gegenüber dem Schiffbachtal): Der Ober- und Mittellauf des Schiffbaches verläuft zwischen 1400 und 1100 m M.H., der Fuß der Stufe liegt auf rund 1000 m M.H., die Talsohle des Rottachtales dort wenig über 900 m.

Am besten zu übersehen ist die Morphologie dieser Täler von der Bodenalm oder vom Südhang des Laiterkopfes aus, man erkennt besonders deutlich die breit gerundeten, durch Moränen aufgefüllten Talböden des Plankensteinbachs und des Röthensteingrabens.

Einige Worte über das Becken des Riedereck-Sees. Es erscheint kaum möglich, daß das relativ kleine Firnfeld zwischen Plankenstein und Risserkogel ein so tiefes Loch aus den Kössenern ausgegraben haben soll: der Höhenunterschied des Seebodens gegen den Sattel im N. beträgt 50 m, gegen den im O. 90 m. Von NO. her streicht eine nicht unbedeutende Bruchlinie in den See, die hier in den Kössener Mergeln ausläuft; da ihr Ostflügel nach N. vorgeschoben wurde, müssen dort, wo diese Verschiebung beginnt, als am Riederecksee, Zerrungen entstanden sein, die wohl einen lokalen Einbruch zur Folge gehabt haben. Das tonige Kössener Material wurde durch unterirdische Entwässerung nach O. und N. abgeführt. Jetzt wird die abflußlose Senke durch die umfangreichen Thecosmilienkalk- und Plattenkalk-Schuttmassen vom Plankenstein und vom Risserkogel her ziemlich rasch wieder aufgefüllt.

Im Kühzagltal wird die morphologische Wirkung einer tektonischen Linie recht augenfällig bemerkbar. Schaut man von der Ebene südlich Rottach nach O., so fällt der 300 m tiefe Einschnitt in dem sonst gleichmäßig 1450—1670 m hohen Kamm Stolzenberg-Bodenschneid-Baumgartenberg auf (Profil II). Einen ähnlichen, wenn auch nach N. nicht so deutlich ausgeprägten Einschnitt bemerkt man im W. zwischen Ringberg und Hirschberg. Das Kühzagltal ist als reines Erosionstal gar nicht zu erklären. Das Freudenreichtal hat seine natürliche Fortsetzung nach N. im Tuft-Tal, wird aber bei Punkt 1153 durch die Kühzaglinie senkrecht durchschnitten. Die Einwirkung dieser tektonischen Linie erster Ordnung auf das Gestein, vor allem auf die brüchigen Raibler Rauhacken und Mergel, war so bedeutend, daß die Erosion hier von W. und O. (Dürnbachtal) her rasch bis zur Talsohle des Freuden-

reich-Tufftales vordringen und so die morphologische Merkwürdigkeit der Dreiteilung eines Hochtales schaffen konnte (vgl. die Gletscherkonfiguration auf Fig. 5 Tafel III). Das Freudenreichtal wird zur Zeit durch das Dürnbachtal entwässert, in dem die Erosion noch jetzt mit außergewöhnlicher Intensität arbeitet.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß alle größeren Täler (Weißes Valepptal unsicher) und die meisten kleineren Täler durch Brüche oder Gesteinslagerung vorgezeichnet sind. Das Maß der Erosionstiefe wurde dann bestimmt durch die Lage der so festgelegten Talzüge zueinander bzw. zur Erosionsbasis, durch die Art des Erosionswiderstandes der Gesteinsschichten und durch das erodierende Mittel.

Ähnlich wie die Talzüge sind auch die Kämme und Berggipfel durch Gesteinsmaterial und Tektonik beeinflusst, wo sie unter die Eisoberfläche herabreichen, auch durch das Eis. Die höchsten Punkte sind die, die von der Erosion infolge größerer Widerstandsfähigkeit des Gesteins noch am wenigsten bezwungen wurden, so der Wallberg, der Risserkogel, die Halserspitz, der Blaubergkamm (Plattenkalk), der Plankenstein und die Bodenschneid (Thecosmilienkalk), der Setzberg (Lias durch Thecosmilienkalk von N. her fast bis zum Gipfel abgestützt), der Stolzenberg (felsiger Kieselkalk, Thecosmilienkalk). Schildenstein und Schinder fallen als Hauptdolomitberge durch ihre für dieses Gesteinsmaterial ungewöhnliche Höhe auf; diese ist nur durch eine jetzt wegerodierte horizontale Plattenkalkkappe (entsprechend der Lagerung des Hauptdolomits) zu erklären, die diese Gipfel früher lange Zeit, ähnlich dem Wallberg geschützt haben muß. Die Flanken des Schildensteins sind durch den Schildenstein- und Wolfsschluchtbruch, die Nord- und Ostflanke der Halserspitz durch den Stangengraben-Bruch abgeschnitten. Der zwischen beiden liegende Kamm — Hauptdolomit, durch Plattenkalk gestützt — hat sein W.—O.-Streichen auch in der westlichen Hälfte beibehalten, trotzdem die Streichrichtung des Gesteins den Kamm dort um 10° (lokal 70°) schneidet. In der Osthälfte hat das Große, das Kleine und das Lahngarten-Kar flache Kreissegmente aus dem geraden Kamm ausgeschnitten, am Großen Kar in einer Tiefe von 100 m bei 600 m Sehnenlänge. Das Schindermassiv ist durch mehrere sich kreuzende Verwerfungen in einzelne Blöcke zerlegt (Trausnitz-Eck und -Berg, Schinder mit Lapbergel, Rothkogel, Pfaffenkopf), zwischen denen die Zertrümmerung des Hauptdolomits das Wirken der Wasser- und Eiserosion erleichterte und die Herausarbeitung tiefer Kessel ermöglichte. Der Stolzenberg ist gerade dort, wo drei harte Schichten zum Aufbau eines höheren Gipfels Veranlassung geben könnten, durch den Stolzenberg-Bruch quer aufgerissen und erreicht infolgedessen nur 1600 m Höhe. Den Risserkogel hat keine größere Verwerfung beeinflusst, der ganze Kamm verdankt seine Höhe dem harten steilstehenden Plattenkalk, die Gipfelpyramide selbst ist durch mehrere Kare in ihren Flanken herausgearbeitet. Der Wallberg blieb als kaum gestörter breiter Klotz zwischen der Rottach, Weißach- und Kühzaglinie stehen; die flache Lagerung des Plattenkalks auf seinem Gipfel schützt ihn vor stärkerer Abtragung trotz unmittelbarer Nähe der um 1000 m tiefer gelegenen Erosionsbasis.

2390

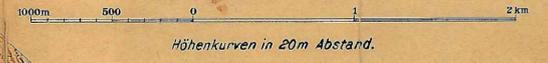
Geologische Karte des RISSERKOGEL-GEBIETES von Kurt Osswald, 1919.

Bayer. Geolog. Landesamt
Bücherei
Inv. No. 11.38
K.A. 87/1924
Jahr.

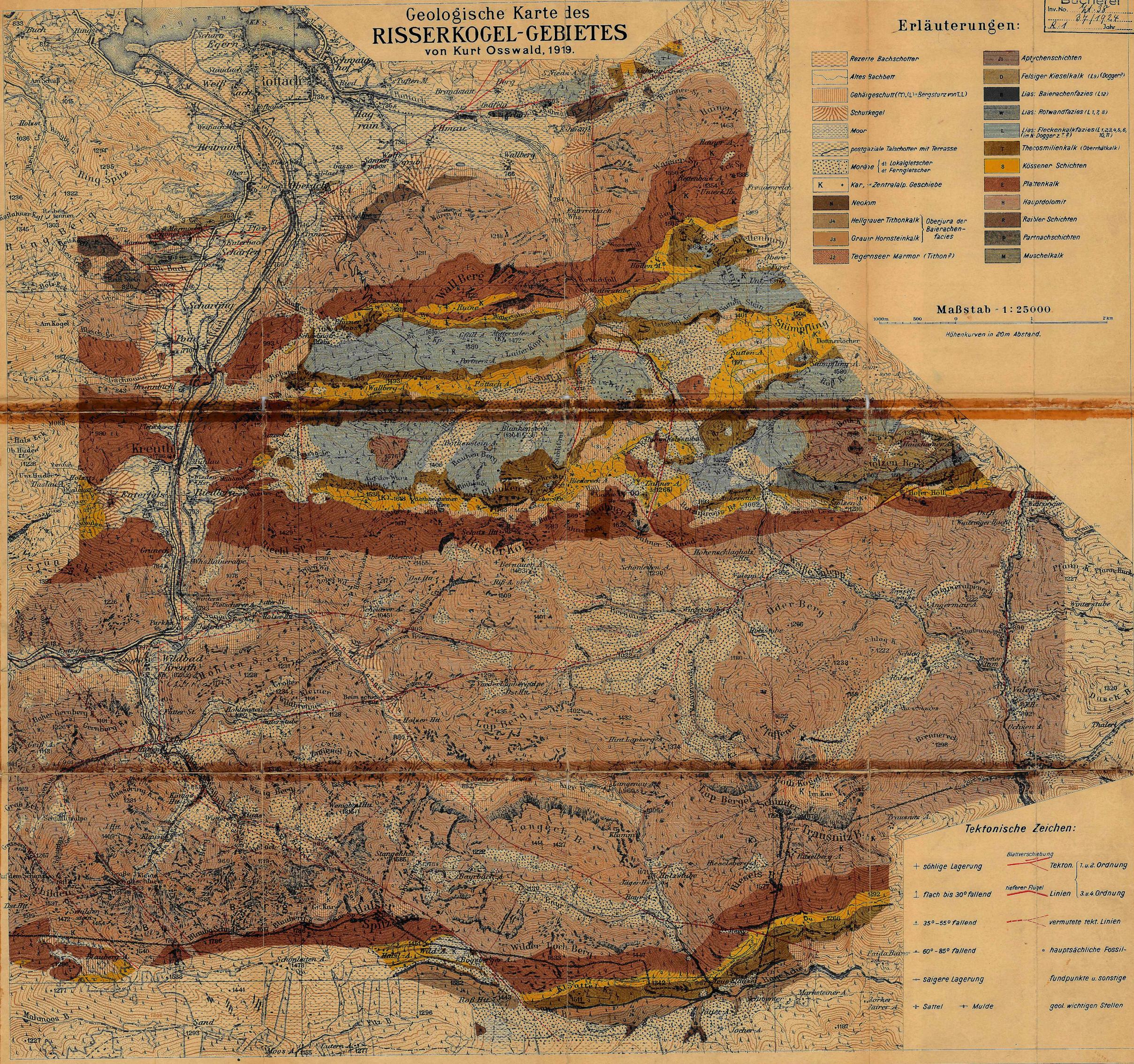
Erläuterungen:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Rezerte Bachschotter | | Aptychenschichten |
| | Altes Bachbett | | Felsiger Kieselkalk (L ₁) (Dogger?) |
| | Gehäigeschutt (T, L) = Bergsturz vmt. L | | Lias: Baierachfazies (L ₂) |
| | Schurkegel | | Lias: Rotwandfazies (L _{1, 2, 3}) |
| | Moor | | Lias: Fleckenkaikfazies (L _{1, 2, 3, 4, 5, 6})
(im N. Dogger z. T.) |
| | postglaziale Talschotter mit Terrasse | | Therosmilienkalk (Obernkalk) |
| | Moräne (at Lokalglatscher
or Fernglatscher) | | Kössener Schichten |
| | Kar, - Zentralalp. Geschiebe | | Plattenkalk |
| | Neokom | | Hauptdolomit |
| | Hellgrauer Tithonkalk | | Raibler Schichten |
| | Graur Hornsteinkalk | | Partnachschichten |
| | Tegenseer Marmor (Tithon?) | | Muschelkalk |

Maßstab - 1 : 25000

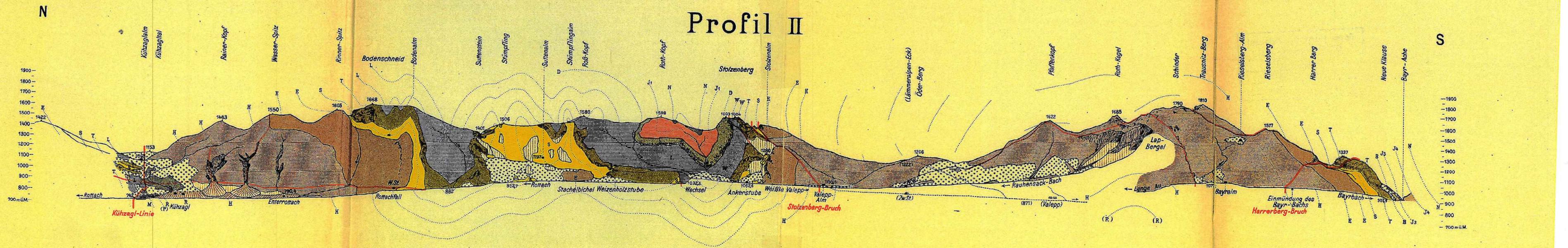
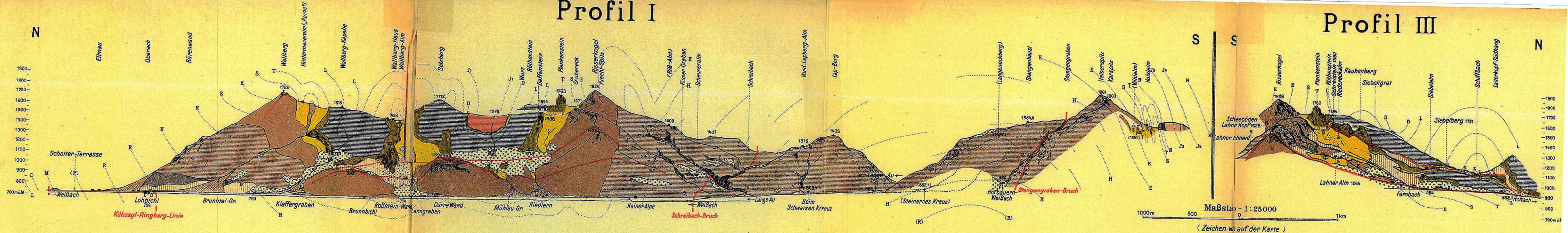


Höhenkurven in 20m Abstand.



Tektonische Zeichen:

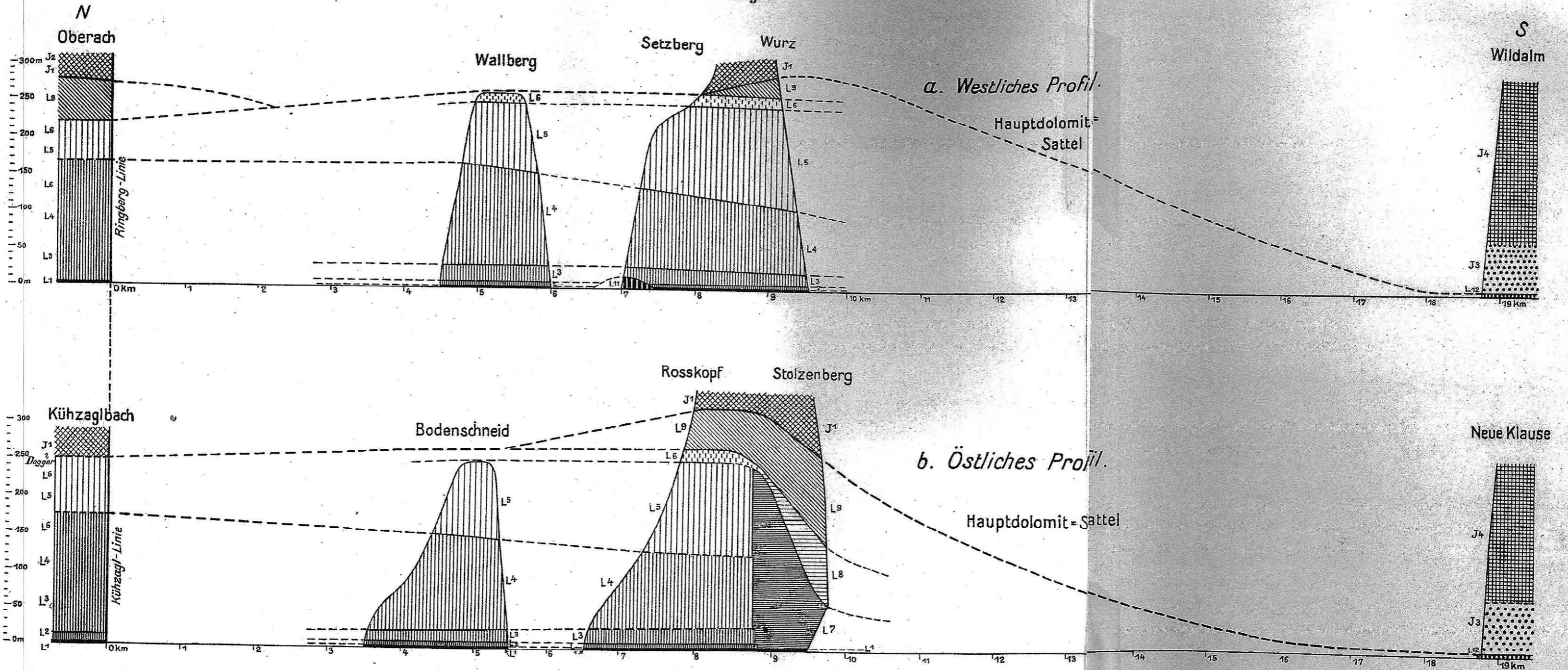
- | | | | |
|--|-----------------------|--|--|
| | Blattschiebung | | Tekton. 1. u. 2. Ordnung |
| | + söhlige Lagerung | | Linien 3. u. 4. Ordnung |
| | flach bis 30° fallend | | vermutete tekt. Linien |
| | ± 35°-55° fallend | | • hauptsächliche Fossilfundpunkte u. sonstige geol. wichtige Stellen |
| | ± 60°-85° fallend | | |
| | + saigere Lagerung | | |
| | + Sattel | | + Mulde |



Maßstab 1:25000
(Zeichen wie auf der Karte)

Faciesausbildung des Jura.

Fig. 1.



Maßstab der Länge = 1: 50000, der Höhe = 1: 5000.

Basisstrich beider Profile = Hangendgrenze des Thecosmilienkalks.

Fleckenkalk-Fazies nördl. Kühzagl-Linie.

Fleckenkalk-Fazies süd. Kühzagl-Linie.

Rotwand-Fazies.

Fazies des fektigen Kieselkalks.

Bayrachen-Fazies.

Oberer Jura.

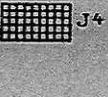
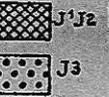
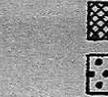
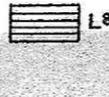
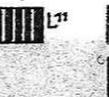
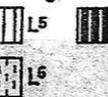
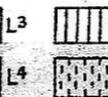
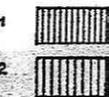
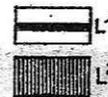
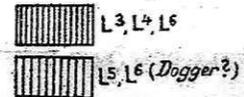
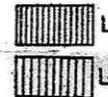
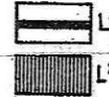


Fig. 2.

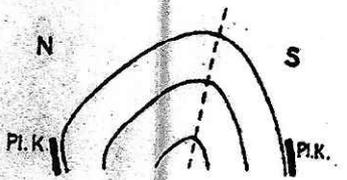


Fig. 3.

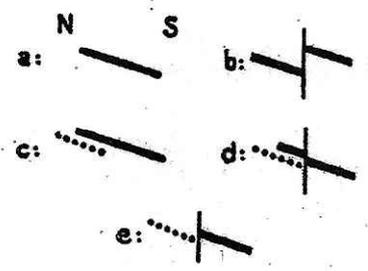


Fig. 9. W. ——— O.



Fig. 10. { N. // // // S. / / / /
N. // // // S. / / / /

Fig. 11.

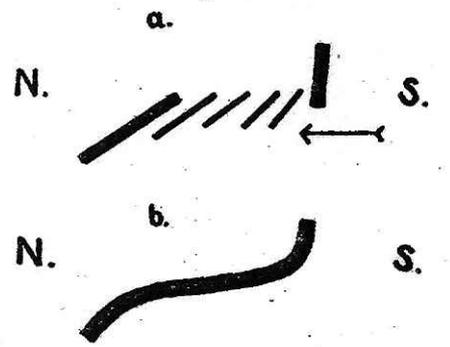


Fig. 6.

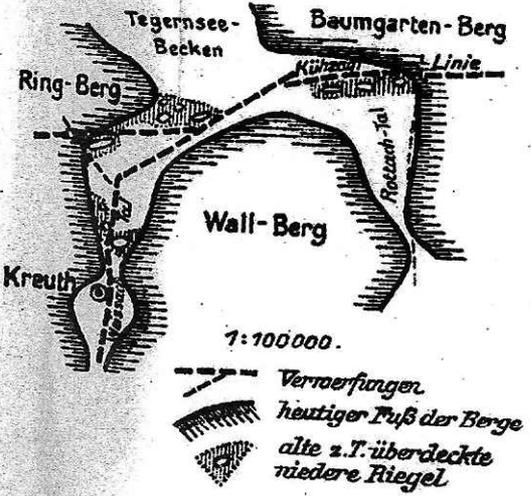
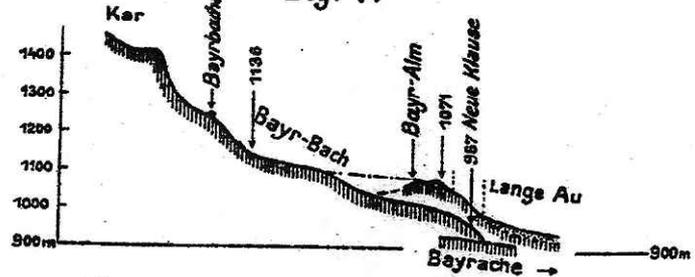


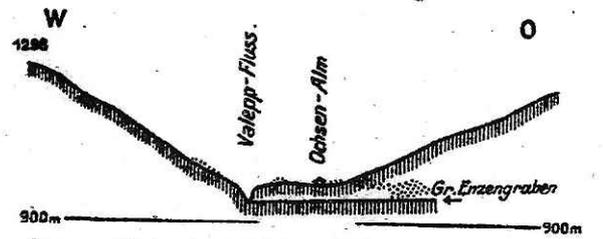
Fig. 7.



Längsprofil durch das Bayrbach-Tal

Länge 1:100 000, Fünffach überhöht.

Fig. 8.



Querprofil durch das Valepp-Tal 400m südl. Valepp

Länge u. Höhe = 1:25000.

••• Fernmoräne

Fig. 4

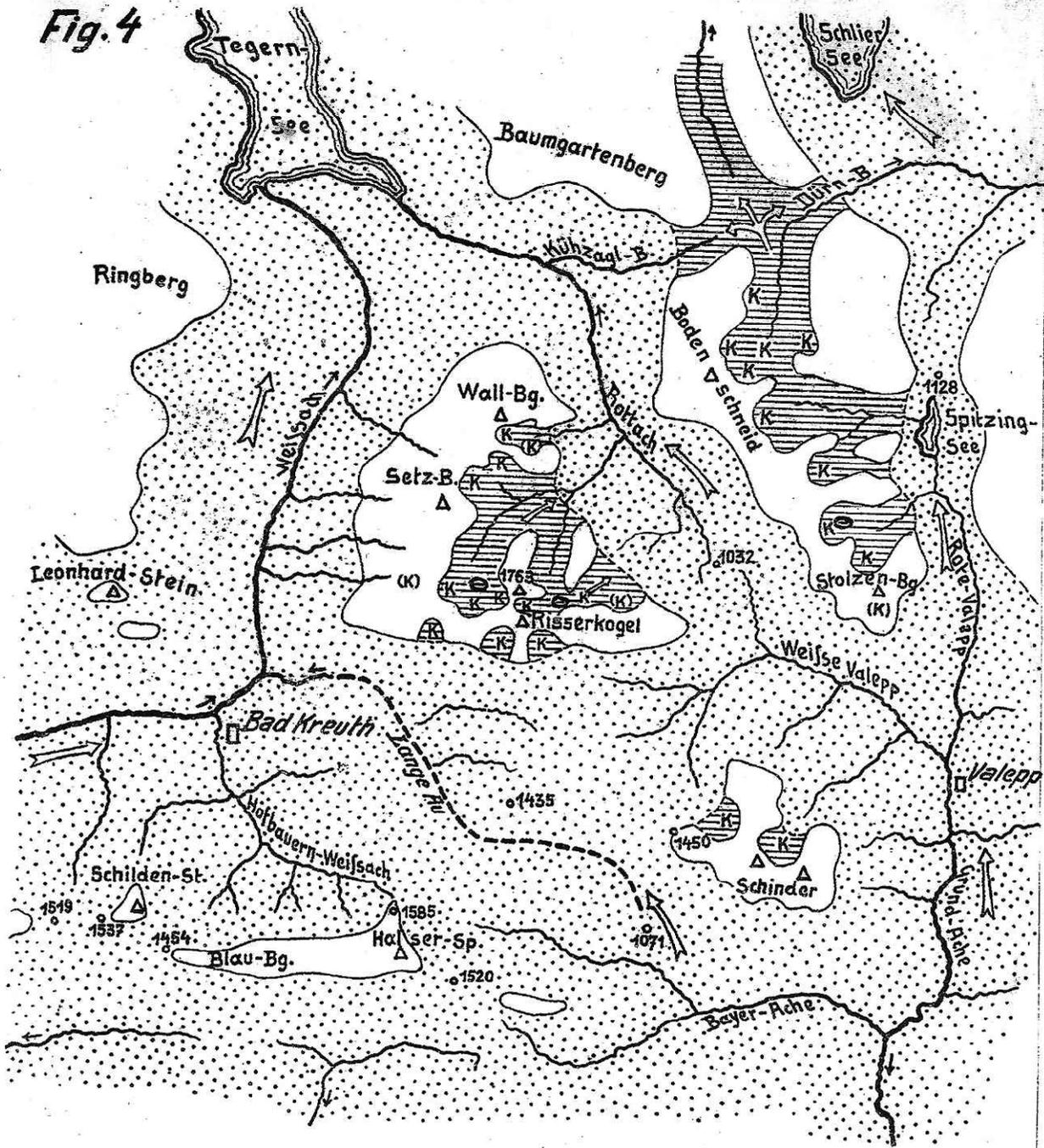
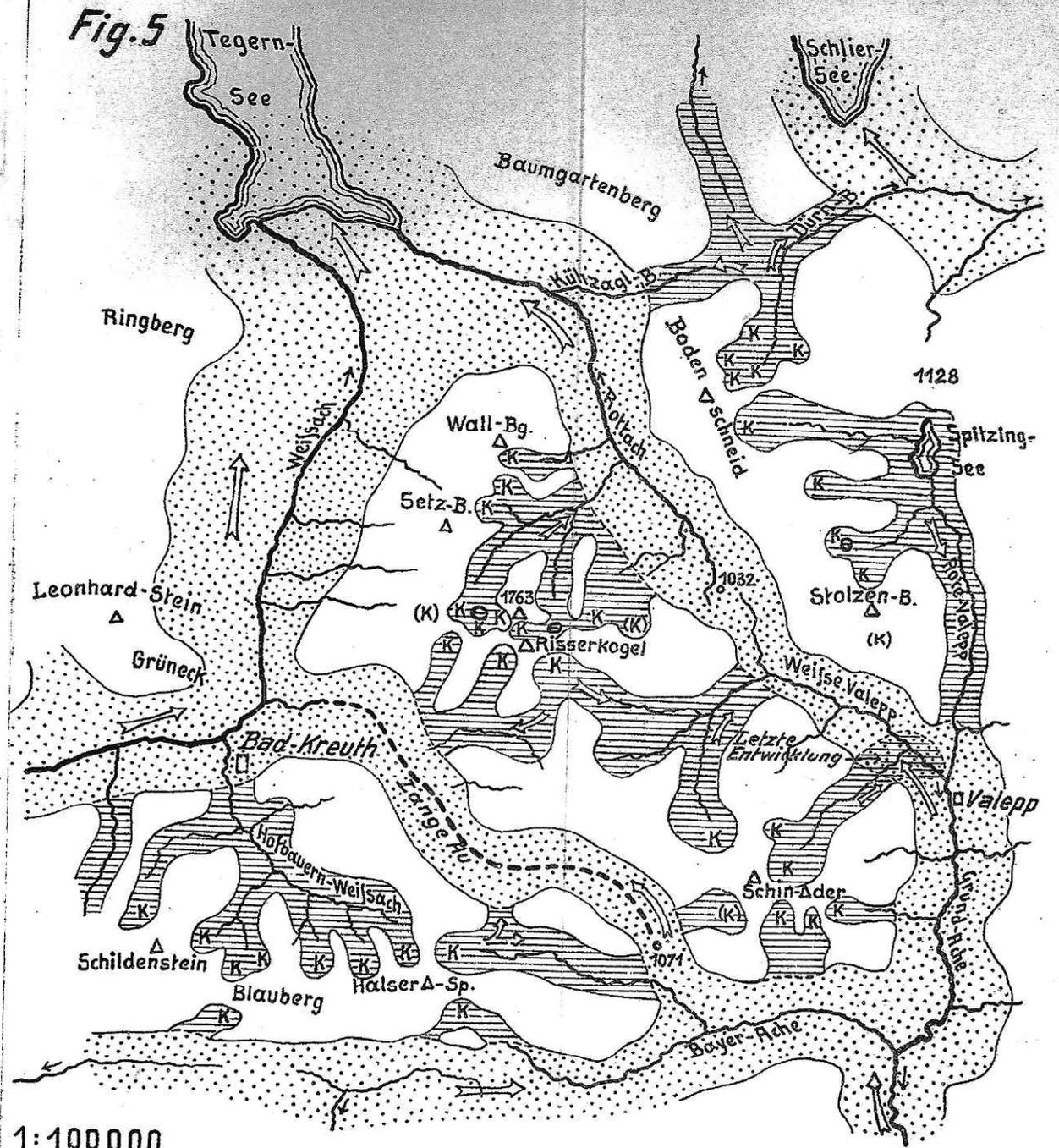


Fig. 5



Maaßstab = 1:100000
 1000 500 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 Km.

Ferngletscher

Lokalgletscher

K = Kar ⊙ = Karsee

Bayer. Geol. Landesamt

Situation während des Hochstandes der Vereisung.

Einheitliche Überdeckung fast der ganzen inneren Gebirgsteile durch Ferngletscher, breite Eisströme nach Norden.

Lokalgletscher besitzen wenig Raum zur Entwicklung.

Eine Situation während des Rückgangs der Vereisung.

Eisstromnetz der Ferngletscher nur noch in den Haupttälern. Kräftige Entwicklung der Lokalgletscher, deren Zungen nach dem Rückzug der Ferngletscheräste noch eine Zeit lang in den Haupttälern liegen (sh. punktierte „Letzte Entwicklung“ am Gletscher n.ö. Schinder).

Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth.

Von

Dr. August Moos.

(Mit 1 Karte und 2 Tafeln.)

vorhanden 10.4.49

Zum Studium der schwäbischen Tertiärablagerungen gibt es keinen günstigeren Ort als die Stadt Ulm a. D. In engerem und weiterem Raum um die Stadt herum sind von den eozänen Spaltenfüllungen bis zu den pliozänen Quarzschottern alle tertiären Sedimente zu treffen, die auf schwäbischem Boden Spuren hinterließen. Infolgedessen ist auch die Literatur über das Ulmer Tertiär eine reiche und wertvolle. Es bleiben aber trotzdem noch eine Reihe geologischer Fragen zu klären, wie die genaue örtliche Verbreitung der einzelnen Tertiärablagerungen, die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse, die Mächtigkeiten und die petrographische Beschaffenheit der Sedimente, sowie die daraus zu erschließenden Altersbeziehungen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse. Hiezu soll die vorliegende Arbeit Beiträge liefern.

Das Arbeitsgebiet ist ein von Südwest nach Nordost gestreckter Streifen Landes, dessen Südostgrenze durch die Donau, dessen Südwestgrenze durch eine von Erbach durch Pappelau über das Hochsträß weg gezogene Linie und dessen Nordostgrenze durch die Wörnitz bezeichnet wird, während die Nordwestgrenze mit dem Nordwestrand des Molassemeeres zusammenfällt und demgemäß ungefähr durch die Orte Temmenhausen, Altheim, Heldenfingen, Staufen, Dischingen und Brunnsee verläuft. Der Grund, weshalb das südliche Hochsträß nicht in den Bereich der Arbeit gezogen wurde, ist der, daß dort Herr Prof. Dr. J. SCHAD in Ehingen Untersuchungen angestellt hat, über die wohl bald eine Veröffentlichung erfolgen wird. Daß im übrigen auch die Nachbargebiete zur Vervollständigung und zur Klärung mancher Probleme beigezogen werden mußten, ist selbstverständlich. Es sollen nun der Reihe nach besprochen werden:

- I. Kreidezeit und Alttertiär.
- II. Die Ulmer Schichten = Omphalosagdaschichten WENZ.
- III. Die burdigale Meeresmolasse.
- IV. Die Grimmelfinger Graupensande.
- V. Die Kirchberger Schichten.
- VI. Die Sylvanaschichten.
- VII. Die sarmatischen Schichten.
- VIII. Die altpliozänen Quarzschotter.

I. Kreidezeit und Alttertiär.

Das Liegende des Tertiärs bilden im Untersuchungsgebiet die Massenkalk des weiß Jura ϵ QUENSTEDTS und die Plattenkalk des weiß Jura ζ in ihren mannigfaltigen Faziesausbildungen. Von den obertithonischen Kalken, die TH. SCHNEID (68) bei Neuburg a. D. nachwies, ist hier nichts anzutreffen, ebensowenig von irgendwelchen brackischen, wealdenartigen Bildungen, wie sie als Spuren des abziehenden Jurameeres auch für unser Gebiet als einst vorhanden vielfach angenommen werden. Während der Kreidezeit gehörte das Gebiet dem Festland an und zwar je nach dem Gang der Kreidetrans- und -regressionen, bald einer Halbinsel, bald einer Insel. Am nächsten rückte die Küstenlinie des cenomanen Meeres von Osten heran. Der westlichste Punkt, an dem TH. SCHNEID (68 S. 42) auf der Frankenalb noch Spuren der cenomanen Überflutung feststellte, liegt bei Burgmannshofen bei Ammerfeld, 20 km östlich vom Wörnitztal, ohne daß hier der unzweideutige Westrand des Cenomanmeeres erreicht gewesen wäre. Dieser Westrand scheint demnach nicht weit vom Wörnitztal, der Ostgrenze meines Untersuchungsgebiets, verlaufen zu sein. Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, daß zur Oberkreidezeit die Frankenalb tief lag, so daß sie vom Meere überflutet werden konnte, während die Schwäbische Alb Festland blieb. Man könnte vermuten, daß die heutigen Höhenverhältnisse eine unmittelbare Weiterbildung jener Kreidetopographie wären. Das ist aber keineswegs der Fall, denn im Untermiozän lag die Südostflanke der schwäbischen Alb tief, so daß die Küstenlinie des Molassemeeres von Süden her weit auf dieselbe hinaufrücken konnte, während die Frankenalb östlich der Wörnitz von diesem Meer nicht erreicht wurde. Hier in Süddeutschland trifft also zu, was CLOOS (78 S. 42ff.) von Norddeutschland behauptet hatte, was aber STILLE (79 S. 269) für dort nicht gelten lassen will: „daß die Niedergebiete der Kreidezeit und der Tertiärzeit einander ausschließen oder ablösen“. Das Untersuchungsgebiet selbst wurde von den mannigfachen geologischen Ereignissen der Kreidezeit in erstaunlich geringem Masse betroffen. Wahrscheinlich bildete es während der ganzen Epoche eine nur wenig über den Meeresspiegel erhabene Landoberfläche. Andernfalls wäre nicht zu begreifen, warum die jüngeren Jurastufen in dieser langen Festlandzeit nicht durch Erosion und Denudation entfernt wurden. Das Gebiet liefert so ein eindringliches Beispiel, wie gering unter Umständen selbst bei mechanisch und chemisch so angreifbaren Gesteinen wie den oberjurassischen Kalksteinen der Alb auch im Verlauf langer Zeiten die Wirkungen der Erosion und Denudation sein können. Natürlich war die chemische Verwitterung nichtsdestoweniger die ganze Zeit über wirksam, und es ist nach datierbaren Funden in anderen Gegenden, so in den unterkretazischen Schutzfelschichten von Regensburg und in cenomanen Verwitterungsmassen Sachsens¹⁾ anzunehmen, daß es eine Roterdeverwitterung unter heißem Klima war. So ist vermutlich ein Teil der Bohnerzlehme und Bohnerze der Ulmer Gegend schon in der Kreidezeit gebildet worden. Ein strikter Beweis durch Fossilfunde hat sich hiefür noch nicht erbringen lassen. Ebensowenig sind Fossilreste aus der Paläozänzeit bekannt geworden.

Erst das Eozän hat solche geliefert. Zwei eozäne Punkte fanden sich innerhalb des Gebietes.

1. Bachhagel bei Giengen a. Brenz.
2. Mähringen bei Ulm.

¹⁾ A. SAUER, Erläuterung zu Blatt Freiberg der Geol. Spez.-Karte von Sachsen. S. 35.

1. Das von Herrn Lehrer WAGNER in Brenz entdeckte Vorkommen befand sich in einer $1/2$ m breiten Spalte des weiß Jura ζ [nicht ϵ wie KARL MILLER (41) berichtet] bei Bachhagel 5 km östlich von Giengen a. Brenz. Die Stelle war an der ersten Gabelung des Feldweges, der von der Südwestecke von Bachhagel gegen Westen führt, in einer Höhe von 480 m n n aufgeschlossen (bayer. Karte 1:25 000 Blatt Zöschingen). Was die geologische Umgebung des Punktes anbelangt, so lagert 1 km östlich des Vorkommens bei der St. Georgskapelle das Marin der Giengener Meeresmolasse bei 490 m n n unmittelbar auf weiß Jura ζ und 1,5 km westlich ist dieselbe Auflagerung in 500 m n n am Scheuenberg zu treffen. Hieraus geht hervor, daß die eozäne Spalte selbst einmal unmittelbar von den Sanden der Giengener Meeresmolasse bedeckt war, ohne daß sich je die Süßwasserbildungen der Rugulosaschichten dazwischen geschoben hätten. So liegt die Bachhageler Spalte im Gegensatz zu fast allen andern alttertiären Spaltenfüllungen der Ulmer Gegend außerhalb des Bereiches der oligozänen Süßwasserschichten, was darauf hinweist, daß die Höhenverhältnisse, welche die Verbreitung der Rugulosaschichten bedingten, in der Eozänzeit noch nicht angedeutet waren.

Das Gestein von Bachhagel, von dem ich Herrn Lehrer WAGNER eine Probe verdanke, besteht aus einem porösen, pisolithartigen Kalk. Gewissermaßen das Skelett dieses Gesteins bildet eine hellbräunliche, harte spätige Kalkmasse, die ein schaumartiges Gerüst von etwa 1 mm Wandstärke aufbaut. Die Lücken zwischen diesem Gerüst, rundliche Räume von 2—4 mm Durchmesser, werden durch ein weißes, montmilchartiges Kalkpulver ausgefüllt, das zum Teil ausgelaugt ist, wodurch das poröse Gefüge entsteht. Eckige Juratrümmer von einigen Zentimetern größtem Durchmesser und Konchylien sind in das Gestein eingebacken. Das Gestein von Bachhagel ähnelt gewissen Sinterkalken der wohl ziemlich gleichaltrigen Mähringer Spalte, dagegen ist mir ein entsprechendes Gestein unter den vielen Abarten der jüngeren Rugulosaschichten nicht bekannt geworden. Das Gestein ist wahrscheinlich ein Quellsinterkalk. Die Fossilien, 15 Land- und 5 Wasserschnecken, hat K. MILLER (41 S. 451) beschrieben. Sie beweisen nach diesem Autor ein mitteleozänes Alter.

2. Das neuentdeckte Mähringer Vorkommen wurde von Herrn Dr. W. O. DIETRICH (103) ausführlich bearbeitet.

Die altoligozänen Spaltenfüllungen.

Es sind in dem Gebiet folgende Spaltenfüllungen mit alt- oder mitteloligozäner Fauna bekannt geworden:

- | | |
|------------------------------------|----------------------------|
| 1. Spalte von Arnegg. | 4. Spalte von Rammingen. |
| 2. Spalte vom Eselsberg bei Ulm. | 5. Spalte von Tomerdingen. |
| 3. Spalte vom Örlingertal bei Ulm. | 6. Spalte von Stubersheim. |

Von den acht Punkten unter- und mitteloligozänen Alters, die ENGEL (42 S. 491) von der schwäbischen und fränkischen Alb anführt, fallen nicht weniger als vier, nämlich die oben an erster Stelle aufgezählten, in das Untersuchungsgebiet. Dazu kommt das schon von O. FRAAS¹⁾ erwähnte Vorkommen von Tomerdingen, das entsprechend dem reichlichen Auftreten von *Pseudosciurus suevicus* HENSEL sicher hierher gehört und die von H. LUTZEIER (95) entdeckte Spalte von Stubersheim. Alle diese Vorkommen werden gewöhnlich zu den Bohnerzen gestellt, in Wahrheit handelt es sich um Spaltenfüllungen sehr verschiedener Art. So ist das Gestein der Arnegger

¹⁾ O. FRAAS, Begleitworte zur geogn. Spezialkarte v. Württ. 1:50 000 Blatt Ulm S. 10.

Spalte ein heller dichter Sinterkalk ohne eine Spur von Roterde oder Bohnerz. Das Gestein der Spalte des weiß Jura ϵ -Steinbruchs am Eselsberg bei Ulm ist ein harter, lebhaft roter, dichter Sinterkalk, in den Jurakalkkrümmer, einzelne Bohnerzkörner und die Knochen der tertiären Säuger eingebäcken sind. Bei Tomerdingen steckten nach O. FRAAS die Pseudosciurus-Zähne und -Knöchelchen in einer „fünzfölligen, braungelben Kalkplatte“, welche die eigentlichen Bohnerze bedeckte. Das Material der Stubersheimer Spalte ist ein braunroter, stark eisenschüssiger Mergel, in dem es aber zur eigentlichen Bohnerzbildung noch nicht gekommen ist. Solche Bohnerzknochenlager, wie das eozäne Vorkommen von Frohnstetten, wo die Bohnerzkügelchen selbst die Markhöhlen der Röhrenknochen erfüllen, stellen die oligozänen Spaltenfüllungen der Ulmer Gegend nicht dar. Offenbar ist, besonders nach der eben erwähnten Beobachtung von O. FRAAS, die Hauptmasse der Bohnerze der Ulmer Alb älter als oligozän. Über die Beschaffenheit der mitteloligozänen Landoberfläche können aus der Art der Auflagerung der Rugulosaschichten auf den Jurauntergrund Schlüsse gezogen werden, wie dies weiter unten ausgeführt werden soll.

II. Die aquitanen Ulmer Schichten = Omphalosagdaschichten WENZ.

Die Reihe der ausgedehnten Tertiärablagerungen der Ulmer Gegend beginnt mit Süßwasserbildungen. Diese Schichten wurden in neuerer Zeit paläontologisch eingehend von W. WENZ (73) behandelt. WENZ weist nach, daß die Rugulosaschichten in weiterem Sinn, welche die Gesamtheit des sogen. unteren Süßwasserkalkes umfassen, nicht wie hisher angenommen (ENGELE 42 S. 497), in drei unscharf geschiedenen Abteilungen, Rugulosakalke in engerem Sinn, Öpfinger Schichten und Crepidostomakalke zu gliedern sind, vielmehr in zwei scharf gesonderte Altersstufen, Ramondischichten und Omphalosagdaschichten, zerfallen. Meine Beobachtungen haben die Richtigkeit dieser Gliederung bestätigt. Die Ramondischichten haben ihre Hauptverbreitung um Ehingen a. D. herum. In meinem oben umgrenzten Untersuchungsgebiet sind sie mir, mit Ausnahme vielleicht des noch zu erörternden Vorkommens bei Einsingen, nicht bekannt geworden. Überall, wo ich die Auflagerung von Rugulosaschichten auf den Jura beobachten konnte, wozu ich bei Neubauten an der Peripherie Ulms reichlich Gelegenheit hatte, waren dies Schichten der Omphalosagdistufe von WENZ. Für die Omphalosagdaschichten, bei denen WENZ die Fazies der Öpfinger und die der Talfinger Schichten unterscheidet, hat neuerdings C. Jooss (97) den Namen Ulmer Schichten vorgeschlagen, dessen ich mich um so lieber bedienen werde, als auch in den Ramondischichten eine Omphalosagdaform vorkommt, so daß die Bezeichnung Omphalosagdaschichten nicht glücklich gewählt erscheint. Das Verhältnis der neuen zur alten Einteilung stellt folgendes Schema dar:

Frühere Einteilung:	Neue Einteilung:	
III. Crepidostomaschicht.	II. Ulmer Schichten = = Omphalosagdaschichten WENZ.	b) Talfinger Sch.
II. Öpfinger Schichten.		a) Öpfinger Sch.
I. Rugulosaschichten.		
	I. Ramondischichten.	

Verbreitungsbezirk.

Die Ulmer Schichten befinden sich im Untersuchungsgebiet auf einem sich neben der Donau nach Nordosten erstreckenden Streifen Landes. Dieser Streifen läßt sich in wechselnder, bis 12 km erreichender Breite von der südwestlichen Grenzlinie des Gebietes, Erbach-Pappelau, 44 km weit bis in die Gegend von Untermödingen verfolgen. Er zerfällt dadurch, daß die Süßwasserbildungen bei Langenau völlig zurücktreten, in einen Blautal- und in einen Brenztalbezirk. Im Blautalbezirk streichen die Ulmer Schichten aus dem südwestlichen Nachbargebiet herüber. Innerhalb des Untersuchungsgebiets reichen sie nach Nordwesten bis zu einer nordöstlich gerichteten Linie Schelklingen-Tomerdingen, nach Norden bis zu einer westöstlichen Linie Tomerdingen-Langenau. Einzelne sporadische Vorkommen finden sich noch jenseits dieser Linie, so bei Seissen, Sonderbuch, Temmenhausen und Bernstadt. Im Südosten stehen die Ulmer Schichten unter der Donau durch mit der ober-schwäbischen unteren Süßwassermolasse in breiter Verbindung.

Der Brenztalbezirk, den WENZ bei seiner Verbreitungsangabe der Ulmer Schichten (85 S. 29) nicht berücksichtigt, setzt nordöstlich von Langenau bei Öllingen ein und zieht sich, ohne das Lonetal im Nordwesten zu überschreiten, über die Gegend von Niederstotzingen an die Brenz heran, jenseits deren er besonders noch auf bayrischem Gebiet in der Gegend von Untermödingen gut ausgebildet ist. Doch schon 1 km östlich von Untermödingen findet der Brenztalbezirk sein Ende, und nur bei Ziertheim a. d. Egau war als äußerstes östliches Vorkommen beim Bau der Härtdtsfeldbahn nochmals eine kleine Sporade aufgeschlossen, über die C. MENGELE (77 S. 4) berichtete. Weiter im Osten sind, abgesehen von dem Vorkommen in der bunten Brekzie des Rieses bei Amerbach (C. Jooss 60), keine aquitanen Süßwasserschichten mehr bekannt geworden.

Liegendes und Hangendes.

Während auf dem südlichen Hochsträß die Ulmer Schichten den Ramondischichten auflagern, liegen sie innerhalb des Untersuchungsgebietes überall unmittelbar auf dem Jura. Das Hangende der Ulmer Schichten bilden im Brenztalbezirk die Sande der Giengener Meeresmolasse, während im Blautalbezirk verschiedene Tertiärschichten als Hangendes zu treffen sind. Dort liegen nämlich nordwestlich der Linie Ringingen-Eggingen-Grimmelfingen-Ulm auf den Ulmer Schichten teilweise gleichfalls die Ablagerungen der burdigalen Meeresmolasse, teilweise unmittelbar die altplozänen Quarzschotter. Südöstlich der angegebenen Linie dagegen bilden die Grimmelfinger Graupensande, ganz lokal auch die Kirchberger Schichten (A. Moos 71 S. 272) das Hangende der Ulmer Schichten. Die Deutung dieser Verhältnisse wird bei der Besprechung der Grimmelfinger Graupensande gegeben werden.

Höhenlage der Liegendgrenze.

I. Blautalbezirk.

a) Nördliches Hochsträß (Top. Karte v. Württ. 1:25 000)

Blätter Ulm, Bermaringen und Schelklingen.)

Tk 1 über Jζ ¹⁾ An der Donau an der Ziegellände in Ulm	467 m nn
„ „ Jζ Beim Süßwasserkalksteinbruch an der Harthäuser Straße	527 „ „
„ „ Jζ Östlich von Flur Binzelfinger	543 „ „

¹⁾ Tk 1 = Ulmer Schichten; Jε = weiß Jura ε; Jζ = weiß Jura ζ.

Tk 1 über J ζ	Am Galgenberg südlich von Ehrenstein	560 m nn
" "	J ε Nördlich Flur „Beim Kreuz“ südlich von Klingenstein	580 " "
" "	J ε Südlich der Ruine Arnegg	570 " "
" "	J ε Arnegger Tal Lenzerhalde	570 " "
" "	J ζ Arnegger Tal Tosertal	570 " "
" "	J ε Südlich vom alten Arnegger Steinbruch, nördlich von Kappel	585 " "
" "	J ε Südlich der Ruine Neidegg	590 " "
" "	J ζ Straße Arnegg—Dietingen	575 " "
" "	J ε Westlich von Flur Hülen westlich von Dietingen eingesenkt zwischen Jurabuckel von 628 m und 630 m	610 " "
" "	J ε Südlich von Waldteil Kreuzstelle	646 " "
" "	J ε Im Waldteil Hohenstich	643 " "
" "	J ζ Im Waldteil Hohbrunnen	640 " "
" "	J ζ Am „Öfele“ nördlich von Beiningen	650 " "
" "	J ζ Wegkreuzung 300 m östlich der vorderen Gleißenburg	677 " "
" "	J ε Bei der hinteren Gleißenburg	685 " "
" "	J ε Am Ziegelhof an der Straße Beiningen—Pappelau	645 " "
" "	J ζ Am Russenbrunnen südlich vom Wasserreservoir Pappelau	645 " "
" "	J ε Ende des Steintals an der Straße Pappelau—Ringingen	580 " "
" "	J ζ Erbesgrund bei Punkt 561, 6 m nn	558 " "
" "	J ζ Erbesgrund bei Punkt 543, 6 m nn	550 " "
" "	J ζ Steingrube nordwestlich von Einsingen weiß Jura ζ bis	516 " "
" "	J ζ Steinbruch am Vogelberg Einsingen	494 " "
	Bohrloch X der Ulmer Wasserversorgung Nordeck des Waldes Buchhau rechtes Donauufer, Liegendes des Tk 1 tiefer als	446 " "

b) Wippinger Hochfläche (Blatt Bermaringen).

Tk 1 über J ε	Straße Herrlingen—Wippen	560 m nn
" "	J ε Scharfer Straßenhaken NW. km 9 der Blautaleisenbahn	580 " "
	Im Wippinger Oolithsteinbruch reichen die Juraoolithe bis	640 " "
	Beim Steinbruch S. der Bulläcker reicht der weiß Jura ε bis	620 " "
" "	J ε In Oberherrlingen	580 " "
	NO. Wippen bei P. 642,7 m nn reicht der weiß Jura ε bis	645 " "

c) Weidacher Hochfläche (Blatt Bermaringen).

Tk 1 über J ε	Nordrand des Beibruckberges	572 m nn
" "	J ε Eintritt der Straße Herrlingen—Weidach in den Wald	580 " "
" "	J ε Am Rand des von Süßwasserkalk umlagerten weiß Jura ε- Buckels westlich des Waldes „Ebene“	605 " "
" "	J ε Am Felsvorsprung östlich des Jurabuckels 603,6 m nn	600 " "
" "	J ε In der Brechdarre	600 " "
" "	J ε Südwestlich von „Buchbrunnen“	595 und 600 " "
" "	J ε Nordwestlich von Weidach	608 " "

d) Gebiet zwischen Kiesental, Blautal und der Linie Schammantal-Hagen (Blatt Bermaringen).

Tk 1 über J ε	Südrand des Mähringer Berge	585 m nn
" "	J ε Westlich der Straßengabelung Mähringen—Bollingen, Mäh- ringen—Klingenstein	565 " "

Tk 1 über Jε	Am Steinbruch am Müllerweg an der Straße Mähringen— Bollingen	600 m n n
„ „	Jζ Östlich vom Loshaldenberg	580 „ „
„ „	Jε Reservoir nördlich von Bollingen	612 „ „
„ „	Jζ Mähringen Westrand des Dorfes	570 „ „
„ „	Jζ Weg östlich vom „Rappenbad“	565 „ „
„ „	Jε Auf der Wanne westlich vom Exerzierplatz Lerchenfeld	590 „ „
„ „	Jε Weg Talsohle beim Marderhölzle	563 „ „
„ „	Jζ Am Wiesenberg südlich von Dornstadt	585 „ „
„ „	Jζ Nordrand des Füßleshau südlich von Beimerstetten	590 „ „
„ „	Jε In Hagen	580 „ „

e) Gebiet zwischen der Linie Schammental-Hagen, dem Blaotal und der Linie Bahnhof Ulm-Jungingen-Hagen (Blatt Bermaringen).

Tk 1 über Jε	Am Kienlesberg bei Ulm	500 m n n
„ „	Jε Beim nördlichen Pulvermagazin im Lehrer Tal	540 „ „
„ „	Jζ Weg östlich der Schießbaracke im Lehrer Tal	528 „ „
„ „	Jζ Mitte zwischen obigem Weg und dem Dullesbrunnen	545 „ „
„ „	Jζ Westlich des „S“ von Schafäcker	547 „ „
„ „	Lζ Einmündung des Feldwegs in die Straße am Waldrand nördlich der Schießbaracke	550 „ „
„ „	Jε Oberhalb des weiß Jura ε-Steinbruches am Eselswald	560 „ „
„ „	Jζ In den Söflinger Weinbergen	527 „ „
„ „	Jζ Südlich Flur „Steige“ bei Ehrenstein	550 „ „
„ „	Jζ Hohlweg Flur „Steige“	545 „ „
„ „	Jε Unterhalb des alten Süßwasserkalksteinbruches nördlich von Ehrenstein	550 „ „
„ „	Jζ Straße oberer Eselsberg—Mähringen	585 „ „
„ „	Jε Straße Mähringen—Lehr	585 „ „
„ „	Jε Südwestlich von Flur Birkenlauh	585 „ „
„ „	Jε Nordwestlich der Kruglesäcker	580 „ „

f) Gebiet zwischen der Linie Bahnhof Ulm-Jungingen-Hagen, der Donau und der Linie Hagen-Langenuau.

(Blätter Bermaringen und Langenuau.)

Tk 1 über Jζ	Neue Donaubrücke in Ulm	{ württembergisches Ufer 447 m n n bayerisches Ufer 460 „ „
„ „	Jζ Garnisonslazarett Ulm	
„ „	Jε Neues Krankenhaus Ulm	490 „ „
„ „	Jε Örlinger Tal beim Schwedenturm	515 „ „
„ „	Jε An der Stuttgarter Bahnlinie bei km 91	525 „ „
„ „	Jζ Am Weg, 150 m südlich vom Hofgut Örlingen	517 „ „
„ „	Jζ Weiß Jura ζ-Steinbruch bei km 69 der Heidenheimer Bahn	483 „ „
„ „	Jζ An der Heidenheimer Bahnlinie an der Landesgrenze bei Obertalfigen	465 „ „
„ „	Jε Straße Albeck—Ulm bei km 55	555 „ „
„ „	Jε Am Kornberg bei Albeck	530 „ „
„ „	Jε Felsbuckel oberhalb des w. Jura ε-Steinbruches an der Laushalde	560 „ „

Tk 1 über J ϵ	An der Ulmer Straße an der Laushalde	540 m n n
„ „	J ζ Nördlich vom Weiler Witthau	550 „ „

2. Brenztalbezirk.

(Blätter Sontheim und Niederstotzingen 1 : 25 000, herausgegeben von der Eisenbahnverwaltung; Blätter Wittislingen und Gundelfingen, bayerische Karte 1 : 25 000).

Tk 1 über J ϵ	Weg auf den Sandberg bei Öllingen	520 m n n
„ „	J ζ Tälchen südlich von Hof Lindenau	525 „ „
„ „	J ϵ Wasserleitung für Oberstotzingen an der Straße Oberstotzingen—Stetten	500 „ „
„ „	J ζ Am Galgenberg Niederstotzingen	485 „ „
„ „	J ζ Im weiß Jura ζ -Steinbruch beim Ostausgang von Untermödingen	454 „ „
„ „	J ϵ Spode bei Bahnhof Ziertheim a. d. Egau	460 „ „

Tektonik.

Beim Überblick über obige Höhenzahlen der Grenzfläche erweist sich, daß diese Fläche im Blautalbezirk beträchtlich gegen Südosten absinkt, während sie im Brenztalbezirk nur schwach gegen Osten geneigt ist. Die sporadischen, geringmächtigen Vorkommen von Ulmer Schichten im Brenztalbezirk sind, wie noch näher ausgeführt werden wird, vorwiegend in präaquitanen Talungen, nicht auf tektonisch gesenkten Schollen abgelagert. Das geringe gegen Osten gerichtete Einfallen ist dort sehr im Gegensatz zum Blautalbezirk nicht stärker als dasjenige der darüber lagernden burdigalen Meeressande und ist so wahrscheinlich vorwiegend jüngeren Erdbewegungen zuzuschreiben.

Im Blautalbezirk dagegen ist die Liegendfläche der Ulmer Schichten durch kräftigere, und wie sich zeigen wird, ältere Krustenbewegungen betroffen worden. Mit dem Einsetzen der Ulmer Schichten auf der Linie Gleißenburg bei Blaubeuren-Wippingen-Tomerdingen sinkt die Juraplatte stark gegen Südosten ab. Der höchste Punkt der Grenzfläche des Juras zu den Ulmer Schichten befindet sich bei der hinteren Gleißenburg bei 685 m n n, der tiefste erschlossene Punkt auf dem württembergischen Ufer der neuen Donaubrücke in Ulm bei 447 m n n. Bei den Wasserbohrungen der Stadt Ulm, die links und rechts der Donau im Gögglinger Ried, im Gögglinger Wald und im Auwald Fischerhausen niedergebracht wurden und deren tiefste, das Bohrloch X am Nordeck des Waldes Buchhau am rechten Donauufer eine Tiefe von 446 m n n erreichte, wurden die Ulmer Schichten nicht durchsenkt. Die bei der Besprechung dieser Bohrungen von C. REGELMANN (45) gemachte Annahme, daß im Liegenden der Ulmer Schichten durchweg eine 10 m mächtige Bank von festem Rugulosakalk vorhanden sei, ist unzutreffend, und die Zuteilung von beliebigen in den Bohrlöchern getroffenen Süßwasserkalklagen zu dieser vermeintlich konstanten Bank ist ganz willkürlich vorgenommen. So ist der von C. REGELMANN l. c. S. 51 unter solchen Voraussetzungen errechnete Betrag des Einfallens wertlos. Nach der Ausbildung der Ulmer Schichten in dem Bohrfeld ist allerdings anzunehmen, daß die Juraoberfläche durch die tiefsten Bohrlöcher fast erreicht wurde.

Von der Höhe der Gleißenburg bei Blaubeuren sinkt demnach die Juraoberfläche auf eine Entfernung von ca. 12 km bis zur Donauniederung um ca. 240 m

gegen Südosten ab. Wie die oben angeführten Höhenzahlen, besonders die des nördlichen Hochsträsses, die so angeordnet sind, daß sie einem Aufstieg von der Donau längs des Blautals bis zur hinteren Gleißenburg und dann einem Abstieg von dort durch den Erbesgrund über Einsingen bis wieder zur Donau entsprechen, zeigen, ist dieses Absinken gegen Südosten ein ziemlich allmähliches. Einigermaßen nähert sich die absinkende Juraoberfläche einer Ebene, die N. 45° O. streicht und mit 2‰ gegen Südost einfällt. Man könnte denken, daß dieses Absinken dem allgemeinen Einfallen der Alb gegen Südost entspreche, angesichts der Angabe bei REGELMANN (87 S. 67), daß das Generalfallen der schwäbischen Alb 2,4‰ gegen Südosten betrage. Dieses Generalfallen mag nun für den südwestlichen Teil der Alb, von dem C. REGELMANN (5 S. 61) ja auch ausging, zutreffen, für die gesamte Alb ist es sicher zu hoch. Wenn man berücksichtigt, daß am Kienlesberg bei Ulm sich die Oberfläche des weiß Jura ϵ bei 500 m n n befindet, so müßte bei 2,4‰ Durchschnittsgefäll gegen Südost diese Oberfläche am Nordwestrand der Alb in der Gegend des Randecker Maars bei 1400 m verlaufen, während dort in Wirklichkeit die ϵ -Kalke nur Höhen bis 830 m n n erreichen, wobei es bedeutungslos ist, daß dort einige Dutzend Meter dieser Kalke denudiert sein können. Der Kienlesberg bei Ulm und das Randecker Maar sind in der Fallrichtung 36 km voneinander entfernt und weisen 330 m Höhenunterschied auf, was einem Generalfallen von 0,92‰ entspricht. Scheidet man aus dieser Strecke den auf das Gebiet der Ulmer Schichten entfallenden Anteil mit einem Durchschnittsgefälle von 2‰ aus, so bleibt für die mittlere und nordwestliche Albzone auf der Strecke Hintere Gleißenburg-Randecker Maar ein Generaleinfallen von 0,5‰ übrig, womit erwiesen ist, daß innerhalb des Gebiets der Ulmer Schichten ein bedeutend stärkeres Absinken gegen Südost vorhanden ist, als in der fast horizontal gelagerten mittleren Albzone. So zeigen auch die hier beigegebenen Profile deutlich, daß nordwestlich der Verbreitung der Ulmer Schichten die Lagerung der Juraplatte fast horizontal ist.

Das Absinken der Juraplatte wird wahrscheinlich durch eine Reihe, wohl meist von Südwest nach Nordost streichender Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe hervorgerufen. Hinweise auf solche Verwerfungen geben jähe Höhenunterschiede in der Grenzfläche auf kurze Entfernungen. Solche Höhenunterschiede zeigen sich z. B. bei dem Süßwasserkalksteinbruch an der Straße Söflingen—Harthausen, bei dem sich die Grenze bei 527 m n n befindet, während sie 350 m nördlich davon, an der Flur Binzelfinger schon bei 543 m n n verläuft.

Bei Wipplingen befindet sich die Grenze an der Straße Herrlingen—Wipplingen in der für das dortige Gebiet ungewöhnlich tiefen Lage von 560 m n n und in Oberherrlingen bei 580 m n n, während im Wippinger Oolithsteinbruch der weiße Jura schon bis 640 m n n emporragt. Diese Verhältnisse deuten auf tektonischen Einbruch an Verwerfungsspalten.

Am Eselsbergmassiv befindet sich die Grenze beim Steinbruch am Eselswald bei 560 m n n, während sie in den nahen Söflinger Weinbergen schon auf 530 m n n gesunken ist. In den Söflinger Weinbergen zeigten sich dann auch in der Tat bei den Aufschlüssen der Armierung der Festung Ulm verschiedene klaffende, bis 60 cm breite, ostwestlich streichende Verwerfungsspalten in den Süßwasserkalken, die mit Sand und Süßwasserkalktrümmern erfüllt waren und längs deren geringe Verschiebungen der Süßwasserkalke erfolgt waren.

Schließlich deuten die Verhältnisse in der unmittelbaren Umgebung Ulms auf solche gegen Südosten absinkende Treppenbrüche mit geringer Sprunghöhe.

Während beim Pulvermagazin im Lehrer Tal sich die Grenze noch bei 540 m nn befindet, ist sie 1 km südlich davon am unteren Hang des Michelbergs sowohl bei der Kienlesbergkaserne wie beim Lazarett schon auf 500 m nn gesunken und abermals 1,5 km weiter südlich befindet sie sich an der Donau bei der Ziegellände bei 467 m nn, an der neuen Donaubrücke am württembergischen Ufer bei 447 m nn.

Zur Entscheidung der bedeutungsvollen Frage, wie sich das Absinken der Juraoberfläche gegen die Tiefen Oberschwabens zu gestaltet, stehen immer noch keine weiteren Daten als die des Ochsenhauser Bohrlochs zur Verfügung, bei dem bei 143,45 m unter dem Meeresspiegel das Liegende der unteren Süßwassermolasse noch nicht erreicht war. Würde vom Ulmer Gebiet an das durchschnittliche Einfallen von 2% bis nach Ochsenhausen anhalten, so müßte dort dieses Liegende bei 10 m nn unter dem Meeresspiegel erreicht worden sein. Doch schon ein durchschnittliches Einfallen von 2,5% würde, wie bereits C. REGELMANN (45 S. 40) gezeigt hat, den Verhältnissen gerecht. So kann man also nur sagen, daß das Absinken der Juraoberfläche gegen die Tiefen der oberschwäbischen Sammelmulde zu beträchtlicher wird als in dem der Untersuchung zugänglichen Gebiet nördlich der Donau; viel beträchtlicher braucht es aber nicht zu sein.

Nun haben verschiedene Autoren geglaubt, eine einheitliche, bedeutende Verwerfung von über 100 m Sprunghöhe im Innern des Hochsträsses feststellen zu können. Nachdem schon GÜMBEL (15 S. 378) und KRANZ (34 S. 481) eine derartige Verwerfung in ihre Profile vom Hochsträß eingezeichnet hatten, versuchten K. MAHLER und W. MÜLLER (39 S. 367) dieselbe kartographisch festzulegen. Die Beweisführung dieser Autoren gründet sich aber völlig auf die, wie weiter unten gezeigt werden soll, unzutreffende Voraussetzung, daß die Ablagerungen der Erminger Turitellenplatte und der Grimmelfinger Graupensande ursprünglich auf dem Grund desselben Gewässers in einer Höhenlage als verschiedene Faziesbildungen abgesetzt worden seien. Gegen die allerdings nicht ausreichend begründeten Anzweiflungen C. REGELMANN'S (46 S. 44) suchte dann 1911 E. FRAAS (48 S. 541) das Bestehen dieser Hochsträßverwerfung aufs neue nachzuweisen und zwar mit solchem Erfolg, daß z. B. H. RECK (58 S. 340) äußerte, die FRAAS'sche Arbeit bringe derart zwingendes Material für das Bestehen eines Donauabbruchs, daß er nunmehr keinem Geologen mehr zweifelhaft sein würde. Wie steht es nun mit diesem zwingenden Material? Die gegenseitige Höhenlage des Erminger Marins und der Grimmelfinger Graupensande scheidet FRAAS mit Recht bei der Erörterung der Verwerfung aus, stützt sich vielmehr ausschließlich auf die Höhenlage des jurassischen Untergrundes. Nun bringt FRAAS l. c. S. 541 fünf Höhenzahlen, wonach die Grenze des Jura zu den Ulmer Schichten auf dem ganzen nordwestlichen Hochsträß fast horizontal bei 550—560 m nn durchstreichen würde. In Wahrheit befindet sich diese Grenze oberhalb von Gerhausen, nicht wie FRAAS angibt, bei 560 m nn, vielmehr 90 m höher bei 650 m nn, und im Gleisselstetter Tal bei Söflingen ist die Grenze überhaupt nicht erschlossen, kann sich aber dort nach Funden von anstehenden Ulmer Schichten keinesfalls höher als bei 500 m nn befinden, während sie nach FRAAS dort bei 550 m nn verlaufen soll. Die Reihe der von mir ermittelten Grenzpunkte zeigt deutlich, daß von einer so einfachen Lagerung auf dem Hochsträß keine Rede sein kann, daß vielmehr die Juraoberfläche ziemlich stetig gegen Südost absinkt. Mit einem solchen stetigen Absinken sind auch die Höhenlagen der Grenzfläche im weiß Jura ζ-Steinbruch am Vogelberg bei Einsingen bei 494 m nn und im weiß Jura ζ-Steinbruch im Erbesgrund bei 550 m nn, woraus FRAAS die Sprunghöhe der Verwerfung erschließen

will, im Einklang. Daß zwischen den beiden angegebenen Punkten keine einheitliche Verwerfung in dem von FRAAS angenommenen Ausmaß durchgeht, erhellt daraus, daß zwischen diesen Punkten an der „Steingrube“ nordwestlich von Einsingen die weiß Jura-Oberfläche in einer Höhe von ca. 516 m nn, also in einer vermittelnden Höhenlage aufgeschlossen ist. Es läßt sich also aus den Höhenlagen der Juraoberfläche kein Hinweis auf das Bestehen einer einheitlichen großen Hochsträßverwerfung gewinnen. E. HENNIG (90) hat darauf hingewiesen, wie unheilvoll das Zeichnen überhöhter Profile die tektonischen Vorstellungen beeinflusst. Dies war auch hier der Fall. Um sich hiervon zu überzeugen, genügt es, einen vergleichenden Blick auf die stark überhöhten Profile bei MAHLER und MÜLLER (39 S. 375) oder gar bei K. MILLER (41 S. 437) und auf die hier beigegebenen unüberhöhten Profile zu werfen. Wie dort im einzelnen, so hat sicher im allgemeinen das vielverbreitete (z. B. E. KAYSER 94 S. 38), etwa 20fach überhöhte BRANCO'sche Albprofil wesentlich dazu beigetragen, die Vorstellung von einem gewaltigen, jähem Donauabbruch fest einzuwurzeln zu lassen. Ein solcher jäher Donauabbruch ist nun aber im behandelten Gebiet nicht vorhanden, vielmehr sinkt die Juraplatte an einem System von Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe ziemlich allmählich gegen Südosten ab.

Wann fand dieses Absinken statt? Innerhalb des Bereiches der Ulmer Platte lagern auf den Ulmer Schichten an einer Reihe von Punkten Ablagerungen der burdigalen Meeresmolasse. Die Liegendfläche dieser Ablagerungen ist nun aber der Liegendfläche der Ulmer Schichten durchaus nicht parallel, streicht vielmehr N. 14° O. und fällt mit bloß 0,7% nach O. 14° S. ein. Hieraus geht unzweideutig hervor, daß die Absenkung der Ulmer Platte mit durchschnittlich 2% gegen Südost im wesentlichen älter als burdigal ist. Angesichts der Tatsachen, daß die Ulmer Schichten genau entsprechend dem Einfallen der Ulmer Platte gegen Südost an Mächtigkeit anschwellen und daß sich alle Lagen der Ulmer Schichten in ganz flachem Wasser gebildet haben, ist es sehr wahrscheinlich, daß die Absenkung während des Absatzes der Ulmer Schichten selbst erfolgte, daß die absinkende oberschwäbische Mulde in dem Maß, als sie einsank, mit Sedimenten aufgefüllt wurde. Die Absenkung der Ulmer Platte hat demnach aquitanes Alter.

Die präaquitane Landoberfläche.

Unter den Ulmer Schichten liegt die präaquitane Landoberfläche begraben. Es war dies durchaus keine Ebene, sondern ein Gebiet mit beträchtlichem Relief. O. FRAAS hatte dies schon 1866 richtig erkannt. Er schreibt¹⁾: „Das Tertiärgebirge traf bei seiner Bildung die Oberfläche der Alb schon mannigfach zerklüftet, zernagt, verstürzt, mit Hügeln und Tälern. In die Risse, Klüfte und Niederungen legten sich tertiäre Schichten, denen gewissermaßen das Geschäft oblag, die gestörten Oberflächen des Jura zu ebnen und auszugleichen.“ Auf diese Weise muß ein Teil der jähem Höhenunterschiede in der Grenzfläche des Jura zu den Ulmer Schichten gedeutet werden. Daß solche alten Talungen bei Beginn des Absatzes der Ulmer Schichten bestanden, das zeigen größere Aufschlüsse der Grenzfläche unzweideutig. Die schönsten Beobachtungen dieser Art konnte ich bei den umfangreichen Grabungen für den Bau des neuen Ulmer Krankenhauses machen. Dort (s. Abb. 1) war der Jurauntergrund, der zu der Schwammfazies des weiß Jura ε gehörte und auf

¹⁾ Begleitworte zum Atlasblatt Ulm. S. 10.

den sich eine mächtige Folge von Mergeln und Kalken der Ulmer Schichten legte, sehr uneben und buckelig, so daß auf 60 m Entfernung Höhenunterschiede der Grenzfläche von über 5 m zu beobachten waren. Es war unmittelbar ersichtlich, daß diese Höhenunterschiede, durch alte Talungen erzeugt, schon bei Beginn der Ablagerung der Tertiärmergel vorhanden waren. Die tiefsten Süßwasserschichten lagen in Mulden eingesenkt, während dann höhere Lagen über die tieferen übergriffen und so ihrerseits stellenweise unmittelbar auf den Jurauntergrund zu liegen kamen. Die Gestalt des Untergrundes prägte sich noch in einer wellenförmigen Lagerung der tieferen Süßwassermergel aus, indem diese die Unebenheiten des Untergrundes in abgeschwächtem Maße wiederholten, während dann die höheren Lagen allmählich völlig horizontal sedimentiert wurden. Auf diese Art, also diskordant, sind sämtliche Lagen der Ulmer Schichten dem Juragrund auf- und angelagert. Die Diskordanz ist teils durch die präaquitane Talungen bedingt, also Erosionsdiskordanz, teils durch das Absinken der Ulmer Platte, tektonische Diskordanz. Sehr schön zeigte diese Diskordanz im Frühjahr 1921 die hangende Partie des weiß Jura ζ -Steinbruchs am Vogelberg bei Einsingen (s. Abb. 2). Das dortige Profil wird weiter unten besprochen werden.

War an den erwähnten Plätzen das Vorhandensein präaquitane Talungen augenfällig, so glaube ich jähe Höhenunterschiede in der Grenzfläche des Jura zu den Ulmer Schichten auch noch an folgenden Punkten solchen Talungen zuschreiben zu dürfen:

Dort, wo die Süßwasserkalkdecke sich verschwächt, in der Gegend von Weidach, ragen Buckel von weiß Jura ϵ inselförmig aus ihr empor. Steigt man vom Blautal bei Klingenstein auf die Höhe des Beibruckberges, so bemerkt man, daß er bis zu seinem Gipfel bei 578,9 m nn aus weiß Jura ϵ -Massen besteht. Etwas weiter nördlich aber trifft man an der Straße Herrlingen—Weidach die Auflagerung der Ulmer Schichten auf die Jurakalke in etwas tieferer Lage, nämlich bei 572 m nn. Die Straße steigt dann noch an, um die Höhe der „Ebene“ bei 611 m nn zu gewinnen. Doch bewegt sie sich hierbei durchaus nicht die ganze Strecke im Süßwasserkalk, vielmehr treten bei 590 m nn die Jurafelsen wieder hervor. Diese bilden dann den Untergrund des höchsten Teils der Hochfläche südlich von Weidach, soweit diese sich über 600 m nn erhebt. An die Flanken dieses Buckels lagert sich aber wieder in etwas tieferer Lage von 590—600 m nn Süßwasserkalk an. Weidach selbst steht bei 605,8 m nn auf Jura. Nordwestlich von Weidach steigt dann das Gelände in den „Hartäckern“ bis 634,1 m nn. Auch hier findet sich nun nochmals von 608—615 m nn Süßwasserkalk angelagert. Da alle diese Lagerungsverhältnisse mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit dem präaquitane Relief zugeschrieben werden dürfen, muß dies in der Weidacher Gegend Höhenunterschiede von mindestens 40 m aufgewiesen haben. Das inselförmige Emporragen von weiß Jurabuckeln aus der Decke der Ulmer Schichten erinnert an ähnliche Vorkommen auf der Südwestalb, wo bei Winterlingen unweit Sigmaringen Jurabuckel die Citharellenkalkdecke überragen (LEUZE 96 S. 343).

Westlich von Dietingen, im Nordwesteck des Blattes Ulm der topogr. Karte von Württemberg 1:25 000, liegt an dem doppelten Straßenhaken südwestlich des Waldteils „Hülen“ das Liegende des Süßwasserkalks bei 610 m nn, während sich unmittelbar nordwestlich und südwestlich hiervon weiß Jura-Felsbuckel bis 628 und 630 m nn erheben. Auch hier handelt es sich mit Wahrscheinlichkeit um eine alte Talung.

Bei Albeck sind die Höhenverhältnisse der Grenzfläche die folgenden: Südlich von Albeck bei km 55 der Ulmer Straße befindet sich die Grenzfläche bei 560 m n.n. An dem südwestlich hiervon gelegenen Kornberg sinkt die Grenzfläche zwar nicht, wie es Blatt Ulm der geogn. Karte 1:50 000 darstellt, bis auf die Talsohle, immerhin aber bis ca. 520 m n.n., um dann 500 m südlich davon schon wieder auf 554,6 m n.n. anzusteigen. In ungefähr derselben Höhe hält sich dann die Grenzfläche bis oberhalb des weiß Jura ϵ -Steinbruches an der „Laushalde“, wo der Jurafels bis 558 m n.n. ansteigt. Auf der Südseite des Tälchens hingegen, in dessen Nordhang der erwähnte Steinbruch angelegt ist, ist die Grenzfläche schon wieder auf 540 m n.n. gesunken. Auch diese bis 40 m betragenden Höhenunterschiede werden wohl dem präaquitane Relief zuzuschreiben sein.

Daß in der Gegend von Öllingen und Niederstotzingen die Ulmer Schichten einem sehr unebenen Untergrund aufgelagert sind, geht schon daraus hervor, daß hier die Meeressmolasse an dicht benachbarten Punkten in derselben Höhenlage bald auf Jura, bald auf Ulmer Schichten aufgelagert ist (LUTZEIER 95 S. 162 u. 166). Die weiß Jura ζ -Kuppe auf dem Sandberg bei Öllingen, von der LUTZEIER nachwies, daß sie als solche schon bei Beginn der tertiären Meeresüberflutung vorhanden war, bestand sogar schon während der Bildung der aquitanen Süßwasserseen, deren Sedimente sich stellenweise unter dem Marin am Fuß der Kuppe vorfinden. Da die Süßwasserkalke bei 520 m n.n. auf dem Jura lagern, während sich dieser in der Mitte des Sandberges als Kuppe bis 539,3 m n.n. erhebt, waren in dieser Gegend bei Beginn des Absatzes der Ulmer Schichten Höhenunterschiede von mindestens 20 m vorhanden.

Schließlich ist östlich der Brenz bei Untermödingen (Blatt Gundelfingen der bayr. topogr. Karte 1:25 000) die Einlagerung der Ulmer Schichten in eine Jurasenke nochmals deutlich zu beobachten. Unmittelbar westlich von Untermödingen ist der dort nur ca. 30 m hohe Südostabfall der Albplatte gegen die Donauniederung bis oben bei 475 m n.n. aus weiß Jura ζ aufgebaut, wie ein Steinbruch dicht oberhalb des tiefen Hohlwegs am Nordausgang des Dorfes zeigt. Geht man nun von diesem Steinbruch an den Hohlweg heran und steigt die ca. 8 m hohe Böschung des Hohlwegs hinab, so zeigt sich, daß diese von unten bis oben aus Mergeln und Kalken der Ulmer Schichten aufgebaut ist. Trotzdem nun in einem Seitenhohlweg sogar die mit etwa 30° gegen Osten einfallende Grenzfläche der Ulmer Schichten zu den weiß Jura ζ -Kalken ziemlich deutlich erschlossen ist, ist es mir zweifelhaft geblieben, ob ein alttertiäres Tal mit steiler Seitenflanke, oder eine post-aquitane, zum Donaurand ungefähr senkrechte Verwerfung vorliegt. Etwas östlich des Dorfes zeigt dann ein kleiner Steinbruch, daß dort der Süßwasserkalk bei 454 m n.n. horizontal dem weiß Jura ζ aufgelagert ist. Die Ulmer Schichten sind hier aber nur etwa 11 m mächtig, denn schon bei 465 m n.n. lagern sich die Sande der Giengener Meeressmolasse darauf. 1,5 km östlich von Untermödingen steigt dann die weiß Jura ϵ -Kuppe des Hohlen Steins oder Wolfsfelsens bis 470 m n.n. an, und eine solche Höhe erreicht der Süßwasserkalk nicht mehr, der somit zwischen die ζ -Höhen im Westen von Untermödingen und dem Hohlen Stein eingemuldet liegt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß bei Beginn des Absatzes der Ulmer Schichten eine nur in ihrem Bereich rein überlieferte, durch die vorausgegangene kretazische und alttertiäre Erosion und Denudation geschaffene Skulptur der Landoberfläche bestanden hat, die Höhenunterschiede bis mindestens 40 m aufweist. Diese Skulptur zeigt stellenweise eine deutliche Abhängigkeit von der Beschaffenheit

der jurassischen Gesteine, indem die Talungen an den leicht zerstörbaren weiß Jura ζ , die Höhen an den massigen weiß Jura ϵ gebunden sind. Das damalige Relief ist im Vergleich mit dem heutigen, wo z. B. im Blautal Höhenunterschiede bis über 200 m auf kurze Entfernungen vorkommen, gering, beträchtlich aber im Vergleich zu dem Relief, wie es bei Beginn der Überflutung durch das burdigale Meer und später beim Absatz der altploziänen Schotter vorhanden war. Für die gegenwärtigen Oberflächenformen des Gebiets sind die präaquitanen Talungen bedeutungslos, da sie auf den Höhen von Tertiärsedimenten eingedeckt sind, während sie von den heutigen tiefen Erosionstälern beliebig durchschnitten werden. Im allgemeinen ähnelt die Skulptur der unter den Ulmer Schichten begrabenen präaquitanen Landoberfläche dem Relief von Trockentälern und Jurabuckeln, wie es die heutige von tertiären Sedimenten freie Albhochfläche zeigt. Es muß aber dahingestellt bleiben, ob unter den Einzelzügen dieser heutigen Alboberfläche noch solche von so hohem Alter erhalten sind. Immerhin darf man annehmen, daß die Albhochfläche, auf deren Bedeutung als alte fossile Landschaft in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren hingewiesen wurde, eine Fortsetzung der in der Ulmer Gegend unter den aquitanen Süßwasserablagerungen begrabenen Landoberfläche ist, womit das Alter der Hochfläche selbst als präaquitan festgelegt ist.

Die Mächtigkeiten der Ulmer Schichten.

Da die Mächtigkeit der Ulmer Schichten im Blautalbezirk außerordentlich schwankt, sollen hier die Mächtigkeitszahlen auf einer Reihe von nordwestlich gelegten Profilen dargestellt werden. An den Punkten, bei denen das Hangende heute nicht mehr vorhanden ist, und deshalb die Zahl für die Hangendgrenze durch Konstruktion der Liegendfläche der Meeresmolasse bzw. der Graupensande gewonnen wurde, ist diese Zahl eingeklammert. Im übrigen stellen alle erhaltenen Werte nicht die ursprünglichen Mächtigkeiten dar, vielmehr diejenigen Mächtigkeiten, wie sie bei Beginn der Ablagerung der burdigalen Meeresmolasse bzw. der Grimmelfinger Graupensande vorhanden waren. Da nun zwischen das Ende der Ablagerung der Ulmer Schichten und die burdigale Meeresüberflutung, wie noch gezeigt werden soll, eine Zeit geringer Abtragung fällt, muß selbst dort die Mächtigkeit der Ulmer Schichten ursprünglich, wenn wahrscheinlich auch nicht um viel, beträchtlicher gewesen sein. In dem Gebiet aber, wo Graupensande das Hangende bilden, ist die ursprüngliche Mächtigkeit noch viel stärker vermindert. Tm bei der Hangendgrenzzahl bedeutet, daß die burdigale Meeresmolasse, Ts daß die Grimmelfinger Graupensande das Hangende bilden.

Strecke Bollenösch bei Einsingen—Sonderbuch (Profil I):

Bollenösch bei Einsingen 490—505 m nn Ts	15 m
„Steingrube“ nordwestlich von Einsingen, wahrscheinlich	0 „
Sahlenhau oberhalb von Eggingen 565—(645 m nn Tm)	80 „
Heidenäcker bei Markbronn 610—(670 m nn Tm)	60 „
Sonderbuch	0 „

Strecke Gögglinger Wald—Gehrenberg bei Wipplingen (Profil II):

„Sahlen“ bei Grimmelfingen ca. 485—500 m nn Ts	15 m
Allewinder Höhe ca. 530—620 m nn Tm	90 „

Spitalwald bei Ermingen 550—630 m nn Tm	80 m
Kappel bei Arnegg 585—(635 m nn Tm)	50 „
Gehrenberg bei Wipplingen	0 „

Strecke Galgenfeld bei der Donautalbrücke—Wippinger Höhe.

Galgenherd bei der Donautalbrücke ca. 450—(480 m nn Ts)	30 m
Beim Weiler Donautal ca. 480—495 m nn Ts	15 „
Schanzberg am oberen Kuhberg ca. 510—610 m nn Tm	100 „
Klingensteiner Wald 570—(630 m nn Tm)	60 „
Blautalhang südöstlich von Wipplingen 580—(640 m nn Tm)	60 „
Alter Süßwasserkalksteinbruch östlich von Wipplingen 590—(640 m nn Tm)	50 „
Straße Wipplingen—Lautern	0 „

Strecke Bahnhof Ulm—Schloßberg bei Bollingen (Profil III):

Kienlesberg Ulm 500—(580 m nn Tm)	80 m
Steinbruch am Eselswald 560—(610 m nn Tm)	50 „
Kuppe des Oberen Eselsbergs 570—610 m nn Tm	40 „
Nordrand des oberen Eselsberges 585—(610 m nn Tm)	25 „
Nordhang des Schammentals bei Mähringen 570—(615 m nn Tm)	45 „
Östlich von Flur „Loshaldenberg“ 580—(620 m nn Tm)	40 „
Schloßberg bei Bollingen	0 „

Strecke Neues Krankenhaus Ulm—Steinbruch südlich von Tomerdingen:

Neues Krankenhaus Ulm 490—(570 m nn Tm)	80 m
Örlinger Tal 515—(575 m nn Tm)	60 „
Lehr ca. 550—(600 m nn Tm)	50 „
Westlich der Kruglesäcker bei Lehr 580—(615 m nn Tm)	35 „
Auf der Wanne beim Exerzierplatz Lerchenfeld 590—(620 m nn Tm)	30 „
Am Mühlweg zwischen Bollingen und Dornstadt 590—(625 m nn Tm)	35 „
Weiß Jura ϵ -Steinbruch an der Straße Tomerdingen—Böttingen	0 „

Strecke Kugelberg bei Talfingen—Ägenberg bei Hörvelsingen
(Profil IV):

Fuß des Kugelbergs bei Talfingen ca. 455—(545 m nn Tm)	90 m
Gipfel des Kugelbergs bei Talfingen ca. 470—(550 m nn Tm)	80 „
Beim Wäldchen Langer Mantel ca. 500—550 m nn Tm	50 „
An der Albecker Straße 540—(560 m nn Tm)	20 „
Beim Hof Witthau 550—(570 m nn Tm)	20 „
Gipfel des Ägenbergs bei Hörvelsingen	0 „

Aus diesen Profilen geht hervor, daß die Ulmer Schichten von Mächtigkeiten bis 100 m in nordwestlicher Richtung überall auf eine Entfernung von 6—8 km völlig auskeilen. Die Profile liefern so den genaueren Nachweis für das schon längere Zeit bekannte Auskeilen der Ulmer Schichten am südöstlichen Albrand. Die auffallendste Erscheinung aber zeigen die Profile I, II und III. Hier sinken die Schichtmächtigkeiten in nordwestlicher Richtung rasch auf 0—15 m herab, um dann am nächst gelegenen Punkt plötzlich wieder auf 80—100 m anzuschwellen. Es ist leicht zu bemerken, daß im Bereich der geringeren Mächtigkeiten

die Ulmer Schichten von den Grimmelfinger Graupensanden bedeckt werden, während auf der mächtigen Schichtenfolge im Nordwesten die Erosionsfetzen der burdigalen Meeressmolasse auflagern. Die Profile zeigen so im einzelnen das merkwürdige Lagerungsverhältnis, auf das zum erstenmal E. FRAAS 1911 (48 S. 543) hinwies. Als primär läßt sich dieser sprunghafte Wechsel in der Mächtigkeit unmöglich auffassen, vielmehr muß in der südöstlichen Zone der größte Teil der Ulmer Schichten nachträglich entfernt sein. Auf welche Art diese Entfernung stattfand, soll bei der Besprechung der Grimmelfinger Graupensande erörtert werden.

Sehr im Gegensatz zu der mächtigen Platte Ulmer Schichten im Blautalbezirk, finden sich im Brenztalbezirk nur inselförmige, geringmächtige Vorkommnisse. Es kann daher von hier keine Zusammenstellung von Mächtigkeiten langer Profile gebracht werden, sondern nur von Mächtigkeiten einzelner Punkte.

Weg auf den Sandberg bei Öllingen	520—525 m n n Tm	5 m
Tälchen südlich des Hofes Lindenau	525—530 m n n Tm	5 „
Wasserleitung an der Straße Oberstotzingen—Stetten	500—505 m n n Tm	5 „
Galgenberg bei Niederstotzingen	482—492 m n n Tm	10 „
Östlich von Untermödingen	454—465 m n n Tm	11 „

Bei diesen geringen Mächtigkeiten und dem Vorkommen in präaquitaneen Talungen der Juraoberfläche nehmen die Ulmer Schichten im Brenztalbezirk nur einen geringen Anteil am Aufbau der Landschaft. Dagegen schwellen hier die Sande der auflagernden Meeressmolasse an, und so kommt folgender Gegensatz in der Zusammensetzung des südöstlichen Albrandes südwestlich und nordöstlich von Langenau zustande: Die Hochfläche südwestlich von Langenau wird von einer bis 100 m mächtigen, sich nach Nordwesten auskeilenden Platte von Ulmer Schichten gebildet, auf deren Oberfläche man mit Aufmerksamkeit spärliche Erosionsfetzen von Meeressmolasse entdeckt, nordöstlich von Langenau dagegen baut diese Meeressmolasse bis 20 m mächtige Sandhügel auf, die vielfach unmittelbar auf Jura, stellenweise auf wenige Meter mächtigen Ulmer Schichten aufruhend. Der Unterschied der Profile I—IV gegenüber den Profilen V und VI bringt diesen noch nie hervorgehobenen Gegensatz anschaulich zur Darstellung. Der Grund für diesen Unterschied liegt vorwiegend darin, daß das Gebiet nordöstlich von Langenau zur Aquitanzeit nicht in so beträchtlichem Maße nach Südosten abgesenkt wurde wie die Ulmer Platte.

Die Gesteine der Ulmer Schichten.

Unter den Gesteinen der Ulmer Schichten zeichnen sich verschiedene aus, die nur in den tiefsten Partien dieser Schichten zu treffen sind und die deshalb als

Gesteine der Basisbildungen der Ulmer Schichten

zuerst besprochen werden sollen. Es sind die folgenden:

1. Mergelkalke mit Bohnerzeinschlüssen.
2. Brekzienkalke.
3. Geröllschichten.
4. Kalke mit kugelförmigen, aus konzentrischen Lagen aufgebauten Einschlüssen.

1. Mergelkalke mit Bohnerzeinschlüssen finden sich z. B. am Sandberg bei Öllingen, im Walde Mückenau bei Dietingen, in einer kleinen Tasche des Jurauntergrundes beim neuen Krankenhaus Ulm. Stets sind die Bohnerzkörner als Ein-

schlüsse scharf von der Mergelkalkmasse, in die sie eingebettet sind, geschieden. Sie müssen als Fremdbestandteile in den noch weichen Kalkschlamm eingeschwemmt worden sein. Offenbar waren die Bohnerze längst durch ältere Roterdeverwitterung und sich daran anschließende Diffusions- und Konzentrationsvorgänge gebildet, als die Sedimentation in den aquitanen Seen begann. Da wir oben schon gesehen haben, daß die Hauptmasse der Bohnerze in der Ulmer Gegend wahrscheinlich sogar älter als altoligozän ist, kann es uns nicht wundern, daß sie zur Aquitanzeit als fertige Gebilde vorlagen.

2. Die merkwürdigsten Gesteine der Basisbildungen sind die Brekzienkalke. Solche kommen beim Dullesbrunnen im Lehrer Tal bei Ulm und im Hangenden des weiß Jura ζ -Steinbruches bei km 69 der Ulm—Heidenheimer Eisenbahnlinie vor. Es handelt sich um Einschlüsse von eckigen Bruchstücken von weiß Jura ζ -Gestein in der Größe von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern in einem mergeligen, sinterartigen Süßwasserkalk. Hierbei sind die Bruchstücke mitunter so dicht aufeinander gepackt, daß der Grundmasse nur wenige Millimeter breite Lücken zur Ausfüllung bleiben. Das Gestein gleicht einer tektonischen Brekzie, woran aber bei der schichtmäßigen Verbreitung im Liegenden der Süßwasserkalke nicht zu denken ist. An der Heidenheimer Eisenbahnlinie ist die Brekzie ca. 40 cm mächtig. Es wird sich wohl um einen alttertiären Gehänge- oder Verwitterungsschutt handeln, der bei Beginn der aquitanen Seenbildung überflutet und durch den sich ablagernden Kalkschlamm verkittet wurde.

3. Sind die in Süßwasserkalke eingebetteten Jurabruchstücke etwas abgerundet und liegen sie nicht mehr allzudicht in der Grundmasse, so werden sie als Bachgeschiebe eingeschwemmt sein. Solche Geschiebe fand ich z. B. im Liegenden der Ulmer Schichten beim Bau des zweiten Geleises der Bahn Ulm—Friedrichshafen an der Ziegellände bei Ulm. Sie lagen dort in einem bläulichen Mergelton dicht über der weiß Jura ζ -Oberfläche. Die Geschiebe bestanden teils aus weiß Jura ζ -Kalken, teils aus oberjurassischen Hornsteinen. Als Besonderheit waren hier Würfelkristalle von unzersettem Pyrit auf die Geschiebe aufgewachsen. Merkwürdiger noch sind die Geschiebe, die im Hangenden des weiß Jura ζ in dem Steinbruch im Erbesgrund bei Erstetten bei Punkt 543,6 m nn in den tiefsten Lagen der Süßwasserkalke vorkommen. Es sind dies bis 8 cm lange, meist flache, kantige oder kantengerundete Jurakalkstücke, die mit großen Abständen in den weißen kreidigen Süßwasserkalk eingebacken sind, wobei diese Stücke beliebig orientiert, manchmal auch auf die hohe Kante gestellt sind. Ich vermute, daß diese Geschiebe durch Bäche auf den zeitweilig trocken liegenden, noch weichen Kalkschlammgrund des Sees geschafft wurden, in den sie dann ungleichmäßig einsackten.

4. Ein letztes bezeichnendes Gestein der Basisbildungen stellen Süßwasserkalke dar, die in der Hauptsache aus kleinen und großen, kugelförmigen, aus konzentrischen Lagen aufgebauten Kalkknollen bestehen. Am besten aufgeschlossen trifft man diese Kalke im Hangenden des weiß Jura ζ -Steinbruchs am Vogelberg bei Einsingen. Dort zeigt sich folgendes Profil (Abbild. 1):

- | | |
|---|-------------|
| e) Humus vermennt mit Quarzgraupen der Grimmelfinger Sande . . . | 20 cm, |
| d) Grünlicher Mergelton mit Muskovitschüppchen | 100—150 cm, |
| c) In d) eingelagert: Schwarzbrauner Mergelton mit Helixschalenresten . | 20 cm, |
| <hr/> | |
| b) Heller Kalk mit Kalkknollen. In Klüften vom Hangenden aus ein- | |
| dringend ein stark eisen- und manganschüssiger Ton | 20—100 cm, |

- a) Wohlgeschichtete weiß Jura ζ-Bänke mit *Mytilus Couloni* MARCOU, *Trigonia suevica* QUENST., *Pleuromya donacina* GOLDF. spec., *Venus suevica* GOLDF. u. s. w. bis 4 m.

Außer der schon erwähnten muldenartigen Einlagerung der Tertiärschichten in die Juraoberfläche ist bemerkenswert, daß auch im Hangenden der Knollenkalke eine deutliche Diskordanzfläche verläuft. Offenbar erfolgte nach dem Absatz dieser Kalke eine Trockenlegung, so daß dieselben alsbald wieder von den Atmosphärien teilweise zerstört wurden. Die Verwitterungsrückstände der aufgelösten Kalke sind in Form von stark eisen- und manganschüssigen Tonen in den Klüften der Knollenkalke erhalten. In die durch die Verwitterung geschaffenen Mulden wurden dann nach neuer Überflutung mit Süßwasser grüne und schwarzbraune Mergel abgelagert. Muskovitschüppchen in diesen Mergeltonen weisen darauf hin, daß schon hier ganz im Liegenden der Ulmer Schichten alpines Material eingeschwemmt wurde. Ob die Knollenkalke selbst zu den Ulmer Schichten gehören, ist fraglich. Angesichts der geschilderten Diskordanz gehören sie vermutlich zu den Ramondschichten.

Ähnliche Knollenkalke sind mir im Liegenden der Ulmer Schichten nur noch am Kienlesberg bei Ulm bekannt geworden. Gewöhnlich werden diese Knollenkalke zu den Pisolithkalken gestellt. Es empfiehlt sich aber, worauf schon E. FRAAS (20 S. 282) hinwies, den Begriff der Pisolithe auf die echten Quellerbsensteine, wie sie in Schwaben nur von Laichingen und Böttingen (BERCKHEMER 98) bekannt sind, zu beschränken. Mit solchen echten Pisolithen haben die Einsinger Knollen nichts zu schaffen. Während bei den Quellpisolithen die Erbsen nur geringe Schwankungen um ein mittleres Größenmaß herum aufweisen, können die Einsinger Knollen Durchmesser von 1 mm bis 6 cm erreichen. Die Knollen sind gewöhnlich unregelmäßig, mitunter auch schön kugelförmig geformt. Das Wesentliche ist der Aufbau aus feinen konzentrischen Kalklagen, wie er besonders durch Verwitterung hervortritt. Der Kern der Knollen wird manchmal von einem Jurakalkbruchstück gebildet. Häufig werden verschiedene kleinere Knollen durch eine gemeinsame Hülle zu einer großen Knolle zusammengeschlossen. Was die Entstehung solcher Bildungen anbelangt, so lehnen die neueren schwäbischen Autoren (72 S. 340, 95 S. 169, 96 S. 363) eine Mitwirkung von Algen ab, weil es sich nicht um Meeresablagerungen handelt und weil sich im Dünnschliff keine Algenschläuche beobachten lassen. Um Meeresalgen aus der Gruppe der Codiaceen¹⁾ kann es sich natürlich nicht handeln, und Algenschläuche konnte auch ich im Dünnschliff nicht wahrnehmen. Das schließt aber nicht aus, daß diese Gebilde unter der Mitwirkung von Süßwasseralgen entstanden sind. In den kleinen, kalkreichen Bächen des Hochsträsses finden sich Kalkknollen und mit Kalk umkrustete Schneckenhäuser, die durch einen Überzug von grünen Algen zeigen, daß sie unter Mitwirkung dieser entstanden sind. Da nun die Einsinger Knollen diesen rezenten Vorkommen gleichen, ist es wahrscheinlich, daß auch die Einsinger Knollen auf dieselbe Art entstanden sind. Nähere Beobachtungen über die Art solcher Umkrustungen haben O. FRAAS (72 S. 341 u. 343) an einer Kalktuffstelle bei Ravensburg und Maria von Linden in der Hürbe gemacht.

Außer durch die geschilderten Sedimente kann die Basis der Ulmer Schichten auch durch Süßwasserkalke, -mergel und -sande gebildet werden, die sich in nichts von den in den höheren Lagen der Profile auftretenden Gesteinen unterscheiden.

¹⁾ A. ROTHPLETZ. Fossile Kalkalgen aus der Familie der Codiaceen und der Corallineen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XLIII. 1891. S. 295—322.

Ein Gestein aber, das man als Rückstand der vorhergegangenen Zeit mit Roterdeverwitterung am ehesten an der Basis der Ulmer Schichten erwarten würde, die roten Flammenmergel, traf ich merkwürdigerweise niemals dort, sondern erst in einiger Entfernung über der Basis zwischen helle, weißliche oder grünliche Mergel und Kalke eingeschaltet.

Die Hauptmasse der Ulmer Schichten

baut sich auf aus einem vielfachen Wechsel von

1. Kalken,
2. Mergeln,
3. Sanden.

1. Die Kalke sind das hervorstechendste Glied der ganzen Schichtenreihe weshalb man vielfach die Ulmer Schichten einfach als unteren Süßwasserkalk bezeichnet. Doch bilden die Kalke nur Einlagerungen von meist nur wenigen Metern Dicke in den Mergeln, Mergeltonen und Sanden. Die Kalke fallen deshalb am meisten ins Auge, weil sie als einziges technisch brauchbares Glied der Ulmer Schichten in vielen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Geschichtet sind die Kalke meist ziemlich schlecht in mächtigen Bänken. Dagegen sind sie fast überall stark zerklüftet. In den Klüften sind häufig umfangreiche Kalkspatdrusen anzutreffen. Allen diesen Kalken ist ein Gehalt an Bitumen gemein, so daß sie als Sapropelkalke bezeichnet werden können. Im übrigen ist die Beschaffenheit sehr wechselnd. Als besondere Abarten kann man unterscheiden: dichte massige Kalke, brekziöse Kalke und Pflanzenkalke.

Massige dichte Kalke finden sich z. B. in dem alten Steinbruch an der Winterhalde oberhalb von Ehrenstein, an der Straße Herrlingen—Wippingen und im Liegenden des Marins im Hungertal bei Dietingen. Diese Kalke gleichen bei flüchtiger Betrachtung den Massenkalken des weiß Jura ϵ in erstaunlichem Grade. Fehlen Fossilien, so gewähren neben dem Bitumengehalt, der sich am deutlichsten nach Betupfen mit HCl durch den Geruch kundtut, kleine, vielfach mit Kalkspat ausgefüllte Löcher, wie sie in den jurassischen Kalken nicht vorkommen, einen Hinweis, daß es sich um Süßwasserkalke handelt. Im Dünnschliff zeigt sich dann, daß diese Kalke doch nicht so homogen sind, wie es makroskopisch den Anschein hat, daß vielmehr unregelmäßige kleine Körner in eine Grundmasse eingebettet sind.

Werden derartige Körner größer, dann entstehen brekziöse Kalke, bisher meist auch als Pisolithkalke oder pisolithische Kalke bezeichnet. Solche brekziöse Kalke sind gegenwärtig in dem altberühmten Steinbruch im Wald oberhalb von Eggingen aufgeschlossen und auch am Kuhberg bei Ulm vielfach zu treffen. Es liegen hier in einer mitunter durch dunklere Färbung und größere Härte gekennzeichneten kalkigen Grundmasse unzählige eckige Bruchstücke eines Süßwasserkalkes anderer Art. Die Größe der Einschlüsse ist auf engstem Raum sehr wechselnd. Gewöhnlich werden wenige Millimeter nicht überschritten, es kommen aber auch über faustgroße Kalkfetzen vor. Die Begrenzung der Einschlüsse gegen die Grundmasse ist teils scharf, teils unscharf. Von konzentrischem Lagenbau ist nichts zu bemerken. Die Entstehung dieser Kalke ist wohl so zu denken, daß ein eben gebildetes und noch nicht sehr verfestigtes Kalkschlammsediment auf dem Grund eines flachen Sees durch strömende Wasser wieder aufgerührt wurde und daß dann die aufgewirbelten Kalkkörner und Bruchstücke gleich wieder durch neues Kalksediment verkittet wurden. Nicht selten sind die Einschlüsse selbst schon brekziöser Natur:

hier muß eine doppelte Aufarbeitung stattgefunden haben. Mit Quellpisolithbildung haben solche Kalke nichts zu schaffen, auch sie dürfen daher nicht als Pisolithkalke bezeichnet werden.

Die Pflanzenkalke finden sich vornehmlich auf dem Hochsträß in der Gegend von Dietingen. Sie treten in allen Horizonten der Ulmer Schichten auf, sind also durchaus nicht für die sogenannten Öpfinger Schichten besonders bezeichnend. Es handelt sich um Umkrustungen von Pflanzenstengeln und Hölzern durch bräunliche Kalksinterlagen. An Stelle des ehemaligen Pflanzenrestes befindet sich jetzt ein zylindrischer Hohlraum im Gestein, der vielfach nachträglich auch wieder mit Kalk ausgefüllt wurde. Die Hohlräume stehen mitunter senkrecht, doch sind auch horizontale und schiefe Stellungen zu treffen. Der Durchmesser dieser Hohlzylinder schwankt von 1—10 mm, an Längen konnte ich solche bis 6 cm beobachten. Die Gesamtstärke der einhüllenden Kalkkrusten beträgt durchschnittlich 3—5 mm. Die Wand des Hohlraums läßt manchmal noch die Struktur des Pflanzenstengels als Abdruck erkennen. Die Umkrustungen bestehen ähnlich wie bei den Engelswieser Schneckenmumien (C. BERZ 72 S. 340) aus feinen konzentrischen Kalklamellen. Davon aber, daß diese Kalklamellen die echt versteinerten Gefäßbündel der Pflanzen selbst wären, wie dies F. SCHWARZ (65) von den obermiozänen Pflanzenkalcken des Tautschbuchs annahm, kann gar keine Rede sein. Die Pflanzenkalke sind jedenfalls nach Art der heutigen Kalktuffe gebildet worden.

2. Von den Kalken führen alle Übergänge von Mergelkalken und Kalkmergeln zu den Mergeln und Mergeltonen. Kalkarme oder kalkfreie Tone kommen in den Ulmer Schichten nicht vor. Manche Mergellagen, fein geschichtet und auf den Schichtflächen mit kleinen Planorben übersät, sind reich an Bitumen: echte Sapropelmergel. Kommen dann noch kohlige Beimengungen hinzu, so entstehen die frisch schwarzen, ausgetrocknet braunen Schokolademergel. Andere Mergelschichten sind durch Beimengung von Eisenoxydhydrat mit geringem Wassergehalt karminrot gefärbt. Die Beobachtung von BRÄUHÄUSER¹⁾ an den rotfarbigen Tonmergeln der oberen Süßwassermolasse des Bodenseegebiets, daß die rote Farbe manchmal erst bei Luftzutritt stärker hervortritt, kann ich für die roten Mergel der Ulmer Schichten nicht bestätigen. Im Gegenteil zeigten gerade frische Aufschlüsse bei Bauten, wie am neuen Krankenhaus und an der neuen Donaubrücke in Ulm die intensivsten Farbtöne, die dann an der Luft allmählich verblassen. Durch nachträgliche Oxydation ist also die Rotfärbung wahrscheinlich nicht geschaffen. Als an Ort und Stelle entstandene Roterdebildung, etwa des zeitweilig trocken gelegten Seegrundes, können die Mergel wegen ihres stets hohen Kalkgehaltes auch nicht gedeutet werden. Aus demselben Grund sind die Flammenmergel nicht einfach verschwemmte Roterden, es liegt vielmehr wahrscheinlich eine innige Vermischung des Kalkschlammsedimentes des Sees mit in Form feinsten Trübe eingeschwemmtem Roterdematerial vor. Um die Art der Aufeinanderfolge der verschiedenen Mergeltone, Mergel und Süßwasserkalke zu veranschaulichen, möge folgendes Profil vom neuen Krankenhaus bei Ulm dienen (Abbild. 1):

v) Heller Mergelkalk	40 cm
u) Grüner Tonmergel	60 „
t) Bräunlicher Mergel mit weißen Kalkkonkretionen	15 „

¹⁾ M. BRÄUHÄUSER, Erläuterungen z. geol. Spez.-Karte v. Württemberg 1:25 000, Blatt Friedrichshafen-Oberteuringen. 1915. S. 23.

s) Karminrote Flammenmergel	10 cm
r) Grüne Tonmergel	20 „
q) Mergelkalke	60 „
p) Grüne Tonmergel, in der Mitte von einem bräunlichen, Helixschalen führenden Mergelbänken durchzogen	20 „
o) Heller Mergelkalk	200 „
n) Hellgrüne Mergelschicht mit feiner Quarzsand-Beimischung, stellen- weise mit linsenförmiger Einschaltung einer bis 10 cm mächtigen karminroten Flammenmergelschicht	110 „
m) Schwärzliche harte Mergel mit weißschaligen Heliciden, Limnäen und Planorben	55 „
l) Helle Kalkmergelbank	62 „
k) Schwärzliche harte Mergel	35 „
i) Hellgrüne Mergeltone mit feiner Quarzsandbeimischung. Stellen- weise im Hangenden ersetzt durch bis 90 cm mächtige karmin- rote Mergel. 20 cm über dem Liegenden befindet sich eine durch- gehende, 1 cm mächtige Lage von Pflanzenresten und Eisenoxyd- hydratausscheidungen	325 „
h) Hellbraune, harte, feingeschichtete bituminöse Mergel; auf den Schichtflächen massenhaft <i>Gyraulus applanatus</i> THOMÄ, einzelne Heliciden, Holzreste und Brauneisenknollen	40 „
g) Frisch schwarze, nach dem Trocknen schokoladebraune, kohlige, bituminöse Mergel mit massenhaften Schneckenschalen	25 „
f) Dunkelbraune, harte Mergel mit verdrückten, vielfach mit Farb- bändern erhaltenen Schalen von <i>Galactochilus inflexum</i> ZIETEN, <i>Cepaea rugulosa</i> ZIETEN, <i>Planorbis cornu</i> BRONGN., <i>Limnaea subovata</i> ZIETEN	30—60 „
e) Grünliche Mergel, unten mit feinsandiger Beimischung	210 „
d) Schwärzliche Mergel mit braunen Schneckenschalen	5 „
c) Hellbrauner Mergel mit rosa Flecken	50 „
b) (Nur an einer Stelle in einer Tasche des Jurauntergrundes) Kreidige Mergel mit Bohnerzkörnern	20 „

490 m nn

a) Weiß Jura ε Schwamm- und Echinodermenfazies.

Infolge der erwähnten, muldenförmigen Einlagerung der Tertiärmergel in präaquitane Juratalungen kann von den Schichten b—h jede unmittelbar dem Jurauntergrund aufliegen. Die Schichten des obigen Profils lassen sich alle als Ablagerungen auf dem flachen Grund eines Süßwassersees deuten. Bei den kohligten Mergeln wurden die pflanzlichen Bestandteile jedenfalls eingeschwemmt, worauf die vielen in diesen Mergeln enthaltenen Landschneckenschalen hinweisen, die ja auch eingeschwemmt sein müssen. Beachtenswert ist das Auftreten von solchen kohligten, bituminösen Mergeln einerseits und von roten Flammenmergeln andererseits im Profil in kurzer Entfernung übereinander. Wichtig ist dann noch, daß auch hier gleich über der Basis der Süßwassermergel Beimischungen von feinem Quarzsand beginnen, der, wie nachher gezeigt werden wird, nur aus den Alpen stammen kann.

Abgesehen von den roten Mergeln entsprechen alle diese Sedimente durchaus den Ablagerungen, wie sie sich auf dem Grund der heutigen deutschen Seen bilden. Als Beispiel sei nach KEILHACK (in J. WALTHER 14 S. 762) die Beschaffenheit

des Grundes des Mansfelder Sees nach dessen Austrocknen angeführt: „Der überwiegende Teil des Seegrundes besteht aus einem dunklen, humus- und kalkreichen, feintonigen Schlamm. Dieser Mergel ist aufs feinste geschichtet und enthält ganz ungeheure Mengen von Schnecken- und Muschelschalen. Dieselben sind bisweilen in einzelnen Lagen in solchen Mengen angehäuft, daß sie helle Streifen in den dunklen Mergeln bilden. Die Schnecken sind die gewöhnlichen Arten unserer Süßwasserschnecken, Limnaeen, Planorben und Bythinien. Auffallend ist die ungeheure Menge der zierlich gezeichneten, kleinen Porzellanschnecken *Neritina fluviatilis*, auch große und kleine Muscheln *Cyclas*, *Unio*, *Anodonta* erfüllen und bedecken den Schlamm in großen Mengen.“ So groß die Ähnlichkeit, etwa der Schichten f) g) und h) des obigen Profils an Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung mit diesen rezenten Ablagerungen ist, so fallen doch Abweichungen in den eingeschlossenen Faunen auf. Das massenhafte Auftreten von Planorben und Limnaeen haben beide Ablagerungen gemein. Bei dem rezenten Vorkommen vermissen wir aber die so reichlich eingeschwemmten Heliciden der Ulmer Schichten, und in diesen muß besonders der Mangel an Unionen und Anodonten auffallen, trotzdem doch die Lebensverhältnisse für diese Muscheln aller Wahrscheinlichkeit nach günstig waren. Daß die Najaden den Ulmer Schichten so gut wie völlig fehlen, glaube ich mit Bestimmtheit annehmen zu können, da ja noch die kleinsten Bruchstücke dieser Muscheln an ihrer perlmutterartigen Beschaffenheit leicht zu erkennen sind. WENZ (85 S. 23) fand auch weder in den Öpfinger- noch in den Talfinger Schichten Najaden; er erwähnt nur, daß SANDBERGER Reste von *Unio* sp. von Talfingen anführt.¹⁾ Dagegen sind dann in den Kirchberger- und in den Sylvaschichten der Ulmer Gegend Unionen und Anodonten überaus häufig. Die Najaden sind offenbar trotz ihres viel höheren geologischen Alters in der Hauptsache erst in der Vindobonzeit ins Ulmer Gebiet eingewandert.

Mergelablagerungen der Ulmer Schichten, wie die geschilderten vom neuen Krankenhaus Ulm, würden nach Fossilführung und petrographischer Beschaffenheit zu den Öpfinger Schichten von WENZ zu rechnen sein. WENZ stellt nun selbst fest, daß die Öpfinger Schichten nur eine gleichzeitige Faziesbildung der Talfinger Schichten darstellen, doch glaubt er, daß die Öpfinger Schichten einen gesonderten Verbreitungsbezirk haben und zeichnet dementsprechend auch eine Kartenskizze (85 S. 27). Nach meinen Beobachtungen läßt sich eine solche räumliche Scheidung nicht durchführen, da die Mergelbänke der Öpfinger und die Kalkbänke der Talfinger Schichten je mit den bezeichnenden Fossilien in der Ulmer Gegend übereinander in mannigfachem Wechsel auftreten, wobei die Talfinger Schichten vorwiegend die höheren Lagen zusammensetzen. Bei dem vielfachen Wechsel der Profile, bedingt durch rasche Mächtigkeitsänderungen und völliges Auskeilen der einzelnen Lagen, ist es auch zwecklos ein Gesamtprofil durch die Ulmer Schichten zu geben, um so mehr als die Fauna doch von unten bis oben dieselbe bleibt.

3. Zwischen die Kalke und Mergel eingeschaltet treten die Süßwassersande auf und zwar in jeder Höhe des Profils der Ulmer Schichten, wenn sie auch in den oberen Partien von größerer Bedeutung werden.

Als Beispiel der Einlagerung der Süßwassersande möge folgendes Profil vom oberen Kuhberg bei Ulm dienen:

¹⁾ Auch in der Sammlung C. Joos in Stuttgart befinden sich einige Unionen von Talfingen aus den Ulmer Schichten.

g) Grünlicher Mergelton	50 cm
f) Grünlicher Süßwassersand	80 „
e) Weiße Mergel mit <i>Helix</i>	35 „
d) Unten grüne, oben braunschwarze Tonmergel mit weißen und rotbraunen Schalen von <i>Helix</i> und <i>Planorbis</i>	15 „
c) Grünliche Sandmergel	20 „
c) Grünliche Süßwassersande	160 „
a) Grünliche Tonmergel	190 „

Liegendes ca. 555 m nn.

Die hier vorkommenden Mächtigkeiten der Süßwassersande von 80—160 cm sind Durchschnittsmächtigkeiten dieser Süßwassersandschichten in der Ulmer Gegend. Mitunter kommen Lagen bis 4 m Mächtigkeit vor. In ihrer petrographischen Beschaffenheit ähneln sich all diese Süßwassersande außerordentlich. Stets sind es sehr feine, kalkreiche, tonige, fossilere Quarzglimmersande. Die Farbe ist licht grünlich oder licht gelblich. Die Korngröße bleibt mit Ausnahme von einzelnen etwas größeren Glimmerblättchen durchweg unter 0,5 mm. Der Kalkgehalt schwankt, ist aber immer beträchtlich. Es fand sich an Karbonatgehalt:

Süßwassersande Allewind auf dem Hochsträß	9,6 %
„ Grimmelfingen	8,2 „
„ Beiningen bei Blaubeuren	41,1 „
„ Gleißenburg bei Blaubeuren	42,6 „

Die klastischen Bestandteile der Sande sind vorwiegend und zu etwa gleichen Teilen eckige Quarzkörnchen und Muskovitblättchen. Dazwischen finden sich einzelne Biotitblättchen und Feldspat- besonders Mikroklinkörner. Glaukonit fehlt. Schweregemengteile sind nicht reichlich in den Sanden vorhanden und nur von kleinen Dimensionen. Am häufigsten finden sich darunter Turmalinsäulchen, Magnetitoktaëder und Titaneisenkörnchen. Außerdem sind noch Zirkonsäulchen, Rutilkörner, lichterötliche Granatkörner und Epidotbruchstücke mit lebhaftem Pleochroismus vorhanden. Die Schweregemengteile sind Mineralien der Mesozone der alpinen kristallinen Schiefer; das Sandmaterial stammt also aus der Zentralzone der Alpen. Die Süßwassersande am Albrand sind die äußersten Ausschwemmungen aus den gewaltigen Nagelfludeltas der subalpinen unteren Süßwassermolasse, die im Allgäu die Ketten des Hauchenbergs, Rindalphorns u.s.f. zusammensetzen. So wenig nun diese Schuttmassen am Alpenrand im Salzwasser abgelagert wurden, wie die zwischen diese Nagelflusbänke eingeschalteten Land- und Süßwasserfaunen und -flore beweisen, so wenig haben die Sandeinlagerungen in den Ulmer Schichten etwas mit Meereseinbrüchen zu schaffen, wie schon vermutet wurde. Es kann sich nur um fluviatilen Transport handeln. Bemerkenswert ist, daß Lagen von Süßwassersanden schon dicht über der Basis der Ulmer Schichten auftreten. Es geht daraus hervor, daß die Bildung der Süßwasserseen am Albrand nicht etwa als rein lokale Senkung begann, sondern daß gleich von Anfang an das oberschwäbische Land als Ganzes einsank, wobei die sich bildende Mulde gleichzeitig mit alpinem Schutt aufgefüllt wurde, der sich am Albrand mit den von der Juraplatte herrührenden Kalkschlamm-sedimenten vermischte und verzahnte.

Überblick über die Bildung der Ulmer Schichten.

Nachdem in der Kreidezeit und im Alttertiär die Gegend hauptsächlich unter dem Einfluß der Roterdeverwitterung, verbunden mit einer mäßig skulpturierenden

Tätigkeit des fließenden Wassers gestanden war, erfolgte zur Aquitanzeit im Zusammenhang mit der alpinen Auffaltung eine Einsenkung Oberschwabens. Diese Einsenkung reichte bis an den heutigen südöstlichen Albrand, wo im Gebiet des Hochsträsses und der Gegend zwischen Ulm und Langenau die Juraplatte beträchtlich gegen Südost absank. Das absinkende Land wurde von Süßwasser überflutet und es begann dort eine Ablagerung von Süßwasserkalken und -mergeln auf dem Grund flacher Seen. Das Material zu diesen Sedimenten wurde vornehmlich der nicht überfluteten Juratafel entnommen. In den untersten Lagen der Seebildungen trifft man verkitteten jurassischen Verwitterungsschutt, eingeschwemmte Bohnerzkörner, wenig bearbeitete Bachgeschiebe aus Jurakalken und große, durch Umkrustungen von Süßwasseralgen gebildete Kalkknollen. Der Seegrund senkte sich langsam weiter und wurde im selben Maß durch Sedimente aufgehöhht. Das Relief der alten Juraoberfläche wurde so allmählich unter den Ulmer Schichten begraben. Zwischen die aus lokaler Zufuhr genährten Mergel und Kalke schalten sich auch bald feine fossillere Quarzglimmersande, durch Flüsse aus den sich emporfaltenden Alpen zugeführt. Der reiche Pflanzenbestand der Uferzone führt zur Bildung teils von mit Humusstoffen reich durchsetzten Mergeln, teils von aus übersinterten Pflanzenstengeln zusammengesetzten Kalken. Die Kleintierwelt der Seen lieferte reichlichen Stoff zur Bildung von Faulschlammmergeln und -kalken. Einmündende Gewässer führten Roterde als feinste Trübe in die Seen ein, wo sie sich mit dem Kalkschlamm des Grundes vermengte. Vielfach wurde der Boden der eben abgesetzten Sedimente durch strömendes Wasser wieder aufgewühlt und die hierdurch gebildeten Körner und größeren Bruchstücke in neues Sediment eingebettet. Die Senkung der Ulmer Platte gegen Südosten erreichte schließlich einen durchschnittlichen Betrag von 2^o/_o, so daß sich an der heutigen Donaulinie bis 100 m mächtige Sedimente von Ulmer Schichten bilden konnten.

Hiatus zwischen Ulmer Schichten und Meeresmolasse.

Nach der Ablagerung der Ulmer Schichten erfolgte im Gebiet eine Sedimentunterbrechung. Den sichersten Beweis hierfür liefert die von DIETRICH und KAUSKY (91 S. 243—253) neuerdings festgestellte Tatsache, daß die Säugerfauna der auflagernden marinen Molasse entschieden jünger, nämlich miozän ist, als die oligozäne Säugerfauna der Omphalosagda-Schichten = Ulmer Schichten. Der strenge Nachweis dafür, daß, wie DIETRICH und KAUSKY annehmen und wie auch mir wahrscheinlich ist, eine kleine Erosionsdiskordanz zwischen Ulmer Schichten und mariner Molasse besteht, läßt sich schwer erbringen, da die geringen Unregelmäßigkeiten in der Auflagerung des Marins auf die Ulmer Schichten auch als Wirkung der Meeresbrandung gedeutet werden können. Im allgemeinen liegt die marine Molasse recht flach auf den höchsten Lagen der Ulmer Schichten, derart, daß die Hangendfläche dieser Ulmer Schichten viel eher einer Ebene gleichkommt als ihre Liegendfläche. Hiervon ist mir nur eine bedeutendere Ausnahme bekannt geworden: die Lage der Marinstelle am Hungertal bei Dietingen (LUTZEIER 95 S. 137). Diese deckt durchaus nicht, wie es das Profil von E. FRAAS (48 S. 542) darstellt, die höchste Höhe, ist vielmehr bei 630 m n n dem Süßwasserkalk der Ulmer Schichten angelagert, die sich südlich davon bei den Heidenäckern bis ca. 670 m n n erheben. Ob dieser Höhenunterschied durch fluviatile Erosion, durch marine Abrasion oder durch Tektonik bedingt ist, muß ich unentschieden lassen.

Jedenfalls zeigen verschiedene Tatsachen, daß die Diagenese der Sedimente der Ulmer Schichten beim Beginn des Absatzes der Meeresmolasse schon weit vorgeschritten war. Einmal kommen Gerölle von Süßwasserkalk in den Basiskonglomeraten des Marins vor, dann haben sich die Pholaden des Molassemeers in die Süßwasserkalke genau so eingebohrt wie in die Jurafelsen und schließlich finden sich Steinkerne von *Cepaea rugulosa* ZIETEN, die als solche eingeschwemmt sein müssen, in den marinen Sanden vor. Dagegen verrät sich in unserm Gebiet die zeitliche Lücke nicht wie in Oberschwaben (BERZ 72 S. 283) durch ein Vorkommen von roten Mergeln in den obersten Lagen der Ulmer Schichten (DIETRICH und KAUTSKY 91 S. 245). An keinem der verschiedenen Punkte, an denen ich die Auflagerung der marinen Sande auf die Ulmer Schichten beobachten konnte, war von einer Roterdebildung etwas zu bemerken. Die zweifellos einst vorhandenen Bodenbildungen sind durch die darüber strömende Salzflut weggespült worden, wie man ja auch dort, wo das Marin unmittelbar auf Jura liegt, wo man also noch viel mächtigere kretazische und alttertiäre Verwitterungsbildungen an der Grenze erwarten könnte, in unserm Gebiet wenigstens, vergebens nach solchen Umschau hält.

III. Die burdigale Meeresmolasse.

Infolge einer großartigen, mit der Alpenfaltung in Zusammenhang stehenden Krustenbewegung trat bei Beginn des Miozäns das Meer, das in der aquitanischen Zeit in der Schweiz nur eine schmale Rinne am Nordsaum der Alpen erfüllt hatte, weit über diese Rinne hinaus, überflutete das Schweizer Mittelland, und die ober-schwäbisch-bayrische Hochebene und schließlich auch einen Teil des heutigen Schweizer Juragebirges und der Juratafeln Süddeutschlands und drang entlang des Südostrand des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges bis in das Wiener Becken vor.

Hier sind diejenigen Ablagerungen dieses Meeres ins Auge zu fassen, die auf den sanft nach Südosten geneigten Juratafeln Süddeutschlands aufruhon. Zwei Gebiete, heute ohne Zusammenhang, lassen sich unterscheiden: Einmal ein schweizerisch-badisch-südwestwürttembergischer Bezirk, der sich vom Schweizer Tafeljura über den Randen bis in die Sigmaringer Gegend erstreckt, und dann ein schwäbisch-bayrisches Gebiet, das sich von Ermingen und Temmenhausen bei Ulm bis Donauwörth verfolgen läßt. Das südwestliche Gebiet hat der im Felde gefallene J. LEUZE in seiner jetzt erschienenen Arbeit: „Die Citharellenkalk in Schwaben“, den westlichen Teil des nordöstlichen Gebiets H. LUTZEIER, der ebenfalls im Felde gefallen ist, in seiner Arbeit: „Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend“ behandelt. Das nordöstliche, schwäbisch-bayrische Gebiet bezeichne ich als die Giengener Meeresmolasse, da die Stadt Giengen a. d. Brenz in seiner Mitte liegt und außerdem ein wichtiges Leitfossil seit alters den Namen *Ostrea Giengensis* SCHL. führt. Zu der Giengener Meeresmolasse rechne ich alle Ablagerungen des burdigalen Meeres nordwestlich der Verbreitungszone der Grimmel-finger Graupensande und der Kirchberger Schichten, von Ermingen-Dietingen-Temmenhausen im Südwesten bis Donauwörth im Nordosten. Zwischen dem nordöstlichsten Vorkommen des Südwestbezirks beim Birkhof bei Harthausen (LEUZE 96 S. 347) und dem südwestlichsten Punkt der Giengener Meeresmolasse, Dietingen auf dem Hochsträß ist ein Streifen der Südostalb von 55 km Länge nach bisheriger Kenntnis, mit einer zweifelhaften, gleich zu erörternden Ausnahme, frei von Sedimenten des Molassemeers. Das Fehlen dieser Sedimente könnte primär sein, indem

das Land in diesem Gebiet einen Vorsprung in der Küstenlinie machte, wahrscheinlich sind aber die einst vorhandenen marinen Ablagerungen durch spätere, und zwar vorwiegend tertiäre, Denudation entfernt worden. Hierfür spricht vor allem, daß die gestreckte, nordöstlich gerichtete Uferlinie des Südwestbezirkes auf die gleich gerichtete der Giengener Meeresmolasse geradlinig hinzielt (Karte II). Ferner finden sich, wie WEIGER¹⁾ gezeigt hat, Reste von aufgearbeiteten tertiären Sanden alpiner Herkunft vielfach in den Spalten und Klüften der mittleren Alb. WEIGER läßt es unentschieden, ob diese Sande aus der Meeresmolasse der Erminger Turritellenplatte oder aus den Grimmelfinger Graupensanden stammen. Da aber die Graupensande gleich nach ihrer Ablagerung von den Kirchberger Schichten bedeckt wurden, während das Marin der Albzone lange Zeiten hindurch den Einflüssen der Oberfläche ausgesetzt war, stammen die Spaltensande jedenfalls aus diesem Marin der Albzone. Einen spärlichen Rest von diesem denudierten Marin stellt vielleicht die bei LEUZE (96 S. 349) erwähnte Stelle bei Hayingen (siehe Karte I) dar. Auch SCHAD²⁾ (64 S. 26) erwähnt aus der Gegend von Hayingen Pholadenbohrungen, die, falls es sich wirklich um solche handelt, gleichfalls einen Hinweis darauf liefern, daß das Molassemeer auch hier flutete. Dank dieser umfangreichen Denudation nimmt heute die Giengener Meeresmolasse ein geschlossenes, nach allen Seiten wohl abgegrenztes Gebiet ein, da sie auch im Südosten durch die Zone der Grimmelfinger Graupensande und der Kirchberger Schichten von der Meeresmolasse Oberschwabens völlig abgeschnitten wird.

Das Gebiet der Giengener Meeresmolasse wird durch das Brenztal in zwei Hälften zerlegt, deren westliche von H. LUTZEIER so gründlich bearbeitet wurde, daß ich hierüber nur eine Bemerkung über ein kleines marines Vorkommen bei Tomerdingen nachzutragen habe. Es handelt sich um eine Spaltenfüllung. In dem weiß Jura ϵ -Steinbruch an der Straße Böttingen — Tomerdingen, 400 m südlich von Tomerdingen, fand sich in einer oben senkrechten, unten horizontal umbiegenden Spalte, 2 m unter dem Hangenden des Steinbruchs, das bei 626 m n n verläuft, ein grünlicher Mergelton, der von zahlreichen, bis hagelkorngroßen Quarzkörnern und von Glimmerschüppchen durchsetzt war. Ein eingeschlossener Zahn eines *Chrysophrys molassicus* Qu. sp. und Schalenreste von tertiären Ostreen und Balaniden erwiesen, daß es sich bei dieser Spaltenfüllung um Reste von eingeschwemmter Meeresmolasse handelt, die einst oberhalb der Spalte angestanden hat. Diese Stelle bei Tomerdingen verringert die Isolierung des Temmenhauser Vorkommens, das vom bisher nächsten marinen Punkt am Bahnhof Beimerstetten 10 km entfernt war, während die Entfernung Tomerdingen — Temmenhausen 5 km beträgt.

Es soll nun das von LUTZEIER nicht behandelte Gebiet der Giengener Meeresmolasse östlich der Brenz geschildert werden. Die marinen Sedimente finden sich dort auf einem Gebiet, das im Südosten bis zur Donauniederung und im Norden bis zu einer Linie reicht, die durch die Orte Giengen, Staufen, Zöschingen, Dischingen, Trugenhofen, Burgmagerbein, Brunnsee bezeichnet wird.

Das Liegende des Marins östlich der Brenz.

Das Liegende des Marins östlich der Brenz bildet fast überall der ungestörte obere weiße Jura, vornehmlich der Stufe ζ , daneben der Stufe ϵ , und in der Umgebung

¹⁾ K. WEIGER, Beiträge zur Kenntnis der Spaltenausfüllungen im weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 1908.

²⁾ SCHAD spricht hier von einem Pholadenfelsen, es handelt sich also wahrscheinlich nicht um die vermeintlichen Pholadensteinkerne in Süßwasserkalken.

von Untermödingen die Ulmer Schichten. An folgenden Punkten habe ich die Grenze, meist ausgezeichnet durch massenhafte Pholadenbohrungen, beobachtet:

Tm über w. J. ε	Westhang des Scheuenbergs bei Hohenmemmingen . . .	500 m n n
„ „ w. J. ζ	Bei Staufen, Abfall des Lampenberges	500—530 „ „
„ „ w. J. ζ	Bei Altenberg, Brunnenbohrung	490 „ „
„ „ w. J. ζ	Burghagel, Hohlweg nordwestlich des Ortes	480 „ „
„ „ w. J. ζ	Sandgrube östlich der St. Georgs-Kapelle bei Bachhagel	488 „ „
„ „ w. J. ζ	Dischingen Kleemeisterei	480 „ „
„ „ w. J. ζ	Stettenhof bei Bergheim	450 „ „
„ „ w. J. ε	Bei Oberfinningen	445 „ „
„ „ Tk 1	Hohlweg nordöstlich von Untermödingen	465 „ „

Mit diesen Feststellungen ist die Frage des normalen Liegenden des Marins östlich der Brenz erledigt. Die in der Literatur sich vorfindende Angabe, daß hier auch die gänzlich zertrümmerten und teilweise wieder verkitteten weiß Juramassen, die sich vom Ries her fast über den ganzen Bereich der Meeresmolasse östlich der Brenz verbreiten, die „Griese“, stellenweise das ursprünglich sedimentäre Liegende des Marins bilden, ist, wie ich in einer in den Ber. d. Oberrhein. geol. Vereins erscheinenden Arbeit ausführlicher auseinandersetze, nicht zutreffend.

Das Hangende der Giengener Meeresmolasse östlich der Brenz.

Während im Gebiet westlich der Brenz die marinen Sande gewöhnlich die oberste Tertiärschicht bilden, sind sie östlich der Brenz häufiger von jüngeren Gebilden bedeckt, nämlich von den Mergeln und Kalken des Sylvanahorizontes und stellenweise von den Brekzien und Schuttmassen des Grieses und der bunten Brekzie. Ebensovienig wie westlich der Brenz finden sich im Bereich der Albzone östlich des Flusses irgendwo zwischen die Giengener Meeresmolasse und die Sylvanaschichten die brackischen Kirchberger Schichten eingeschaltet. Die unmittelbare Überlagerung des Marins durch Sylvanaschichten schließt sich an die Verhältnisse an, wie sie westlich der Brenz bei Heuchlingen und Dettingen von H. LUTZEIER (95 S. 156) beschrieben wurden. Sylvanaschichten treten als Hangendes des Marins östlich der Brenz auf: am Scheuenberg bei Hohenmemmingen, bei Zöschingen und schließlich bei Dischingen. Der Nachweis der Überlagerung der Giengener Meeresmolasse durch Sylvanaschichten ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil er nur hier im Brenzgebiet geführt werden kann. Auf der eigentlichen Ulmer Alb werden ja von Ermingen-Temmenhausen bis zum Heuchlinger Gebiet die marinen Vorkommen von keiner anderen tertiären Schicht, als höchstens von den pliozänen Quarzschottern überdeckt. Und die Punkte, wo sonst das Liegende der Sylvanaschichten festgestellt wurde, am Tautschbuch, Emerberg, Hochberg, Landgericht, Hochsträß und wahrscheinlich auch bei Unterkirchberg, sind ausnahmslos solche, wo die Sylvanaschichten unmittelbar auf Grimmelfinger Graupensanden oder aber auf Kirchberger Schichten, diese selbst aber auf Grimmelfinger Graupensanden auflagern. Da sich nun die bisher meist getroffene Annahme, daß die Grimmelfinger Graupensande eine einfache fazielle Ausbildung der Giengener Meeresmolasse sind, wie sich zeigen wird, nicht aufrecht erhalten läßt, so beweisen alle diese kilometerlangen Vorkommen (W. KRANZ 52) für das Altersverhältnis zwischen Meeresmolasse und Sylvanaschichten unmittelbar gar nichts. Glücklicherweise ist nun im Brenzgebiet die Überlagerung der Giengener Meeresmolasse durch Sylvanaschichten direkt zu beobachten. Daß es sich bei Hohen-

memmingen um echte Sylvanaschichten handelt, die mit denen von Mörsingen und Mundingen eine sehr große Übereinstimmung zeigen, wurde 1916 durch GOTTSCHICK und WENZ nachgewiesen. Vom Scheuenberg brachte O. FRAAS schon 1869 ein Profil und ähnlich GÜMBEL im Frankenjura. Da es sich aber hier nur um ungefähre Profile handelt, so war zur Not noch Raum für die ROLLIER'sche Hypothese, daß das Marin an die Sylvanakalke angelagert sei. Ich habe deshalb am Fußweg zwischen Giengen und Staufen, am Waldrand unterhalb der paßartigen Einsenkung zwischen dem Scheuenberg und den Höhen östlich des Schratenhofes, die Grenze durch Schürfung aufgeschlossen. Es ergab sich folgendes Profil:

c) Gelbliche, bald festere kalkige, bald lockere tonige Mergel mit Schalenexemplaren von <i>Cepaea sylvana</i> KLEIN, <i>Planorbis cornu mantelli</i> DUNKER, <i>Limnaea dilatata</i> NOULET 80 cm	}	Sylvanaschichten.
b) Dunkel blaugraue mergelige Glimmersande mit Helix-Schalenbruchstücken. Sehr ähnlich den unterlagernden Marinsanden, wahrscheinlich durch Aufarbeitung jener entstanden 90 cm		
525 m n n		
a) Grüngelbe, sehr feine, tonige Marinsande, glaukonitführend, mit Gesimsplatten 200 cm	}	Giengener Meeresmolasse.

Dieses Profil beweist eindeutig die unmittelbare Auflagerung der Sylvanaschichten auf die burdigale Meeresmolasse.

Die weiteren Vorkommen von Sylvanaschichten bei Zöschingen und Dischingen eignen sich nicht zur Klärung dieses Altersverhältnisses, da an beiden Orten die ursprüngliche Lagerung durch die Rieskatastrophe in hohem Maße gestört ist.

Bei Zöschingen, bei Dittelspaint bei Donauwörth und an der Oldenau bei Donauwörth liegen Riesschuttmassen über marinen Sanden. Diese Punkte, wie überhaupt die Verhältnisse zwischen den tertiären Sedimenten des Vorrieses und den Riesschuttmassen, werden in der oben erwähnten Arbeit näher erörtert.

Die Mächtigkeit der Giengener Meeresmolasse.

Die Feststellung der Mächtigkeit der Giengener Meeresmolasse hat westlich, wie östlich der Brenz mit Schwierigkeiten zu kämpfen. Westlich des Flusses ist fast nirgends mehr das Hangende des Marins vorhanden, so daß H. LUTZEIER die Mächtigkeit der Meeressande nur bei Heuchlingen mit 4 m vom Liegenden bis zum Hangenden abmessen konnte. Dies ist aber aller Wahrscheinlichkeit nach nur eine schon vor dem Absatz der Sylvanaschichten durch Abtragung wieder verminderte Mächtigkeit, da bei dem nahen Altheim ein Fund LUTZEIERS (95 S. 134) einer mit Marinsand erfüllten Pholadenbohrung darauf schließen läßt, daß ursprünglich der marine Sand das Vorland südlich der Klifflinie mit einer Mächtigkeit von ca. 70 m völlig auffüllte. Vermutlich fand also im Mittelmiozän, zur Zeit als sich weiter südlich die Grimmelfinger Graupensande und die Kirchberger Schichten ablagerten, im Bereich der Giengener Meeresmolasse Abtragung statt. Daß die Mächtigkeit der Marinsande von 4 m bei Heuchlingen nicht die ursprüngliche ist, darauf deuten auch die Verhältnisse bei Rammingen und Niederstotzingen, wo die Marinsande heute noch 20 m mächtig sind, ohne daß das Hangende erhalten ist.

Östlich der Brenz läßt sich die Mächtigkeit der Meeresmolasse vom Liegenden bis zu den Sylvanaschichten nur in der Nähe des Scheuenbergs bei Giengen ermitteln:

Bei Hohenmemmingen 500—515 m n n 15 m,

Beim Schratenhof 500—525 m n n 25 m.

An diesen Punkten ist wahrscheinlich, ähnlich wie bei Heuchlingen, die Mächtigkeit der Marinsande schon vor Ablagerung der Sylvanaschichten durch Abtragung verringert worden. Dies geht daraus hervor, daß weiter östlich, wo sich Marinsande am Fuß von aus Riesschutt aufgebauten Bergen vorfinden, sich größere Mächtigkeiten ergeben, so

zwischen Burghagel und Zöschingen 480—530 m n n 50 m,

bei Bergheim 450—490 m n n 40 m.

Diese Mächtigkeit von 40—50 m kann man als die durchschnittliche östlich der Brenz annehmen. Daraus geht hervor, daß die Mächtigkeit der Giengener Meeresmolasse von Südwest nach Nordost zunimmt, wie dies auch im Landschaftsbilde zum Ausdruck kommt. Ein Blick auf die beigegebenen Profile zeigt die nach Nordosten zunehmende Bedeutung des Marins. Diese Mächtigkeitszunahme des Marins gegen Osten beruht aber nur auf der dort besseren Erhaltung desselben, nicht auf primären Mächtigkeitsunterschieden.

Die Klifflinie Giengen-Dischingen-Burgmagerbein.

Nachdem die Frage des Liegenden und des Hangenden der Giengener Meeresmolasse geklärt ist, bietet sich die Möglichkeit, die Uferlinie des Molassemeeres östlich der Brenz zu verfolgen. Es scheint ein reizvolles paläogeographisches Problem vorzuliegen, indem nach der Meinung verschiedener Autoren das Meer hier fjordartig in alte Juratäler eingreift. Diesen Gedanken vertrat besonders v. KNEBEL und dann E. FRAAS, der sogar aus dem angeblichen Vorhandensein dieser Fjorde bei Dischingen und Donauwörth im Gegensatz zu der gestreckten Uferlinie der westlichen Alb weitgehende Schlüsse auf ein verschiedenes tektonisches Verhalten der beiden Gebiete zog. Jedoch sobald man erkannt hat, daß eine Anlagerung der Marinsande an die Brekzienkalke nicht stattfindet, muß man auch den Fjordgedanken aufgeben. Die vermeintlichen Fjorduferhöhen sind in Wahrheit Riesschuttmassen, an deren Fuß sich in den heutigen langgestreckten, zur Donau ziehenden Tälern die einst flächenhaft verbreiteten marinen Sande vorfinden und unter diesen der unvergrieste Jurauntergrund (Karte I).

Der wirkliche Strand des Molassemeeres läßt sich nun aber doch, wenn auch mit Unterbrechungen, auch östlich der Brenz verfolgen. Steigt man von Giengen, das bei 464,1 m n n im Brenztal liegt, die steile Höhe des Schießberges nördlich der Stadt empor, so kommt man bei 500 m n n auf eine Hochfläche von merkwürdiger Ebenheit. Verschiedene Aufschlüsse zeigen, daß diese Ebene mit dem miozänen Meeresboden zusammenfällt, der unter den weichen Marinsanden in Gestalt einer weiß Jura ϵ -Fläche durch die Denudation wieder herauspräpariert wurde. Es ist dies die Fortsetzung jenes Meeresbodens, wie er westlich der Brenz am eindrucksvollsten südlich von Altheim, Oberamt Ulm, in Erscheinung tritt. Schreitet man nun weiter gegen Staufeu zu, so wird der alte Meeresboden rechts und links von Höhen überragt. Die Höhen rechts im Osten werden von dem Scheuenberg gebildet, der sich in der Hauptsache aus Marinsanden und darüber gelagerten Sylvanaschichten aufbaut, während die höchste Kuppe von Riesschutt zusammengesetzt ist; links im Westen dagegen zeigen mit Wacholder bestandene steinige Hänge schon aus der Ferne, daß hier der weiße Jura über den Meeresboden emporsteigt. In der Tat stoßen wir hier auf die

Fortsetzung jener Klifflinie, die LUTZEIER westlich der Brenz von Temmenhausen bis Heldenfingen verfolgt hat. Hier beim Schratenhof ist nun im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Heldenfingen und Altheim sowohl die Steilküste, wie der vorge-lagerte Meeresboden aus demselben Gestein, aus weiß Jura ϵ aufgebaut. Wenden wir uns weiter nach Nordosten, so gewährt besonders der Höhenzug nordwestlich von Staufen einen Einblick in die alte Steilküste. Der südöstlich vorgelagerte Meeresboden fällt hier so ziemlich mit der Talsohle des breiten, moorigen Bach-tales zusammen. Bei Altenberg wurde die Auflagerung der Marinsande auf den weiß Jura ζ bei einer Brunnengrabung etwa 5 m unter der Talsohle bei 490 m nn erbohrt. Nördlich von Staufen erheben sich die weiß Jura ζ -Höhen der Flur „Lampen“ bis 568 m nn. An diesen Höhen lassen sich nun einzelne Vorkommen von Marinsanden bis 535 m nn hinauf verfolgen. Eine 3 m tiefe Grube in feinen Marinsanden wies hier eine Einlagerung einer 5 cm mächtigen Schicht auf, die aus einem grobkörnigen Sandstein mit massenhaft eingebackenen Steinkernen von Turritellen, Cardien und Tapes, Schalenbruchstücken von Pectiniden und Ostreen und einzelnen Haifisch- und Sparoidenzähnen bestand. Dieses Gestein weicht von den gewöhnlich feinkörnigen und fossilarmen Marinsanden der Gegend ab. Es ist eine Muschel-anhäufung in unmittelbarer Strandnähe, das ja auch mit den Strandbildungen der Dischinger Umgebung große Ähnlichkeit besitzt. An anderen Stellen der Flur „Lampen“ erweisen Pholadenbohrungen in weiß Jura ζ -Gestein den Ufersaum. Suchen wir nun von hier aus die Fortsetzung unserer Klifflinie im Nordosten, so zeigt sich, daß sie zwischen Staufen und Dischingen durch Riesschuttmassen ver-wischt ist. Bei Zöschingen muß diese Linie etwa 0,5 km nordwestlich vom Ort verlaufen sein, da wo an den Flanken des Zöschinger Tals der ungestörte weiß Jura ζ neben dem Griesgestein zum Vorschein kommt.

Deutlich erscheint der alte Strand dann wieder bei Dischingen im Egautal. Bei der Kleemeisterei Dischingen ist die Anlagerung der marinen Sedimente an das Juraufer zu beobachten. Während das Egautal sich bei Dischingen bis 460 m nn in den weiß Jura ζ eingeschnitten hat, ist die Auflagerung der Meeresmolasse auf den weiß Jura ζ bei der Kleemeisterei bei 490 m nn anzutreffen. Die Meeresmolasse ist hier etwa 15 m mächtig, darüber erheben sich dann im Norden am Erzberg die alten weiß Jura ζ -Uferhöhen bis 539,3 m nn, um dann etwas weiter nördlich rasch bis 560,0 m nn anzusteigen. Die Beschaffenheit der Meeresmolasse von Dischingen bezeugt die Ufernähe aufs eindringlichste. Einmal ist das Sediment hier so grobkörnig, wie es weiter gegen Südosten, gegen das Beckeninnere zu, nie vor-kommt. Zahlreiche graue, braune und schwarze Hornsteine, die bis 4 cm größten Durchmesser erreichen, sind in die Sande eingestreut. Manche der schwarzen Hornsteine sind mit weißem Quarz durchadert und weisen so auf exotischen, alpinen Ursprung. Dann stößt man bei Dischingen wieder auf die bezeichnenden Muschel-anhäufungen des Strandes, wimmelnd von dickschaligen Ostreen, von Pectenschalen und Steinkernen von Tapes- und Cardienarten. Vor allem aber bezeugen Balanen aller Sorten und Größen und massenhafte Pholadenbohrungen, daß hier die Sedi-mente der Brandungszone des Molassemeeres vorliegen. Die keulenförmigen Pholaden-bohrungen erreichen bis 7 cm Tiefe und 4 cm größten Durchmesser, übertreffen also die von E. KRAUS aus der Passauer Gegend angegebenen Maße (69 S. 111) beträchtlich. Mitunter findet sich noch der aus Sandstein bestehende Steinkern der Bohrmuschel im Bohrloch erhalten. Angebohrt sind von den Pholaden vornehmlich schön gerundete Juragerölle, die in unregelmäßigen, nicht sehr geschlossenen Lagen

in die Marinsande eingeschwemmt sind und häufig Faustgröße erreichen. Die Pholadenbohrungen erweisen deutlich genug, daß diese Gerölle in salzigem Wasser abgelagert wurden. Nun zeigt sich, daß diese Gerölle vorwiegend aus weiß Jura ϵ bestehen, während im Untergrund des Dischinger Marins überall weiß Jura ζ ansteht. Hieraus erhellt, daß es sich nicht um einfache Brandungsgerölle handelt, sondern um eingeschwemmte Flußgerölle, die von der Brandung weiter gerollt und bearbeitet wurden. Es liegt das Gerölldelta eines Küstenflusses vor, welches sich mit dem von LUTZEIER bei Heldenfingen (95 S. 130) untersuchten vergleichen läßt. Mit der Rieskatastrophe haben entgegen der Annahme von C. REGELMANN (46 S. 49 u. 56) diese Gerölle nicht das mindeste zu schaffen.

Gegen Osten ist dann auf weite Entfernung der alte Uferhang durch Griesmassen unkenntlich gemacht, bis er 18 km weiter in ostnordöstlicher Richtung südlich von Burgmagerbein wieder erschlossen ist. Die Klifflinie bildet dort bei P. 455,9 des Bl. Bissingen den nördlichen Abhang des ostwestlich streichenden Seitentälchens, das halbwegs zwischen Burgmagerbein und Göllingen von Osten her in das Kesseltal einmündet. Der südliche Abhang dieses Tälchens wird durch Griesmassen aufgebaut. Der Abfall des Kliffes ist in dichten, völlig unvergriesten Felsenkalk des weiß Jura ϵ einmodelliert und in wunderbarer Weise von den Meereswogen glattgeschliffen. In die glattgeschliffene Felsoberfläche sind eine Menge von Pholadenlöchern eingegraben, die sich an dem Abhang von ca. 450 m nn bis ca. 480 m un hinauf verfolgen lassen. In den Bohrlöchern steckt noch glaukonitführender, mariner Molassesand. Sonst ist aber von den tertiären Marinsanden nichts mehr vorhanden, vielmehr legen sich völlig zerschmetterte Grieskalke unmittelbar dem alten Uferhang auf. Aus der Festlegung der Klifflinie bei Burgmagerbein geht hervor, daß der Ufersaum etwa 5 km weiter nördlich als bei Unterliezheim verlief, wo er von KOKEN angenommen wurde.

Weiter im Osten konnte ich die Klifflinie nicht unmittelbar beobachten. Sichere Marinsande mit *Ostrea crassissima* LAM. fanden sich in einem Eisenbahneinschnitt bei Donauwörth¹⁾ und „am Gehänge südwestlich von Binsberg“, 4 km nordwestlich von Donauwörth (v. AMMON 32 S. 153). So muß die Klifflinie also ein Stück weiter im Norden das Wörnitztal überqueren. Funde KOKENS geben einen Anhalt zur Festlegung dieses Punktes. KOKEN schreibt (26 S. 448): „Das marine Tertiär, welches ich noch bei Brunnsee unterhalb Harburg nachwies (es führt hier zahlreiche Ostreen und große von Bohrmuscheln durchlöchernte Gerölle. . . .)“. Unter dem KOKEN'schen Riesmaterial der Sammlungen des Geolog. Pal. Instituts der Universität Tübingen befindet sich ein von Pholadenbohrungen durchsetzter Block von unvergriestem weiß Jura ϵ -Kalk, nach der Etikette „auf dem kleinen Jurabuckel nördlich von Ebermergen“²⁾ gefunden, sowie eine *Ostrea crassissima* LAM. von Brunnsee.

Der weitere Verlauf der Strandlinie gegen Osten läßt sich nur indirekt einigermaßen festlegen. Sicher ist, besonders durch TH. SCHNEIDS Untersuchung der Gegend zwischen Eichstätt und Neuburg a. D., daß weiter im Osten nirgends mehr Spuren des Molassemeers auf der Frankenalb zu treffen sind. Demnach muß die Uferlinie noch im Bereich des Riesschuttes aus der ostnordöstlichen Richtung in eine östliche und ost-südöstliche umbiegen, um der Gegend von Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern zuzustreben, wo der burdigale Strand wieder erschlossen ist (Karte II).

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Ingolstadt der geognost. Karte von Bayern. Kassel 1889. S. 8 u. 21.

²⁾ Hier fand neuerdings J. SCHRÖDER, München, das anstehende Pholadenkliff.

Die Klifflinie Temmenhausen-Dischingen-Burgmagerbein.

Doch schon in ihrem jetzt von Temmenhausen bis Burgmagerbein auf eine gerade Entfernung von 60 km festgelegten Verlauf (Karte I) verdient die alte Steilküste alle Aufmerksamkeit. Es seien zunächst die Höhenlagen der Uferhöhen und des vorgelagerten Meeresgrundes zusammengestellt:

	Meeresgrund	Uferhöhen	Höhe der Steilküste
Temmenhausen . . .	w. J. ϵ 640 m n n	w. J. ϵ 710 m n n	70 m
Weidenstetten . . .	" " ζ 590 " "	" " ϵ 667 " "	77 "
Altheim	" " ζ 585 " "	" " ϵ 650 " "	65 "
Heldenfingen . . .	" " ϵ 580 " "	" " ϵ 648 " "	68 "
Beim Schratenhof .	" " ϵ 500 " "	" " ϵ 570 " "	70 "
Staufen	" " ζ 495 " "	" " ζ 568 " "	73 "
Dischingen	" " ζ 480 " "	" " ζ 560 " "	80 "

Während also Uferhöhen und Meeresboden entsprechend der späteren Gebirgsbewegung gleichmäßig nach Nordosten absinken, bleibt der gegenseitige Höhenunterschied ziemlich konstant bei 70 m. Dieser Höhenabfall bildet, trotzdem er durch die späteren Talbildungen, besonders durch das Lone-, das Hungerbrunnen- und das Brenztal vielfach durchbrochen wurde, noch in der heutigen Landschaft einen überaus bezeichnenden Zug, um so eher als auch der südöstlich vorgelagerte Meeresboden seine ebene Beschaffenheit in erstaunlichem Maße bewahrt, bzw. infolge nachträglicher Herausarbeitung durch die Denudation wieder erlangt hat. Östlich der Brenz treten die Schuttberge des Grieses in Wettbewerb mit dem alten Ufersteilrand, so daß dieser seine beherrschende Stellung im Landschaftsbilde verliert.

Bemerkenswert ist die Richtung der Strandlinie von Temmenhausen bis Dischingen, auf welcher Strecke sie N. 57° O. verläuft. Sie bildet so eine Parallele zum Südostrand der Alb und zur Donau in einer Entfernung von ca. 16 km. Von Dischingen an gegen Osten biegt dann der Ufersaum in ostnordöstlicher Richtung ab und hat sich so nördlich von Donauwörth der Donau schon auf 8 km genähert. Das Streichen der Klifflinie ist identisch mit dem Streichen der Albplatte zur Zeit des burdigalen Meeres, da sie ja auf ihrem ganzen Verlauf in denselben Schicht-horizont weiß Jura ϵ /weiß Jura ζ einmodelliert ist.

Wahrscheinlich ist die Klifflinie tektonisch angelegt. Sie wurde dann durch die Meeresbrandung im einzelnen ausgestaltet. Insbesondere wurde so jene flache Bucht bei Weidenstetten, Altheim und Heldenfingen herausgearbeitet (Karte I), wo die Wirkung der Brandung dem Bau des Untergrundes folgte, insofern im Bereich der Bucht der leicht zerstörbare weisse Jura ζ entfernt wurde, während die Uferhöhen aus massivem weiß Jura ϵ bestehen blieben, in dessen Gestein dann die Heldenfinger Pholadenmauer eingeschnitten wurde. Südwestlich und nordöstlich von jener Bucht bestehen Uferhöhen und Meeresboden aus demselben Gestein, bald aus weiß Jura ϵ , bald aus weiß Jura ζ , woraus folgt, daß die Brandung auch unabhängig vom Untergrund die Klifflinie herausbilden konnte. Jedenfalls bildet die alte Steilküste einen der ältesten, noch für das heutige Landschaftsrelief bedeutsamen Züge im Antlitz Württembergs. Daß sie bis heute erhalten blieb, liefert einen eindringlichen Hinweis auf die Geringfügigkeit der Denudation auf der Albhochfläche seit der Miozänzeit, wenn auch der Steilrand nicht die ganze Zeit über den Atmosphärien ausgesetzt war. Die Denudation hat die bei Altheim einst dem Steilrand

vorgelagerte, etwa 70 m mächtige Decke von marinen Sanden und Sylvanaschichten entfernt, und so den alten Meeresboden samt den dazugehörigen Uferhöhen herauspräpariert, an welchen Gebilden sie ihre zerstörende Kraft erst in verschwindendem Maße ausgeübt hat.

Die marinen Flachseebildungen zwischen Brenz und Wörnitz.

Wenden wir uns von der Klifflinie Giengen-Dischingen nach Südosten, so stoßen wir in zahlreichen Sandgruben auf die Flachseesedimente, die LUTZEIER westlich der Brenz als marine Uferbildungen beschrieb. Während aber im Westen zwischen der Klifflinie und jenen als Uferbildungen bezeichneten Sedimenten sich ein stellenweise breiter Streifen einschob, der infolge späterer Denudation frei ist von tertiären Meeresbildungen, ist im Osten, entsprechend der besseren Erhaltung der Marinsedimente überhaupt, durchweg ein lückenloser Übergang von der Klifflinie zu den Flachseebildungen zu beobachten. Während nun im westlichen Gebiet eine Fülle der verschiedensten Faziesbildungen zu treffen ist, so daß fast jeder Aufschluß eine besondere Beschreibung erfordert, zeigen im östlichen Bezirk die marinen Sande eine solche Gleichartigkeit, daß sie alle gemeinsam geschildert werden können.

Bezeichnend ist vor allem das stets gleichmäßig feine Korn der Sande. Die Korngröße bleibt mit Ausnahme von wenigen, etwas größeren Glimmerblättchen unter 0,5 mm. Ebenso durchgehend ist eine ausgezeichnete, regelmäßige Schichtung mit Schichtstärken von meist nur wenigen Zentimetern vorhanden. Einzelne widerstandsfähigere Sandlagen stehen gewöhnlich in den Aufschlüssen gesimsartig hervor. Zwischen den horizontalen Schichtfugen bezeugen häufige Kreuz- und Diagonalschichtungen den Einfluß von Strömungen in dem flachen Meer. Die Farbe der Sande ist grüngelb, gelbgrün oder gelblich und wohl hauptsächlich durch den Glaukonitgehalt bedingt. Der Tongehalt der Sande ist hoch, so daß sie wasserundurchlässig werden und die Felder, die auf ihnen liegen, drainiert werden müssen. Auch der Karbonatgehalt ist beträchtlich. Es ergab sich:

Sande vom Scheuenberg bei Giengen	13,9 %	Karbonatgehalt,
„ von der St. Georgs-Kapelle bei Bachhagel .	27,5 „	„
„ vom Eichberger Hof bei Schwennenbach . .	39,6 „	„

Der Karbonatgehalt ist vielfach aus dem Sediment selbst etwas ausgelaut und auf Schichtfugen und Kluftrissen als lößkindlähnliche, kreidige Konkretionen wieder abgeschieden. Der Karbonatgehalt bewegt sich ungefähr innerhalb derselben Grenzen wie bei den Süßwassersanden der Ulmer Schichten. In großem Gegensatz steht dieser hohe Karbonatgehalt zu dem verschwindend geringen der Grimmelfinger Graupensande. Herzuleiten ist der Kalkgehalt aus zerriebenen Conchylienschalen und aus zerstörten Kalkgeröllen. Nach ALB. HEIM (86 S. 72) sind auch die Molasse-sandsteine der Schweiz gewöhnlich stark kalkhaltig. Dies alles weist darauf hin, daß der Kalkgehalt von Flachseesanden, auch bei starken Meeresströmungen, wie sie im Molassemeer sicher fluteten, durchaus nicht der Auflösung anheim zu fallen braucht, wie dies ANDRÉE (89 S. 82) als Regel darstellt. Die lokale Kalkauflösung in der Flachsee (89 S. 401) ist offenbar ein noch ungeklärtes Problem. Jedenfalls fehlt auch den meisten älteren Flachseesandsedimenten, wie etwa den Angulaten-sandsteinen des Lias, in frischem Zustande ein ansehnlicher Kalkgehalt nicht.

Unter den klastischen Bestandteilen stehen eckige Quarzkörner in erster Reihe. An zweiter Stelle folgen die Glimmerschüppchen. Es sind sowohl Muskovite wie

Biotite reichlich vorhanden. Die Biotitblättchen zeigen häufig entfärbte Ränder und im Innern nachträgliche Ausscheidungen von Brauneisenerz. Die Glimmer nehmen an der Zusammensetzung der marinen Feinsande östlich der Brenz ungefähr denselben Anteil, wie an derjenigen der Süßwassersande der Ulmer Schichten. Nach meinen Beobachtungen ist das mehr oder minder häufige Vorkommen von Glimmern in den verschiedenen tertiären Sanden Schwabens in erster Linie mechanisch bedingt. Die Glimmer sind spärlich in den grobkörnigen Sedimenten, wie im Baltringer Muschelsandstein (vgl. C. BERZ 72 S. 309), gewissen Faziesbildungen der Giengener Meeresmolasse und den groben Lagen der Grimmelfinger Graupensande, weil sie als schwebefähigste Mineralien von ganz schwachen Strömungen weiter geschwemmt werden konnten, bis sie dann mit feinem Quarzsand, Mergel- und Tonschlamm zusammen sedimentiert wurden. Wo daher feinkörnige Sande im schwäbischen Tertiär auftreten, mag es sich um Süßwasser-, Brackwasser- oder Marinschichten handeln, nehmen die Glimmermineralien stets einen beträchtlichen Anteil am Aufbau des Sedimentes.

Ferner finden sich in den Sanden ziemlich häufig Spaltblättchen von Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas. Als Neubildung treten zahlreiche Glaukonitkörner auf, die der Beschreibung entsprechen, wie sie BERZ (72 S. 306) von den Glaukonitkörnern der oberschwäbischen Sande gibt. Meist sind die Körner ellipsoidisch oder bohnenförmig gestaltet, mit schön abgerundeter Oberfläche. In den marinen Feinsanden östlich der Brenz bleiben die Körner ziemlich klein. Ich stellte in solchen Sanden, wo der Durchmesser der Quarzkörner unter 0,5 mm bleibt als Längs- und Querdurchmesser solcher Glaukonitkörner fest: 0,14/0,1 mm, 0,2/0,15 mm, 0,25/0,15 mm, 0,3/0,2 mm. Dagegen wiesen Glaukonitkörner in Grobsanden von Ballendorf, wo die Hauptmasse der Quarzkörner 0,5—2 mm Durchmesser besitzen, folgende Größen auf: 0,3/0,2 mm, 0,3/0,25 mm, 0,4/0,25 mm, 0,4/0,3 mm, 0,5/0,2 mm. Dies bestätigt die BERZ'sche Ansicht, daß die Größe der Glaukonitkörner von der Stärke der Strömung abhängt, in der sie sedimentiert werden. Die Glaukonitbildung wurde ja gerade im Hinblick auf die schwäbische Meeresmolasse so eingehend von K. BERZ (100) behandelt, daß es sich erübrigt, näher darauf einzugehen. Nur ein Punkt soll hervorgehoben werden. Allgemein wird angegeben, daß rezenter Glaukonit nur an Küsten vorkomme, wo keine bedeutenderen Flüsse einmünden (z. B. ANDRÉE 89 S. 241). Dies traf aber für das Molassemeer gewiß nicht zu. Im Gegenteil reihte sich dort an der alpinen Südküste Delta an Delta von gewaltig einströmenden Flüssen und doch findet sich selbst in den groben Deltaaufschichtungen dieser Flüsse, den subalpinen Austernagelfluhen, Glaukonit überall massenhaft vor. Der Widerspruch löst sich, wenn man berücksichtigt, daß diese Flüsse zwar bedeutend, nämlich wasserreich waren, daß sie aber wohl kaum lange Strecken durchliefen, so daß sie ihr Schuttmaterial im Gegensatz zu der Mehrzahl der rezenten Flüsse in noch ziemlich unzersetzter Form ins Meer brachten, wie dies die Beschaffenheit der klastischen Bestandteile der miozänen Meeressande eindeutig erkennen läßt.

An Schwermineralien fanden sich in den Sanden: Grüne Hornblende, Turmalin, Epidot, Granat, Andalusit, Disthen, Staurolith, Rutil, Zirkon und Erz, hauptsächlich Titaneisenerz. Die Schwermineralien sind also hier im Bereich der Giengener Meeresmolasse dieselben, wie die, welche BERZ in der oberschwäbischen Meeresmolasse ermittelte. Der Ursprung dieses Materials aus der Zentralzone der Alpen ist augenscheinlich. Die Schwermineralien liefern so den Nachweis, daß das Sandmaterial der Giengener Meeresmolasse alpiner Herkunft ist. Die Vermutung LUTZEIERS

(l. c. S. 304), dem offenbar ein Transport über das ganze oberschwäbische Becken weg Bedenken machte, daß das Sandmaterial vom böhmischen Pfeiler stammen könne, findet sich nicht bestätigt. Es ist allerdings nicht leicht, sich vorzustellen, wie so grobes Sandmaterial von Süden her über das ganze miozäne „Ärmelmeer“ weg bis ins Gebiet der heutigen Alb geschafft werden konnte. Von Dischingen bis nach Kempten, dem nächst gelegenen Ort, wo nach den bisherigen Vorstellungen das Südufer des Molassemeeres zu suchen wäre, sind es 110 km. Es wird sich aber herausstellen, daß der Südstrand des Molassemeeres zur Zeit, als das Sandmaterial der Giengener Meeresmolasse abgesetzt wurde, wahrscheinlich gar nicht so ferne lag. Die besonders groben Sande längs der Klifflinie verraten dann noch den Einfluß einer speziellen Küstenströmung, wie dies auch LUTZEIER angenommen hat.

Die Fossilführung ist in den Feinsanden östlich der Brenz im Vergleich sowohl mit den dazu gehörigen Kliffbildungen auf der Strecke Giengen-Dischingen als auch mit den Flachseesedimenten westlich der Brenz gering. In manchen großen Sandgruben späht man vergebens nach einem Fossil. Mitunter sind Pholadenbohrungen in den liegenden Jurakalken die einzigen makroskopisch erkennbaren Spuren von Lebewesen. Nur stellenweise finden sich reichlich die Schalen der *Ostrea crassissima* LAM. eingelagert. Vermutlich bot der schlammige, sich wahrscheinlich rasch erhöhende Sandgrund den bodenbewohnenden Meerestieren keine günstigen Lebensbedingungen.

Das Verhältnis der Giengener Meeresmolasse zur Oberschwäbischen Meeresmolasse.

Wenden wir uns von irgend einem Punkt der Giengener Meeresmolasse nach Südosten, so geraten wir gegen die Donau zu an einen Höhenabfall und an dessen Fuß treffen wir unvermittelt ganz andere Ablagerungen: die Grimmelfinger Graupensande und die Kirchberger Schichten (s. Karte I). Die Deutung dieser Verhältnisse wird in den folgenden Abschnitten versucht werden. Gehen wir aber noch weiter nach Süden, so stoßen wir südlich von einer etwa von Riedlingen nach Laupheim gezogenen Linie wieder auf Sedimente, die denen der Giengener Meeresmolasse in allem wesentlichen, was Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung anbelangt, gleichen. Dies ist die oberschwäbische Meeresmolasse mit Baltringen als bekanntem Fundort. In welchem Verhältnis stehen nun Giengener und oberschwäbische Meeresmolasse zueinander? E. FRAAS und K. BERZ nehmen an, daß die tieferen Teile der oberschwäbischen Meeresmolasse, die Corbulaschichten von K. BERZ (72 S. 297), der Giengener Meeresmolasse entsprechen. Nach dem Absatz dieser Sedimente hat dann nach der Ansicht der beiden Autoren ein Meeresrückzug gegen Süden um 20 km stattgefunden, infolgedessen sich eine neue Uferzone in der Gegend von Walperts-hofen, Mietingen und Baltringen herausgebildet habe. Die Ablagerungen, die in dieser Zone auf den Corbulaschichten auflagern, der Baltringer Muschelsandstein, wäre demnach ein Strandsediment des Nordufers des nach Süden zurückgewichenen Molassemeeres. Daß der Baltringer Muschelsandstein tatsächlich ein Sediment von größter Ufernähe ist, beweisen vornehmlich die eingeschlossenen Balaniden (J. PROBST 4 S. 111), Pholadenbohrungen und Säugetierreste. Befand sich nun hier das Nordufer des Molassemeeres, so sollte man vermuten, Juragerölle von der nahen Alb her eingeschwemmt zu finden. Nun kommen zwar mitunter vereinzelte eingeschwemmte Jurafossilien in dem Muschelsandstein vor, aber BERZ weist bei seiner

eingehenden Untersuchung der Baltringer Gerölle nachdrücklich darauf hin, daß typische Albgerölle, besonders solche aus den widerstandsfähigen weiß Jura ϵ -Kalken, die man am ehesten erwarten könnte, fehlen (72 S. 324). Dagegen finden sich bis faustgroße (72 S. 314) Gerölle von kristallinem und sedimentärem Material alpiner Herkunft ziemlich reichlich in den Muschelsandstein eingestreut. Da ich es nun für unwahrscheinlich halte, daß bis faustgroße Gerölle, von einzelnen Verschleppungen durch Tange u.s.f. abgesehen, auf größere Strecken im Meer transportiert werden können, werde ich zu dem Schluß geführt, daß das Delta, zu dem die Baltringer Ablagerungen gehören, südlich von Baltringen schon über dem Meeresspiegel aufgetaucht war, derart, daß die Mündung eines Flusses, der die Baltringer Gerölle aus Süden herschaffte, wenig südlich von Baltringen lag. Nach dieser Anschauung sind die Baltringer Strandsedimente nicht die Ablagerungen eines Nordufers des Molassemeers, wie bisher allerdings allgemein angenommen, vielmehr eines Südufers. Morphologisch ist ja der Baltringer Strand überhaupt nicht ausgeprägt, so daß man nicht sagen kann, ob er nach Süden oder nach Norden blickt. Natürlich muß zu dem Südufer auch ein Nordufer gehören, und dieses könnte dann wohl nirgends anders als an der Klifflinie Temmenhausen—Dischingen zu suchen sein. Es muß dann mindestens der höhere Teil der Giengener Meeresmolasse dem Baltringer Muschelsandstein entsprechen. Ob die tieferen Lagen der Giengener Meeresmolasse dann noch den Corbulaschichten für äquivalent zu erachten sind, läßt sich vorerst nicht ausmachen. Jedenfalls führt diese Schlußreihe zu dem Ergebnis, daß als letzte Phase des Molassemeers im Untersuchungsgebiet eine schmale Meeresrinne bestand, die ihr Nordufer an der Linie Temmenhausen—Dischingen, ihr Südufer in der Baltringer Gegend hatte. So findet auch die Zusammensetzung der Giengener Meeresmolasse aus stellenweise recht grobkörnigem alpinen Material eine befriedigende Erklärung. Dies Ergebnis steht in schroffem Gegensatz zu der lange gültig gebliebenen ZITTEL-MILLER'schen Regressionstheorie des Molassemeeres (LEUZE 96 S. 280), deren Unhaltbarkeit aber schon LEUZE 96 S. 377 für die Südwestalb nachgewiesen hat, es steht aber in gutem Einklang mit den neueren Vorstellungen von ALB. HEIM (86 S. 129) und DIETRICH und KAUTSKY (91 S. 251), daß das Molassemeer in dem Maße, wie es im Süden durch orogene tische Sedimentation zugeschüttet wurde, sich durch Einmündung im Norden vertiefte und demgemäß immer weiter nach Norden rückte.

Was die Einreihung ins stratigraphische System anbelangt, so glaube ich den Darlegungen von DIETRICH und KAUTSKY folgen zu dürfen, welche die Muschelsandsteine Oberschwabens und der Albzone der burdigalen Stufe zuweisen. Die Ergebnisse von DIETRICH und KAUTSKY werden durch die Altersparallelisierungen in den jetzt erschienenen, aber schon 1912 bzw. 1915 abgeschlossenen Arbeiten von LEUZE (l. c. S. 377) und LUTZEIER (l. c. S. 179) nicht berührt, wie W. WENZ (101) neuerdings annahm, da diese Altersfestsetzungen weder auf eingehenden Revisionen des Faunenbestandes, noch auf weitausholenden stratigraphischen Vergleichen, wie sie DIETRICH und KAUTSKY durchgeführt haben, beruhen.

Tektonik.

Die Liegendfläche der Giengener Meeresmolasse erweist sich für die Tektonik des ganzen Gebietes von großer Bedeutung. Es sollen deshalb hier die Höhenzahlen für diese Fläche westlich der Brenz, die größtenteils der LUTZEIER'schen Arbeit

entnommen werden konnten, zusammengestellt werden, nachdem die Punkte östlich der Brenz oben schon angeführt wurden. Punkte, die hoch oben am Abhang des Kliffes liegen, werden, da für Vergleiche nicht brauchbar, nicht mit aufgezählt.

Tm	über Jε	Temmenhausen (tiefste Stelle)	670 m n n
"	"	TK ¹ Dietingen	630 " "
"	"	TK ¹ Ermingen	628 " "
"	"	TK ¹ Allewind	620 " "
"	"	Jε Nördlich von Weidenstetten	614 " "
"	"	TK ¹ Oberer Eselsberg bei Ulm	609 " "
"	"	TK ¹ Hungerberg bei Jungingen	590 " "
"	"	Jζ Bahnhof Beimerstetten	590 " "
"	"	Jε Austernagelfluh Heldenfingen	585 " "
"	"	Jε Pholadenmauer Heldenfingen	585 " "
"	"	Jζ Hülbe Weg Heldenfingen—Dettingen	585 " "
"	"	Jζ Neenstetten	578 " "
"	"	TK ¹ Sandgrube Jungingen	577 " "
"	"	TK ¹ Oberhaslach	575 " "
"	"	Jε Oberhau bei Ballendorf	575 " "
"	"	Jζ Heuchlingen	555 " "
"	"	Jε Ostertal östlich von Heuchlingen	552 " "
"	"	TK ¹ „Langer Mantel“ bei Göttingen	550 " "
"	"	Jζ Ziegelei südöstlich Dettingen	548 " "
"	"	Jε Beim Reservoir nördlich von Öllingen	540 " "
"	"	Jε 500 m nördlich von Rammingen	532 " "
"	"	Jζ Nordwestrand Öllingen	530 " "
"	"	Jζ Bissingen	530 " "
"	"	Jζ 500 m östlich von Öllingen	528 " "
"	"	TK ¹ Öllingen, Weg auf den Sandberg	525 " "
"	"	TK ¹ 500 m nordwestlich von Rammingen	522 " "
Tm?	"	TK ¹ Englegehäu bei Langenau	522 " "
Tm	"	Jε Nordseite Hohlweg Niederstotzingen—Stetten	510 " "
"	"	TK ¹ Südseite des Sandfeldes Niederstotzingen	502 " "
"	"	TK ¹ Nordrand von Oberstotzingen	500 " "
"	"	TK ¹ Galgenberg Niederstotzingen	492 " "
Tm?	"	Jε Bahnhof Sontheim	451 " "

Die verschiedenen Höhenlagen der weit versprengten Erosionsreste der Giengener Meeresmolasse erwecken zuerst den Eindruck, daß der alte Meeresboden nachträglich ziemlich zerstückelt wurde. So glaubten seinerzeit MAHLER und MÜLLER (39 S. 378), daß die Höhenlagen der Marinvorkommen der Ulmer Alb auf Verwerfungen hinweisen würden. Doch schon bei einem Blick auf obige geordnete Liste scheint die Annahme von Verwerfungen nicht mehr zwingend, und konstruiert man dann aus drei beliebigen Punkten Streichen und Fallen der Auflagerungsfläche, so bemerkt man, daß fast sämtliche Höhenpunkte mit großer Annäherung in diese Ebene fallen. Man erhält für die Gegend westlich der Brenz ein Streichen von N. 14° O. und ein Fallen in der Richtung O. 14° S., das von Temmenhausen bis in die Gegend der Marinstelle „Langer Mantel“ bei Göttingen 0,7°/o, von da an bis zur Brenz 0,5°/o beträgt. Östlich der Brenz ergibt sich ein Streichen von N. 22° O. und ein Fallen von 0,4°/o gegen O. 22° S. Im ganzen steigt die Liegendfläche der Giengener

Meeresmolasse von 450 m n n beim Stettenhof bei Bergheim bis Temmenhausen bei 670 m n n um 220 m an. Hierbei wird das Ansteigen gegen Südwesten zu immer stärker. Das Streichen ist nordnordöstlich gerichtet. Auf Karte I wurden die Streichlinien in Abständen von 10 m eingezeichnet. Abweichungen von diesen Streichlinien zeigen nur die zweifelhaften Marinstellen im Englengehäu bei Langenau (LUTZEIER 95 S. 151) und beim Bahnhof Sontheim (95 S. 168). Man könnte vermuten, daß das schwache Gefälle von 0,4—0,7‰ mit der ursprünglichen Böschung des miozänen Meeres zusammenfällt. Davon kann aber keine Rede sein, da die alte Uferlinie selbst genau entsprechend jenem Gefälle von Nordost nach Südwest ansteigt, wie bei der Betrachtung der Klifflinie Temmenhausen-Dischingen gezeigt wurde. So kommt es, daß die ermittelten Streichlinien in einem beträchtlichen Winkel zu der Klifflinie verlaufen. (Karte I). Die Richtung des Streichens hat sich seit dem Absatz der Giengener Meeresmolasse gegen Norden, im Gegenuhrzeigersinn, gedreht. Es zeigt sich ferner, daß die jüngeren Ablagerungen der Grimmelfinger Graupensande und der Kirchberger Schichten ein ähnliches, nur etwas schwächeres Gefälle aufweisen, als die Schichten der Giengener Meeresmolasse. Hieraus geht hervor, daß die Heraushebung der Platte der Giengener Meeresmolasse zum kleineren Teil vor Ablagerung der Grimmelfinger Graupensande, zum größten Teile aber nach Ablagerung dieser Sande und der Kirchberger Schichten und, da die altplozänen Quarzschotter im Bereich der Giengener Meeresmolasse auch noch beträchtlich schief gestellt sind, sogar erst nach der Ablagerung dieser Schotter erfolgte. Da nun nirgends mehr mächtigere Ablagerungen auf der Giengener Meeresmolasse liegen, so stellen die ermittelten Werte für Streichen und Fallen zugleich die für die Lage der jetzigen Landoberfläche maßgebenden Faktoren dar. Und schließlich wird, abgesehen von der Ulmer Platte, wo die Juraschichten stärker nach Südosten abfallen, durch diese Werte auch noch die Lage der Juraplatte im Gebiet der Giengener Meeresmolasse festgelegt. Man kann demnach diesen Teil der Südostzone der Alb, der dem Bereich der Giengener Meeresmolasse mit Ausnahme der Ulmer Platte umfaßt, als eine tektonische Einheit, die Giengener Platte, auffassen. Diese Giengener Platte streicht nach obigem durchschnittlich N. 18° O. und fällt mit nach Osten von 0,7‰ auf 0,4‰ abnehmendem Gefälle nach O. 18° S. ein. Die Albplatte fällt hier also nicht gegen Südost, sondern gegen Ost-süd-ost ein. Während für die Ulmer Platte sich die REGELMANN'sche Anschauung als die richtige erwiesen hat, daß das Gefälle der Juraschichten gegen den Südostrand der Alb zu stärker wird, bestätigt sich für die Giengener Platte die von E. FRAAS (48 S. 540) geäußerte Ansicht, daß gegen den Südostrand der Alb keine Zunahme des Gefälles zu beobachten sei.

IV. Die Grimmelfinger Graupensande.

Verbreitungsgebiet der Grimmelfinger Graupensande.

Die Grimmelfinger Graupensande bilden einen Teil einer Ablagerung von Quarzschottern, -kiesen und Sanden, die sich in einem schmalen Zug von Südwest nach Nordost von den Höhen des Reyath im Kanton Schaffhausen bis Dillingen a. D. verfolgen läßt. Die Identität jener südwestlichen Vorkommen mit den Graupensanden der Ulmer Gegend ist dank der in beiden Gebieten vorhandenen, so überaus bezeichnenden Überlagerung durch die Kirchberger Schichten sicher gestellt, trotzdem heute eine weite Erosionslücke beide Gebiete trennt.

Der südwestlichste Punkt des Ulmer Bezirks befindet sich nach F. SCHWARZ (65 S. 12) am Tautschbuch, eine Viertelstunde oberhalb von Zell a. D. Im südwestlichen Teil des Ulmer Bezirks von Zell bis Grimmelfingen streichen die Sande zu Tage aus, bei Unterkirchberg, im Langenauer Ried und bei Dillingen sind sie durch Bohrungen erschlossen worden. Da die Verhältnisse dieser drei Vorkommen unter Tage, für die Beurteilung der Verbreitung der Graupensande von Bedeutung, aber noch nicht ausreichend geklärt sind, soll hier gleich darauf eingegangen werden.

Bei Unterkirchberg ist das Liegende der Kirchberger Schichten gewöhnlich nicht aufgeschlossen. Bei ENGEL (42 S. 529) ist angegeben: „Noch tiefer liegt wahrscheinlich echte Meeresmolasse, hat man doch neuerdings Haifisch- und Sparoidenzähne darin gefunden.“ Eingehend hat sich W. KRANZ (34 S. 22) mit der Frage des Liegenden der Kirchberger Schichten bei Unterkirchberg beschäftigt. KRANZ brachte in Erfahrung, daß Apotheker WETZLER um 1875 das Liegende der Brackwasserschichten unter dem Illerniveau erschürft habe und daß sich die Belege hierfür in München befinden müßten. In der Tat fand KRANZ daraufhin in der Staatssammlung in München unter dem WETZLER'schen Material von Unter- und Oberkirchberg zwei Zähne von *Lamna contortidens* AG., vier Zähne von *Lamna cuspidata* AG. und elf Zähne von *Chrysophrys molassicus* QU. sp. Bei den Sparoidenzähnen bemerkte KRANZ drei Quarzkiesgraupen, die er mit den Grimmelfinger Graupensanden vergleicht. Wenn nun aber all diese Zähne aus dem Liegenden der Kirchberger Schichten stammen, wie KRANZ annimmt, so wäre es unwahrscheinlich, daß dort echte Grimmelfinger Graupensande vorliegen, denn ein solcher Reichtum an Haifisch- und Sparoidenzähnen, wie er in dem doch zweifellos beschränkten WETZLER'schen Aufschluß geherrscht haben müßte, ist in den Graupensanden der Ulmer Gegend nirgends zu treffen. Ferner berichtet KRANZ, daß der Inhalt einiger Zahnhöhlungen aus einem kalkigen, eisenschüssigen Sand bestehe. Da die Grimmelfinger Sande fast kalkfrei sind, würde auch dies dagegen sprechen, daß solche vorliegen. Ich habe mir nun meinerseits das Material in München angesehen und konnte feststellen, daß das Füllmaterial einiger Zahnhöhlungen aus einem grauen, feinen, kalkhaltigen, glimmerreichen Sand besteht, das heißt aus einem Gestein, das mit den Paludinensandsteinen identisch ist. Ferner bemerkte ich, daß die Etikette der Sparoidenzähne den Vermerk trug: „Dreissensienbank“. Dies bestärkte mich in der Vermutung, daß mindestens ein Teil der Zähne aus den Kirchberger Schichten selbst stammt. Haifischzähne sind nämlich auch anderweitig schon in den Kirchberger Schichten gefunden worden. Einen Haifischzahn aus dem Paludinensandstein führt auch KRANZ (34 S. 26) nach O. FRAAS an. Dieser Zahn von *Lamna denticulata* AG. mit anhaftendem Paludinensandstein, sowie ein großer Haifischwirbel von Oberkirchberg befinden sich noch heute in der Stuttgarter Naturaliensammlung.¹⁾

Dann erhielt ich von Herrn Lehrer MANGOLD, der jahrelang die Fossilien der Kirchberger Illerhänge auf sammelte, 3 Zähne von *Lamna denticulata* AG., die sowohl nach dem anhaftenden Gesteinsmaterial wie nach der bestimmten Aussage des Herrn MANGOLD ebenfalls aus den Paludinensanden stammen. Es ist demnach wahrscheinlich, daß mindestens ein Teil der WETZLER'schen Haifisch- und Sparoidenzähne aus den Kirchberger Schichten selbst und nicht aus deren Liegendem gezogen wurden. Worin nun dies Liegende tatsächlich besteht, das wird in einem

¹⁾ Für die Überlassung dieses Materials, sowie von Bohrproben von der Niederstöttinger Wasserversorgung sage ich Herrn Direktor Professor Dr. M. SCHMIDT meinen verbindlichsten Dank.

Aufsatz von K. MANGOLD (8 S. 40) festgestellt. K. MANGOLD fand bei einer Brunnen-grabung bei Oberkirchberg unter den Paludinsanden typische Grimmelfinger Graupensande. Diese Feststellung bestätigte mir Herr MANGOLD mündlich und versicherte mir auch, daß in diesen Graupensanden keine Haifischzähne zu finden gewesen seien. Da nun auch sonst überall in der Ulmer Gegend die Grimmelfinger Graupensande unter den Kirchberger Schichten liegen, so wird mit Wahrscheinlichkeit die MANGOLD'sche Feststellung, daß dies auch bei Kirchberg der Fall ist, den Tatsachen entsprechen.

Über einen weiteren Punkt von unterirdischem Vorkommen von Graupensanden, der bei den Bohrungen für die Stuttgarter Wasserversorgung im Niederstotzinger Donauried erschlossen wurde, berichtet E. FRAAS 1911 (48 S. 541). Nachdem FRAAS die Profilbohrung 23 erörtert hat, bei der unter den Kirchberger Schichten unmittelbar der Jura getroffen wurde, fährt er fort: „Weiter nach der Donau zu taucht der Jura noch tiefer unter, so daß er auch in einem 46 m tiefen Bohrloch nicht erreicht wurde. Dagegen wurden dort unter den 18 m mächtigen Kirchberger Schichten 4,5 m typische Graupensande und als Unterlage bunte Mergel der unteren Süßwassermolasse erbohrt.“ Leider war bei der Betriebsleitung der württembergischen Wasserversorgung in Stuttgart weder die genaue Lage dieses Bohrloches festzustellen, noch Material von dieser Bohrung zu erhalten.

Ein letztes Vorkommen von Graupensanden wurde wahrscheinlich in Dillingen a. D. erschürft. GÜMBEL gibt auf S. 187 der geognostischen Beschreibung der fränkischen Alb folgendes Profil von einer Brunnenbohrung in Dillingen:

10. Vegetationserde	1,75 m	} Diluv. Hochterrasse	1,75 m
9. Geröll und Flußkies	1,17 m		
8. Grausandige Mergel mit der Fauna der Kirchberger Schichten: <i>Dreissensia amygdaloides</i> , <i>Dreissensia subbasteroti</i> , <i>Cardium sociale</i> , <i>Melanopsis impressa</i> , <i>Paludina varicosa</i> , <i>Melania Escheri</i> u. a.	3,80 m	} Kirchberg. Schichten	43,20 m
7. Geröll	0,58 m		
6. Grauer, sandiger, zum Teil kalkiger Mergel	38,82 m		
5. Grober quarziger Sand mit Quarzgeröll	14,00 m	} Grimmelfinger Graupensande	16,33 m
4. Sehr sandiger Kalkmergel[?].	1,75 m		
3. Sehr grober quarziger Sand mit einzelnen Geröllstücken	0,58 m		
2. Sandiger Kalkmergel	4,09 m	} Untere Süßwassermolasse	48,75 m
1. Gelber, sandiger, weicher Mergel	44,66 m		

GÜMBEL bringt dies Profil nur als ein Beispiel des Vorkommens der Kirchberger Schichten. Ich glaube aber die Schichten 3—5 auf Grund ihres Vorkommens im Liegenden der Kirchberger Schichten und ihrer petrographischen Beschaffenheit mit Sicherheit den Grimmelfinger Graupensanden zurechnen zu dürfen. Die unter diesen Grobsanden liegenden Mergel müssen dementsprechend zur unteren Süßwassermolasse gehören.

Fassen wir nun die Umgrenzung des Verbreitungsgebietes der Graupensande ins Auge! Es ist bezeichnend, daß die Graupensande eine nordöstlich gerichtete, etwa N. 62° O. streichende, ziemlich gerade verlaufende Grenz-

linie nach Nordwesten zu nicht überschreiten, welche über Tag ungefähr durch die Orte Baach bei Zwiefalten, Reichenstein, Kirchen, Altheim, Ringingen und Grimmelfingen bezeichnet wird, um dann unter Tag in der Donauniederung ungefähr 4 km südöstlich von Station Niederstotzingen und in nicht näher zu bestimmender Entfernung, die aber 6 km nicht überschreiten kann, nordwestlich von Dillingen durchzustreichen. Nordwestlich dieser Linie liegen im Brenzgebiet die Sylvanasschichten unmittelbar auf den Muschelsanden der Giengener Meeresmolasse. Ist diese Strecke der ursprüngliche Uferstrand der Gewässer, welche die Graupensande absetzten, oder eine tektonische Linie oder eine durch Erosion herausgearbeitete Linie des Austreichens? Von KRANZ und dann von MAHLER und MÜLLER wurde die Strecke Ringingen-Eggingen-Grimmelfingen als Bruchlinie gedeutet, von E. FRAAS 1911 als Bruchlinie und zugleich als ursprüngliche Begrenzungslinie der Graupensande und der Kirchberger Schichten. Nun habe ich oben nachgewiesen, daß die Höhenlagen des jurassischen Untergrundes nicht für das Bestehen einer derartigen Verwerfung sprechen und es wird sich weiterhin herausstellen, daß auch die tiefe Lage der Graupensande gegenüber der Giengener Meeresmolasse die Annahme dieser Verwerfung nicht erforderlich macht. Dagegen zeigten die Aufschlüsse bei der Armierung der Festung Ulm (Moos 71 S. 274), daß bei Grimmelfingen tatsächlich eine ursprüngliche Anlagerung der Graupensande und der Kirchberger Schichten an die Ulmer Schichten vorhanden ist. J. SCHAD und F. SCHWARZ haben ihrerseits nachgewiesen, daß im Gegensatz zu der Darstellung auf den alten geognostischen Blättern Ehingen und Riedlingen die Graupensande und Kirchberger Schichten überall nur an der Südostseite der Massive des Tautschbuchs, Emerbergs, Landgerichts und Stoffelsbergs zu treffen sind, während an der Nordwestseite der Sylvanakalk unmittelbar auf dem Jura aufruht. Daher müssen die Graupensande und Kirchberger Schichten an den genannten Bergmassiven angelagert sein, wie dies auch SCHAD auf seinen Profilen darstellt. Gut beobachten läßt sich diese auskeilende Anlagerung der Graupensande besonders auf dem südlichen Hochsträß in der Gegend westlich von Altheim. Nach alledem darf man als wahrscheinlich annehmen, daß die bezeichnete Linie von Baach bei Zwiefalten bis nordwestlich von Dillingen die ursprüngliche nordwestliche Uferlinie der Gewässer war, welche die Graupensande absetzten.

Wo aber befand sich der Südstrand dieser Gewässer? Man könnte versucht sein, seine Blicke weit nach Süden bis zu den Alpen schweifen zu lassen, sucht man aber unter den oberschwäbischen tertiären Sedimenten nach den Graupensanden, so ist dies vergeblich. Auch im Ochsenhauser Bohrloch, welches das ganze oberschwäbische Marin durchsenkte, wurden keine Graupensande angetroffen. Nun wird gleich im Südosten des Verbreitungsbezirkes der Graupensande südlich von Laupheim die kalk- und muschelreiche, glaukonitführende Meeresmolasse vom Typ Baltringen durch den zur oberen Süßwassermolasse gehörenden „Albstein“ unmittelbar überlagert. Es ist demnach nicht anzunehmen, daß die Graupensande jemals in dieses Gebiet gereicht haben. Demgemäß muß der Südstrand der Zone der Graupensande nördlich von dem Nordrand des Verbreitungsgebietes des Baltringer Marins verlaufen. Weit nördlich von diesem Nordrand kann die gesuchte Linie sich aber auch nicht befinden, denn einmal finden sich, wie schon QUENSTEDT¹⁾ berichtet und wie ich im Gelände bestätigt fand, auf den Feldern östlich der Straße Ober-

¹⁾ Begleitworte zu den Atlasblättern Ehingen, Biberach, Laupheim, Ochsenhausen. Stuttgart. 1876. S. 12.

marchtal—Reutlingendorf, ungefähr 5 km nördlich von dem am Fuß des Bussens gelegenen echten Marin vom Typ der Corbulaschichten, schon Grimmelfinger Graupensande²⁾ und dann treten in der Laupheimer Gegend die Kirchberger Schichten, unter denen vermutlich die Graupensande liegen, bis mindestens 8 km an das Baltringer Marin heran. So mag die Südostgrenze der Graupensande ungefähr auf der Strecke Riedlingen—Laupheim verlaufen. Es ist ersichtlich, daß diese Südostgrenze ost-nordöstlich verläuft, während die Nordwestgrenze der Graupensande nordöstlich streicht. So kommt es, daß die Zone der Graupensande und der Kirchberger Schichten, die in der Gegend von Zwiefaltendorf nur etwa 6 km breit ist, sich gegen Nordosten verbreitert, so daß sie auf der Strecke Grimmelfingen—Schnürpflingen sich schon über eine Breite von etwa 15 km erstreckt (Karte I). Diese rasche Abnahme der Breite der Zone der Graupensande und Kirchberger Schichten gegen Südwesten könnte auf den Gedanken führen, daß sich bei Riedlingen eine Abschlußbecke der „brackischen Bucht“ befinden könnte, wie dies F. SCHWARZ noch 1913 annahm. Davon kann aber keine Rede sein, denn sicher sind die von SCHALCH beschriebenen Vorkommen bei Anseltingen unweit Engen und auf dem Reyath bei Schaffhausen die Fortsetzung unserer Graupensande und Kirchberger Schichten und der Zusammenhang mit jenen Vorkommen im Südwesten kann nur durch spätere Erosion zerstört sein.

Das Liegende der Grimmelfinger Graupensande.

Die Grimmelfinger Graupensande liegen entweder unmittelbar auf dem oberen weißen Jura oder auf den Rugulosaschichten im Sinne von WENZ. Südwestlich vom Hochsträß liegen sie vorzugsweise unmittelbar auf Jura, mit Ausnahme einiger Punkte, wo sich linsenförmige Vorkommen von Rugulosaschichten zwischen Jura und Graupensande einschieben, wie am südöstlichen Rand des Emerberges (F. SCHWARZ 65 S. 13) und am Landgericht und Stoffelberg: beim Ziegelhof, an der Viehweide, bei Mochental und in Reichenstein (J. SCHAD 64 S. 264). Auf dem Hochsträß selbst liegen die Graupensande überwiegend auf Rugulosaschichten, nur ganz lokal, wie westlich von Altheim und vielleicht bei der Steingrube nordwestlich von Einsingen kommen sie unmittelbar auf Jura zu liegen. Bei den Vorkommen unter Tage wurde bei zweien das Liegende erschlossen, bei Niederstotzingen und bei Dillingen, und zwar in Form von Mergeln der unteren Süßwassermolasse = Rugulosaschichten. Nirgends ist eine Auflagerung der Graupensande auf Giengener oder Oberschwäbische Meeresmolasse zu beobachten.

Die Höhenlage der Liegendgrenze der Grimmelfinger Graupensande und Tektonik.

Hier muß ich mich auf mein eigentliches Untersuchungsgebiet beschränken. Ich ermittelte die Liegendgrenze der Graupensande auf dem nordöstlichen Hochsträß an folgenden Punkten:

Ts über Tk ¹ Fallhütte bei Bach	537 m n n
„ „ „ Kapellesberg nördlich von Erbach	520 „ „
„ „ „ Alter Steinbruch nordöstlich vom Maxhof	517 „ „

²⁾ Was sonst auf Blatt Ehingen der geogn. Spezialkarte von Württemberg zwischen Reutlingendorf und dem Bussen als Tgs = Grimmelfinger Grobsande eingezeichnet ist, sind keine solchen, vielmehr feine Pfohsande und Sandmergel, die wohl zur oberen Süßwassermolasse gehören.

nordöstlichste Hochsträßscholle ermittelten Fallen von 0,5% gegen O. 10° S. in Einklang, gegen Dillingen zu wird dann das Fallen noch schwächer und beträgt etwa 0,2%. Vergleicht man mit diesen Zahlen die entsprechenden der Liegendfläche der Giengener Meeresmolasse: 0,7%, 0,5% und 0,4%, so ergibt sich der Nachweis für die oben aufgestellte Behauptung, daß die Giengener Platte einen kleinen Teil ihrer Schiefstellung schon vor Ablagerung der Graupensande erlitten hat, daß aber sowohl Giengener Meeresmolasse wie Graupensande in der Hauptsache erst durch jüngere Krustenbewegungen schief gestellt wurden. Anschaulich werden diese Verhältnisse, sowie die tiefe Lage der Graupensande gegenüber der Giengener Meeresmolasse durch obiges Schaubild, worin die Höhenlage der Graupensande auf der Linie Grimmelfingen-Niederstotzinger Ried-Dillingen und diejenige der Giengener Meeresmolasse auf einer etwa 5 km nordwestlich zu dieser Linie gezogenen Parallele von Ermingen bis zum Stettenhof bei Berghheim dargestellt ist.

Während demnach der Höhenunterschied zwischen Meeresmolasse und Graupensanden an entsprechenden Punkten der Dillinger Gegend 80 m beträgt, steigert er sich in südwestlicher Richtung auf 130 m in der Gegend von Grimmelfingen-Ermingen. Die Höhenunterschiede in der Lage der Giengener Meeresmolasse und der Graupensande kommt in den beigegebenen Profilen I, II, III und IV zum Ausdruck.

Das Hangende der Grimmelfinger Graupensande.

Das Hangende der Graupensande bilden in meinem engeren Untersuchungsgebiet ausschließlich die Kirchberger Schichten. Inwieweit im Südwesten am Tautschbuch, Emerberg und Hochberg die Sylvanaschichten unmittelbar auf den Graupensanden liegen, kann erst durch neue Untersuchungen ausgemacht werden, da die Angaben der Autoren (SCHAD 1908 43 S. 272, SCHWARZ 65 S. 13) sich widersprechen. Jedenfalls ist von Lauterach an gegen Nordosten am Landgericht, Stoffelberg und am ganzen Hochsträß nichts anderes im Hangenden der Graupensande zu treffen als die Kirchberger Schichten, ebenso bei Unterkirchberg, Niederstotzungen und Dillingen. Schließlich wurde dieselbe Schichtenfolge bei Anselfingen unweit Engen und auf dem Reyath bei Schaffhausen von SCHALCH (7 S. 42—76, 18 S. 193—223, 67 S. 701—733) nachgewiesen.

Die Höhenlage des Hangenden der Graupensande stellte ich am nordöstlichen Hochsträß fest:

Tb über Ts Am Heiligenberg bei Eggingen	540 m nn
„ „ „ Westlich vom Bierkeller südwestlich von Schaffelkingen	530 „ „
„ „ „ Südlich von Schaffelkingen	525 „ „
„ „ „ Am Nordrand von Grimmelfingen	520 „ „
„ „ „ Flur „Grund“ an der Kuhbergstraße	508 „ „

Für die Vorkommen unter Tag ergibt sich:

Tb über Ts Bei Unterkirchberg	ca. 480 m nn
„ „ „ Im Niederstotzinger Ried	ca. 416 „ „
„ „ „ In Dillingen	ca. 390 „ „

Da die Kirchberger Schichten im Ulmer Bezirk konkordant auf den Grimmelfinger Sanden liegen, ergeben sich aus diesen Höhenzahlen keine neuen tektonischen Folgerungen.

Die Mächtigkeit der Grimmelfinger Graupensande.

Am Kuhberg beim Weiler Donautal . . .	495—508 m n n	13 m
Flur „Sahlen“ bei Grimmelfingen . . .	500—525 „ „	25 „
Bei Eggingen	510—535 „ „	25 „
Am Heiligenberg bei Eggingen	515—540 „ „	25 „
Bei Niederstotzingen (nach E. FRAAS) . .	410—416 „ „	6 „

Demnach darf man die Mächtigkeit von 25 m als die normale am nordöstlichen Hochsträß betrachten. Der geringe Wert von 13 m am Kuhberg rührt daher, daß hier schon der Bereich der Uferböschung vorliegt, an der die Graupensande auskeilend angelagert sind. Entsprechend ist die geringe Mächtigkeit bei Niederstotzingen zu deuten. Zum Vergleich seien noch einige Mächtigkeitsangaben aus dem südwestlichen Nachbargebiet angeführt:

Bei Pfraunstetten (nach K. MILLER)	14 m
Viehweide bei Ehingen (nach J. SCHAD)	12 „
Bei Lauterach	7,5 „
Bei Emeringen (nach SCHWARZ)	11 „
Fohrenwald bei Zwiefaltendorf (nach SCHWARZ)	8,5 „
Bei Baach (nach SCHWARZ)	6,5 „
Bei Attenhöfen (nach SCHWARZ)	1,5 „

Deutlich ist aus diesen Zahlen die Abnahme der Mächtigkeit gegen Südwesten zu erkennen. Ganz im Südwesten bei Anselingen und auf dem Reyath hat SCHALCH folgende Werte ermittelt:

Anselingen bei Engen	0,36—0,40 m
Grube westlich von Büttenhart auf dem Reyath	0,63 „
Bei Lohn	mindestens 2,00 „
Bei Stetten	mindestens 1,75 „

Hier wurden gerade da die geringen Mächtigkeiten von noch nicht einem Meter festgestellt, wo das Hangende, die Kirchberger Schichten, noch erhalten war. Das weist darauf hin, daß sich hier die Kirchberger Schichten in Erosionsrinnen legten, die nach Absatz der Graupensande in diese eingefurcht wurden. Diese Vermutung wird bekräftigt durch den Umstand, daß auf dem Gewand „Dicke“ bei Büttenhart die Kirchberger Schichten sogar unmittelbar auf dem Jurauntergrund zu liegen kommen. Auch die Profile SCHALCHS (67 Tafel 17) bestätigen diese Auffassung. Demnach sind diese außerordentlich geringen Mächtigkeiten der Graupensande keine primären. Im ganzen aber bleibt doch die Mächtigkeitsabnahme gegen Südwesten unverkennbar.

Profil der Grimmelfinger Graupensande.

Bei dem ständigen Wechsel der Ablagerungen innerhalb des Komplexes der Graupensande läßt sich ein überall gültiges Profil nicht geben. Doch sei als Beispiel das Profil von der Flur „Sahlen“, südwestlich von Grimmelfingen angeführt.

(Profil siehe nächste Seite.)

Es folgt also hier innerhalb der Graupensande über einem feinsandigen ein grobsandiger Komplex, wie dies ähnlich J. SCHAD an mehreren Punkten weiter südwestlich beobachtet hat. Tonige Zwischenlagen, ähnlich der im obigen Profil auftretenden, finden sich z. B. noch in der Grube zwischen Ort und Station Grimmelfingen und in der Egginger Sandgrube.

Kalkreiche Mergel der Kirchberger Schichten

Feine gelbliche Quarzglimmersande	5 m	} Graupensande.
Grobe Graupensande, meist braun gefärbt, mit ausgeprägter Diagonal- und Kreuzschichtung	12 m	
Feine gelbliche Quarzglimmersande	5 „	
Dunkle, bläuliche, feinglimmerige Tonlage	0,2 „	
Feine gelbliche Quarzglimmersande	3 „	
<hr/>		
500 m nn		
Grünliche, feinsandige, glimmerreiche Mergel mit weißen Helixschalen, die obersten 3 cm durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt	0,15 m	} Ulmer Schichten.
Grünliche, mergelige, sehr feine Glimmersande	0,55 „	
Weißliche Mergel mit zerdrückten Helixschalen	1 „	

Die petrographische Beschaffenheit der Grimmelfinger Graupensande.

Aus dem angeführten Profil geht hervor, daß die Sande sich hauptsächlich aus drei Gesteinsarten zusammensetzen:

1. Aus Graupensanden bzw. Kiesen.
2. Aus feinen Quarzglimmersanden.
3. Aus glimmerführenden Tonen.

Um die Tone vorwegzunehmen, die nur einen geringen Bruchteil des ganzen Sedimentes zusammensetzen, so ist zu betonen, daß es sich hier um wirkliche, kalk- und bitumenfreie Tone handelt und nicht wie bei allen übrigen, bisher als Tone bezeichneten Gesteinen der Süßwasser-, Meeres- und Brackwasserbildungen der Ulmer Gegend um mehr oder minder kalk- und bitumenreiche Tonmergel. Feine Glimmerschüppchen sind den Tonen beigemischt. Mitunter sind die Tone durch dünne Zwischenlagen von feinen Quarzglimmersanden in etwa 1 cm starke Schichten gegliedert. Fossilien konnte ich in den Tonen nicht entdecken.

Die feinen Quarzglimmersande mögen etwa die Hälfte der ganzen Ablagerung der Graupensande zusammensetzen. Gewöhnlich sind die Feinsande durch etwas Eisenoxydhydrat gelblich oder lichtbräunlich gefärbt. Die Korngröße bleibt mit Ausnahme von einigen etwas größeren Glimmerblättchen durchweg unter 0,5 mm. Die Feinsande sind fast ausschließlich aus Quarz und Glimmer zusammengesetzt. So unterscheiden sie sich äußerlich kaum von den Sanden der Süßwassermolasse und den Feinsanden der Meeresmolasse, außer daß ihnen die bei jenen häufige schmutzig-grünliche Färbung fehlt. In Wahrheit sind sie aber durch den fast völligen Mangel an kohlenurem Kalk gründlich von allen andern Feinsanden des Ulmer Tertiärs unterschieden.

Meist ohne Übergang zu diesen Feinsanden treten dann die eigentlichen Graupensande in den Profilen auf. Ihre Zusammensetzung nach der Korngröße ist nach mehreren Proben durchschnittlich:

über 7 mm	5 %	
7—4 „	35 „	Kies 69 %.
4—2 „	29 „	
<hr/>		
2—1 mm	14 %	
1—0,5 „	10 „	Grobsand 24 %.
<hr/>		
< 0,5 mm	7 %	Feinsand 7 %.

Unter den über 7 mm großen Bestandteilen erreichen einzelne Hornsteine Größen von 2,5 und 3 cm. Aus der obigen Zusammenstellung geht hervor, daß der Graupensand nach schärferer Bezeichnungsweise gar kein Sand, sondern ein Kies ist (P. NIGGLI 88 S. 555). Da aber bei der Bezeichnung Graupensand die grobkörnige Beschaffenheit deutlich zum Ausdruck kommt, kann man es bei der alten Bezeichnung belassen. Vergleicht man die grobkörnigen Abarten der Giengener Meeresmolasse mit den Graupensanden, so ergibt sich, daß zwar einzelne Hornsteine in der Meeresmolasse dieselben Dimensionen wie diejenigen der Graupensande erreichen, daß aber die Hauptmasse der Sandkörner mit Durchmessern von 0,5—0,2 mm weit unter den durchschnittlichen Ausmaßen der Graupensandkörner bleibt.

Die Verfestigung der Graupensande ist gering, was bei dem Mangel an kalkigem Bindemittel erklärlich ist. Immerhin ist die Standfestigkeit der Sande so groß, daß sie in bis zu 10 m hohen, senkrechten Wänden abgebaut werden können.

Der Oxydation des Eisens, dessen Lösungen in den groben, lockeren Sanden leicht zirkulieren konnten, verdanken die Sande ihre meist gelbliche oder bräunliche Färbung. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Eisenoxydhydrat vorwiegend in der Form von unregelmäßig eckig zerlappten, etwa 0,2 mm großen Flöckchen in den Sanden vorhanden ist. Daß diese Flöckchen nicht etwa verwitterte Glaukonitkörner sind, erhellt daraus, daß sie niemals die so bezeichnenden glatten, abgerundeten Formen der Glaukonitkörner aufweisen. Sicher handelt es sich nur um Ausflockungen von Eisenoxydhydrat aus der Verwitterungslösung, also um Gleichhorizontbildungen, wie auch aus dem bandartigen Durchstreichen der Brauneisenführenden Lagern im Profil klar zu ersehen ist. Diese Brauneisenbildungen weisen daher allerdings auf „terrestre Einflüsse“ (K. BERZ 72 S. 298) hin, aber nicht auf solche zur Zeit der Sedimentation der Sande, vielmehr auf rezente.

Trifft man nämlich die Sande einmal in noch frischem Zustand an, wie etwa in den Sandgruben bei Eggingen und bei Lauterach, dann zeigen sie eine ganz andere Farbe: eine rein weiße. Dies beweist, daß die Sande aus mechanisch zerkleinertem, nicht aber aus verwittertem Material aufgebaut sind. Daß nicht etwa der Eisengehalt schon durch Kaolin- oder Bleicherdebildung aus diesen Sanden entfernt ist, zeigt ein Blick auf die Egginger Sandgrube, wo über etwa 5 m mächtigen weißen Sanden scharf abgesetzt eine tiefbraune, 1 m mächtige Verwitterungszone der Graupensande zu beobachten ist. Die weiße Farbe der Graupensande steht in völligem Gegensatz zu der schmutzig grünlichen oder gelblichen Farbe der glaukonitführenden Marinsande der Alb und Oberschwabens. Schon diese Färbung macht es unwahrscheinlich, daß Glaukonit am Aufbau der Sande beteiligt ist.

Das auffallendste Merkmal der Sande ist ihr äußerst geringer Gehalt an kohlen-saurem Kalk. Dies gilt ebenso für die Ulmer, wie für die Schaffhauser Gegend. QUENSTEDT schreibt 1872: „Auch nur eine Spur von brausendem Kalk zu finden, bemüht man sich vergeblich.“ Dies trifft nun zwar für viele Vorkommen zu, besonders natürlich für solche, die durch ihre Braunfärbung zeigen, daß sie unter dem nachträglichen Einfluß der Tagewässer standen. In den völlig frischen, weißen Sanden von Lauterach dagegen läßt sich ein schwaches Aufbrausen mit HCl bemerken, wie dies ja auch das Vorkommen von spärlichen Knochenresten nicht anders erwarten läßt. Der Karbonatgehalt beträgt bei einer Probe aus den Lauteracher Sanden 1,4%.

Von Bedeutung ist dann das Fehlen des Glaukonits. K. BERZ (72 S. 298) schreibt, es würden sich in den Graupensanden meist nur wenige Glaukonitkörner finden.

Ich selbst konnte keine Glaukonitkörner feststellen. Entsprechend bemerkt SCHALCH (67 S. 722) von Bütttenhardt: „Glaukonitkörner fehlen vollständig.“

Die wichtigsten Komponente der klastischen Bestandteile der Sande hat QUENSTEDT 1872¹⁾ gut hervorgehoben. Als Hauptgruppen kann man mit abnehmender Häufigkeit unterscheiden: Quarze, Hornsteine, Feldspatbröckchen, Glimmerschiefergeröllchen, verquarzte Sandsteine.

Die Quarze machen die Hauptmasse der Sande aus. Die Körner über 2 mm weisen abgerundete Formen auf, ohne jemals drehrund abgerollt zu sein, bei den Körnern zwischen 2 und 0,5 mm überwiegen schon die eckig, splinterigen Formen, die dann bei den Körnchen unter 0,5 mm ausschließlich auftreten. Dieses Vorherrschen der eckigen Formen noch weit über den von DAUBRÉE ermittelten Grenzen von 0,1 mm, unterhalb deren ein Quarzkorn nicht mehr gerollt wird, da es dann auch bei schwächster Strömung schwimmt, zeigt, daß die Bestandteile der Graupensande noch kurz vor ihrer Ablagerung lebhaft zerkleinert und zersplittert wurden.

Unter den Hornsteinen kommen graue, braune und schwarze Abarten vor. Rote und rotbraune Radiolarienhornsteine, wie sie auf dem Eselsberg bei Ulm den bezeichnendsten Bestandteil der altploziänen Schotter ausmachen und wie sie BERZ (72 S. 318) auch in einzelnen Stücken aus der oberschwäbischen Meeresmolasse beschreibt, sind mir aus den Graupensanden nicht bekannt geworden. Am auffallendsten sind tiefschwarze, lyditartige Hornsteine mit durch den Transport glänzend polierter Oberfläche, deren alpine Herkunft eine Zeitlang ungewiß war, während nach HEIM (86 S. 56) jetzt entsprechende Gesteine z. B. aus dem Lias des Monte Generoso bekannt geworden sind. Gerade sie bilden mit bis zu 2 cm großen Geröllern die größten Bestandteile der Graupensande, was auf ihre außerordentliche Widerstandsfähigkeit mechanischen Einflüssen gegenüber hinweist.

Ähnliche Größe erreichen auch einzelne von den gelblichen Orthoklas-spaltstückchen und bekunden so, daß sie aus grobkörnigen, pegmatitartigen Graniten stammen. Vielfach sind in den Feldspatstückchen noch Quarz- und Glimmerkörnchen eingeschlossen.

Die Glimmerschieferbröckchen sind durch ihre langgestreckte, walzenförmige Gestalt ausgezeichnet mit bis zu 2 cm Länge und 0,5 cm Durchmesser.

Unter den spärlichen Sandsteinen kommen fein- und grobkörnige Abarten vor.

Etwas reicher wird das Bild von der Zusammensetzung der Graupensande durch die Untersuchung der Schweregemengteile. Das durch Bromoform erhaltene Trennungserzeugnis zeigt schon makroskopisch durch seine rote Farbe, daß unter den Schweremineralien der Granat überwiegt. Dies bestätigt sich unter dem Mikroskop, wo sich der Granat in blaßrosa oder farblosen Körnern zeigt, die sich mitunter als nur schwach abgerollte Rhombendodekaeder darstellen, gewöhnlich aber unregelmäßige Formen aufweisen. Die Granatkörner, wie auch die andern Schweremineralien erreichen Durchmesser bis 0,3 mm. An zweiter Stelle kommen die bezeichnenden rechteckigen Spaltblättchen des Disthens. In ungefähr gleicher Häufigkeit treten dann auf: Turmalin, Epidot, Staurolith, Andalusit, Rutil und Zirkon. Der Turmalin erscheint in meist abgebrochenen Kristallsäulchen mit dem Pleochroismus von lichtbräunlich || c und tiefdunkelbraun ⊥ c. Die Epidotkörner weisen einen Pleochroismus von lichthellgelb zu intensivem grüngelb, die Staurolithkörner einen

¹⁾ Begleitworte zum Atlasblatt Blaubeuren S. 13.

solchen von blaßgelb zu dunkelbraun auf. Der Andalusit in wenig deutlichen Prismen ist farblos $\perp c$, lichterötlich $\parallel c$; die tiefrotbraunen nach der c -Achse gestreckten Rutilkörner zeigen keine Kristallformen, wogegen der Zirkon fast stets in ausgezeichneten Prismen mit doppelseitiger pyramidalen Begrenzung auftritt. Selten findet sich dann noch etwas grüne Hornblende. Die Erzkörner sind fast durchweg Titaneisenerz.

Zum Vergleich sei angeführt, daß SCHALCH in den Anselfinger Sanden (18 S. 203) Granat, Staurolith, Rutil, Zirkon und Titaneisen und in den Reyathsanden (67 S. 723) dieselben Mineralien mit Ausnahme des Stauroliths festgestellt hat. Lehrreich ist dann der Vergleich mit den von K. BERZ in den oberschwäbischen Sanden und von mir in den Sanden der Giengener Meeresmolasse ermittelten Schwermineralien. Es sind dort so ziemlich dieselben Mineralien wie in den Graupensanden vorhanden, nur daß Amphibole und Pyroxene in der oberschwäbischen und Giengener Meeresmolasse eine größere Rolle spielen als in den Graupensanden. Da nun das Ausgangsmaterial für beide Gruppen von Sanden dasselbe ist, so haben offenbar die Graupensande auf dem Transport eine stärkere Aufarbeitung erfahren als die Sande der Meeresmolasse, so daß auch noch die Amphibole und Pyroxene im wesentlichen zerstört wurden. Die Eigenart der Schwermineralien unserer tertiären Sande tritt besonders hervor beim Vergleich mit den Schwermineralien der Diluvialschotter des Neckarlandes, die ihre Schweregemengteile vornehmlich aus zerstörten Trias- und Juraschichten, also letzten Endes aus dem vindelizischen Gebirge erhalten haben (M. BRÄUHÄUSER 35). BRÄUHÄUSER wies in diesen Diluvialschottern des Neckargebietes alle von mir in den Graupensanden gefundenen Schwermineralien nach mit Ausnahme der Disthene und Andalusite. So darf man diese beiden Mineralien, die zwar auch dem Grundgebirge des Schwarzwaldes nicht völlig fehlen, bei reichlichem Vorkommen als Leitmineralien für alpine Herkunft betrachten, da ja beide in der Meso- und Katazone der alpinen kristallinen Schiefer häufig und bezeichnend sind. Auch die anderen Schweregemengteile der Graupensande lassen sich aus zerstörten kristallinen Schiefen (P. NIGGLI 88 S. 620) und Graniten der Alpen herleiten. Die größeren Feldspatbröckchen und Glimmerschiefergeröllchen der Graupensande weisen auf dieselbe Herkunft. Die Horn- und Sandsteingerölle der Graupensande stammen aus den Sedimentflanken der Alpen. Noch mehr im einzelnen läßt sich die Herkunft der Büttenhardter Gerölle nachweisen, die nichts anderes darstellen, als das noch nicht so weit zerriebene Material der Graupensande der Ulmer Gegend. SCHALCH stellt am Schluß seiner eingehenden Untersuchung der Büttenhardter Gerölle (67 S. 722) fest, daß darunter vertreten ist:

1. Das Grundgebirge durch Gneise, Granite, Porphyre und Quarzite.
2. Die Dyas durch Verrucano.
3. Die untere Trias durch quarzige Sandsteine.
4. Der Jura durch Malmhornsteine.
5. Das Eocän durch zum Flysch gehörige Sandsteine, Quarzite und Hornsteine.

In den Rahmen dieser Gesteine ordnet sich das Material der Graupensande der Ulmer Gegend ohne weiteres ein. Eine Herkunft aus dem vindelizischen Gebirge, die BERZ 1915 für die Gerölle der oberschwäbischen Meeresmolasse für wahrscheinlich hielt, braucht um so weniger in Betracht gezogen zu werden, als jene roten Granite und Granitporphyre, deren Herleitung aus den Alpen Schwierigkeiten macht, in den Graupensanden nicht vorkommen.

Die Fossilführung der Grimmelfinger Graupensande.

So groß bei allen Geologen, die sich mit den Grimmelfinger Sanden befaßten, das Bestreben war, Fossilien darin zu finden, so gering ist das Ergebnis. K. MILLER (3 S. 272—292) fand 1871 in der Pfraunstetter Sandgrube einen Zahn von *Oxyrhina hastalis* AG., ebenso QUENSTEDT¹⁾ in derselben Sandgrube. MILLER berichtet ferner, daß ein glaubwürdiger Bauer von Blienshofen versichert habe, er habe beim Graben seines Kellers in den Graupensanden Erminger Turritellen gefunden, die dann aber zerbrochen seien. Daraufhin wird das Vorkommen von Turritellen in der Literatur als erwiesen angenommen. Da aber seither nie mehr eine Spur dieser Gastropoden in den Graupensanden angetroffen wurde, ist ihr Vorkommen sehr zweifelhaft. 1908 stellte E. FRAAS das Vorkommen von unbestimmbaren Pflanzenresten in den Sanden fest. 1913 endlich berichtet F. SCHWARZ (65 S. 14), daß er in der Sandgrube am Heidenösch bei Zell a. D. ein nicht näher bestimmtes Schloßfragment einer Muschel fand, das vielleicht von einer Panopäaart stammen könnte. Herr Dr. SCHWARZ war so freundlich, mir das betreffende Stück einzusenden. Das stark abgeriebene kleine Fragment weist eine wohlerhaltene Perlmutteruschale auf, wie sie in der schwäbischen Meeresmolasse nie vorkommt, sondern höchstens in den Kirchberger und noch jüngeren Schichten. Auch schreibt mir Herr Dr. SCHWARZ jetzt: „Man hat mitunter den Eindruck, als ob das Fundstück rezent sei.“ So wird auch dieses Bruchstück am besten aus der Diskussion auszuschneiden sein. In den letzten Jahren fand dann Herr Dr. W. O. DIETRICH aus Berlin einige Haifischzähne in den Sandgruben bei Grimmelfingen. Der beste dieser Zähne, den mir Herr Dr. DIETRICH zusandte, der aber leider auf dem Transport verloren ging, war nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. DIETRICH „sehr gut erhalten, mit Wurzel, der Schmelz eigentümlich angelaufen“. Die andern Funde von Herrn Dr. DIETRICH waren „ausgelaugte Fragmente der Spitze“. Ich selbst fand einen solchen ausgelaugten Haifischzahn beim Durchsieben einer Sandprobe von Grimmelfingen. Bei diesem Zahn ist die Wurzel und das Vasodentin durch Auflösung zerstört, so daß nur die Schmelzkappe übrig geblieben ist, wie dies bei den Haifischzähnen des rezenten roten Tiefseetons der gewöhnliche Erhaltungszustand ist und wie dies auch als Ausnahme bei Heuchlingen (LUTZEIER 95 S. 156) in der Meeresmolasse vorkommt. Dann zog ich aus der Wand der Lauteracher Graupensandgrube ein etwas abgeriebenes Knochenfragment, das wahrscheinlich das Distalende des Humerus eines Landsäugetiers darstellt. Foraminiferen konnte ich in den Sanden nicht auffinden. Mulmige Holzreste fand ich in den Sandgruben bei Eggingen, Lauterach und Emeringen, und zwar vom Liegenden bis zum Hangenden der Sande. Es bleiben also von sicher nachgewiesenen Fossilien in den Graupensanden der Ulmer Gegend: spärliche, meist ausgelaugte Haifischzähne, seltene Knochenreste von Landsäugetieren, schlechte Pflanzenreste.

Es seien hier gleich auch die Funde des Südwestgebiets bei Anselfingen unweit Engen und vom Reyath angeführt: In den Anselfinger Sanden (18 S. 206) fand SCHALCH je zwei Zähne von *Lamna contortidens* AG. und von *Chrysophrys molasicus* Qu. sp., bei Lohn im Aushub einer Brunnengrabung in Sanden Zähne von neun Haifischarten, Sparoidenzähne mit ausgewitterter Zahnschmelze, drei Austernarten und ein Fragment eines Rhinoceroszahnes (7 S. 62 u. 67 S. 724). In den Kiesen von Büttenhardt konnte SCHALCH dagegen 1914 keine bestimmbareren Fossilien auffinden (67 S. 723).

¹⁾ Begleitworte zu Blatt Blaubeuren der geognost. Spezialkarte von Württemberg S. 13.

Abriß der wissenschaftlichen Geschichte der Graupensande.

1866 werden in den Begleitworten zum Atlasblatt Ulm der Geogn. Karte von Württemberg die Graupensande erstmals von O. FRAAS besprochen. O. FRAAS deutet die Sande als diluviale Umlagerungen tertiärer Sedimente. War diese Altersfestsetzung auch irrtümlich, so war damit doch die Tatsache der Anlagerung der Sande berücksichtigt, die später vielfach nicht mehr beachtet wurde.

1871 lieferte K. MILLER in seiner Inaugural-Dissertation „Das Tertiär am Hochsträß“ den wichtigsten Beitrag zur Deutung der Graupensande, indem er durch eine Grabung am Oberholz bei Blienshofen feststellte, daß die Graupensande von den Kirchberger Schichten überlagert werden. Die Graupensande sind nach MILLER eine Vertretung des Muschelsandsteins. MILLER erkannte schon damals, daß der Graupensand und die Kirchberger Schichten zusammengehörige Ablagerungen sind. Er betont, daß sie gemeinsam in einem wohlumgrenzten Becken liegen, über dessen Bildung er sich kein Urteil erlaubt. Er stellt sich vor, daß das Molassemeer nach Durchbrechung der Strandwälle des Beckens gewaltsam in dieses eingedrungen wäre und in reißendem Strom die Grimmelfinger Sande hineingeworfen hätte. Nachher wäre das Becken wieder so ziemlich vom offenen Meer abgeschlossen worden, so daß sich nun brackische Sedimente in ihm bilden konnten.

1872¹⁾ gibt QUENSTEDT eine treffliche petrographische Schilderung der Graupensande. Er betont, daß das Material aus den Alpen stammt.

In den Begleitworten zu den Atlasblättern Ehingen, Biberach, Laupheim und Ochsenhausen erwähnt dann QUENSTEDT, daß der aufnehmende Geognost HILDENBRAND bei Talheim am Hochberg in einem Keller sich den Graupensand unter den Kalk (der Sylvanaschichten) schieben sah.

1877 kommt K. MILLER in seinem Versuch über „Das Molassewasser in der Bodenseegegend“ auf die Graupensande zurück. Er rechnet den Erminger Turritellenkalk zu seiner 3. Phase des Molassemeers, den Bryozoenschichten; den Baltringer Muschelsandstein und die Graupensande zu der 4. Phase. Die Bryozoenschichten hätten sich nach ihrer Ablagerung an einem südwestlich-nordöstlich streichenden Streifen in einiger Entfernung vom Albrand als Wall erhoben, südlich dieses Walles hätte sich dann der Baltringer Muschelsandstein, nördlich die Graupensande und später die Kirchberger Schichten abgelagert.

1900 griff ROLLIER (22) in die Diskussion des schwäbischen Tertiärprofils ein. Neben ganz unhaltbaren stratigraphischen Aufstellungen stoßen wir hier auf die richtige Beobachtung, daß der Graupensand vom Erminger Marin wesentlich verschieden und daß er am Hochsträß angelagert ist.

Ebenso betont ROLLIER (30) schon im Titel seines zweiten Aufsatzes die Bedeutung der „Diskordanzen im schwäbischen Tertiär“. Sein Profil wimmelt aber immer noch von Fehlern. Richtig ist darin allein die Stellung der Graupensande ganz ins Hangende der schwäbischen Meeresmolasse und ihre Gleichsetzung mit den Glassanden von Benken.

1907 kommen MAHLER und MÜLLER in dem Aufsatz „Über den geologischen Aufbau des Hochsträßes“ auf die Graupensandfrage. Nach der petrographischen Beschaffenheit und der Petrefaktenführung glauben sie die Graupensande als einfache Faziesbildung der Erminger Turritellenschichten auffassen zu dürfen, woraus sie dann tektonische Folgerungen ziehen.

¹⁾ Begleitworte zum Blatt Blaubeuren der Geognost. Spezialkarte von Württemberg S. 13.

1908 bestreitet J. SCHAD in seiner Dissertation diese Fazieshypothese. Nach seiner Ansicht wurden die Graupensande nach Ablagerung der Turritellenschichten kurz vor der beginnenden Aussüßung an der Küste abgesetzt. Er weist an mehreren Punkten die Auflagerung der Graupensande auf Jura und auf Rugulosaschichten und ihre Überlagerung durch Kirchberger Schichten nach. SCHAD betont schließlich, daß die Brackwassermolasse am Albrand nie auf Turritellenkalk, vielmehr stets auf Graupensanden aufruht.

Im selben Jahr 1908 trat E. FRAAS¹⁾ der Frage näher. E. FRAAS bemerkt hier zum erstenmal, daß während unter dem Erminger Marin der untere Süßwasserkalk 100 m mächtig ist, er unter den Graupensanden nur noch eine ganz geringe Mächtigkeit besitzt. Diese Feststellung führt E. FRAAS zu dem Schluß, daß zwischen der Ablagerung der unteren Süßwasserkalke und der Grimmelfinger Graupensande eine tiefgreifende Erosion stattgefunden habe, welcher der größte Teil der Süßwasserkalke zum Opfer fiel. Dann könnte der Grimmelfinger Sand auch keine primäre Ablagerung des marinen Tertiärs sein, da dasselbe anderorts auf den voll entwickelten Kalkschichten liege. A. SAUER und E. FRAAS seien deshalb zu der Ansicht gekommen, daß die Grimmelfinger Sande aus einer Umlagerung des marinen Tertiärs hervorgegangen seien, sich also nicht an primärer, sondern an sekundärer Lagerstätte befinden. Diese Umlagerung habe noch in der Miozänzeit, wahrscheinlich in unmittelbarem Anschluß an den Rückzug des Meeres stattgefunden. Schließlich weist E. FRAAS darauf hin, daß diese Anschauung nicht in jeder Hinsicht befriedigen könne, besonders das Verhältnis der Graupensande zu den brackischen Schichten unberücksichtigt lasse.

1911 kommt E. FRAAS in der Arbeit über die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend auf die Graupensande zurück. Zuerst stellt E. FRAAS die Verbreitung der Graupensande ganz richtig als die einer Zone dar, die sich zwischen das Marin der Alb und das Baltringer Marin einschiebt. Die Graupensande werden ohne Begründung zu den brackischen Bildungen gerechnet. Nach Ablagerung der Muschelsandsteine der Albzone wäre eine Senkung des südlichen Gebiets eingetreten, welche mit einer Verwerfung dem heutigen Südrand der Alb entlang verbunden war. Infolgedessen sei das Meer um 20 km zurückgewichen, so daß sich nun der Strand in der Baltringer Gegend befunden habe. In der seicht oder frei gewordenen Küstenzone zwischen dem oberschwäbischen Molassemeer und der durch den Abbruchrand hervortretenden Alb sei zunächst der von der ersten Transgression herrührende Untergrund aufgearbeitet worden, so daß reine petrefaktenleere Sande in Form der heutigen Graupensande übrig blieben. Man würde sie deshalb am besten als Rückzugssande des ablaufenden Meeres bezeichnen. Die Auslaugung habe dann auch noch den unterlagernden unteren Süßwasserkalk ergriffen. In der Uferzone sei es dann außerdem zu Einschwemmungen von brackischem Charakter gekommen.

In seiner 1912 abgeschlossenen Arbeit über „Die Citharellenkalke in Schwaben“ setzt sich LEUZE (96 S. 378) mit der Graupensandfrage auseinander. LEUZE sieht in den Graupensanden wieder eine Faziesbildung des Grobkalkes vom Typ Thengen und des Erminger Turritellensandsteins. Ja, während die anderen Autoren die Quarze der Graupensande aus zerstörtem Muschelsandstein abzuleiten suchen, kommt LEUZE auf den Gedanken, daß die Quarzkörner des Erminger Marins aus den Graupen-

¹⁾ Bericht über die 41. Versammlung des Oberrhein. geol. Ver. 1908 S. 13—30.

sanden ausgeschwemmt sein könnten, die in Gestalt von sterilen Sandanhäufungen die Küsten in bestimmter Entfernung begleitet hätten. Als Stützen für seine Anschauung nimmt LEUZE einmal wirkliche und vermeintliche Schwächen in der Beweisführung der Anhänger der Regressionstheorie und dann die Tatsache, daß auf der Südwestalb über den Anselfinger Graupensanden wie über dem Grobkalk vom Typ Thengen Juranagelfluh lagert.

Aus ähnlichen Gründen weist F. SCHWARZ 1913 in seiner Dissertation über das Tertiär vom Tautschbuch die Regressionstheorie zurück und sieht in den Graupensanden einfache Faziesbildungen, sei es des Baltringer Muschelsandsteins, sei es des Erminger Marins.

Dagegen ist K. BERZ (72 S. 298) 1915 in den „Petrographisch-stratigraphischen Studien im oberschwäbischen Molassegebiet“ mit der E. FRAAS'schen Deutung als Rückzugsande einverstanden.

Die Fazieshypothese.

Die nächstliegende Deutung der Graupensande scheint die einer Fazies des Marins der Albzone oder Oberschwabens zu sein. Für diese Ansicht würde folgendes sprechen: Bis jetzt ist noch nirgends, weder in der Ulmer noch in der Schaffhauser Gegend, eine Auflagerung der Graupensande auf Muschelsandsteine, noch eine Auflagerung von Muschelsandsteinen auf Graupensande bekannt geworden, so daß beide Gebilde sich zu vertreten scheinen. Dazu kommt, daß die Graupensande ein Gebiet bedecken, das sich zwischen die Muschelsandsteine Oberschwabens und der Albzone einschiebt (siehe Karte I). Ferner ist das klastische Gesteinsmaterial der Graupensande demjenigen der muschelreichen Meeresmolassen ähnlich. Dies gilt ebenso für die gröberen Quarze, Hornsteine, Feldspatbröckchen u.s.f., wie für die mikroskopischen Schwergemengteile. Schließlich zeigt das geringe Fossilmaterial der Graupensande von dem der Muschelsandsteine keine wesentliche Abweichung.

Verfolgt man aber den Gedanken der Fazies weiter, so stößt man auf große Schwierigkeiten. Von einer Fazies wird man im allgemeinen erwarten dürfen, daß sie mit der gleichzeitig gebildeten Fazies durch Übergänge verknüpft ist oder damit verzahnt ist. Gerade das Marin der Ulmer Alb ist in einer bunten Reihe von Faziesbildungen entwickelt, aber alle sind, wenn heute auch durch Erosion räumlich weit voneinander getrennt, durch Übergänge untereinander verbunden, so daß kein Zweifel bestehen kann, daß sie insgesamt die Ablagerungen eines Meeres sind. Dagegen ist trotz großer räumlicher Annäherung, die z. B. in der Ulmer Gegend auf der Strecke Allewind—Schaffelkingen zwischen Giengener Meeresmolasse und Graupensanden 1 km, in der Schaffhauser Gegend zwischen Sandkalken vom Typ Thengen und Reyathkiesen 2 km (SCHALCH 67 S. 727) beträgt, nie auch nur eine Andeutung eines Überganges zwischen beiderlei Gebilden zu treffen. Von diesem Gesichtspunkt aus habe ich auch betont, daß der angebliche Fund von Turritellen in den Graupensanden mehr als zweifelhaft ist. Die Fossilarmut der Graupensande, besonders der Mangel an Foraminiferen, ist auch ein ernster Einwand gegen die Fazieshypothese. Dann sind die Sedimente der beiden Ablagerungen bei näherer Betrachtung doch gründlich verschieden. Es handelt sich vornehmlich um den Gehalt von kohlenurem Kalk und an Glaukonit. Während der Gehalt an kohlenurem Kalk sowohl beim Baltringer Marin, wie bei der Giengener Meeresmolasse stets beträchtlich ist und z. B. in den marinen Feinsanden östlich der Brenz 14—40% des gesamten Sedimentes ausmacht, erreicht er bei den Graupensanden

noch keine 1,5%. So scheint es mir nicht denkbar, daß Muschelsandsteine und Graupensande unter denselben physikalisch-chemischen Bedingungen, wie sie in einem Meeresbecken auf kurze Entfernung zu erwarten sind, zum Absatz gelangten. Der Mangel an Glaukonit in den Graupensanden im Gegensatz zu den massenhaften Vorkommen dieses Minerals in den Muschelsanden sowohl Oberschwabens, wie der Albzone scheint mir mit der Fazieshypothese ebenso unvereinbar. Gerade so schwierig läßt sich mit dieser Hypothese die Tatsache vereinen, daß die Kirchberger Schichten von Schaffhausen bis Dillingen stets auf Graupensanden, nie aber auf Muschelsandsteinen auflagern. Das wäre ja eine ungewöhnliche Eigenschaft einer Fazies von dem nächst jüngeren Sediment bedeckt zu werden, während die Nachbarfazies frei davon bleibt. Die Anhänger der Fazieshypothese haben die Schwere dieses Einwurfs gefühlt und so kommen sie alle, MAHLER und MÜLLER, LEUZE und F. SCHWARZ immer wieder auf den Gedanken zurück, die Kirchberger Schichten hätten vermutlich einst auch auf dem Marin der Alb gelegen. Berücksichtigt man nur die unmittelbare Umgebung von Ulm, so scheint die Möglichkeit hierfür vorzuliegen, da hier die Meeresmolasse der Albzone vielfach die höchste erhaltene Tertiärschicht bildet. Doch schon im Gebiet der Brenz liegen die Sylvanaschichten unmittelbar auf der Meeresmolasse, ohne daß die geringste Andeutung vorliegt, daß jemals Kirchberger Schichten dazwischen abgelagert worden wären. Ebenso wenig liegen in der Schaffhauser Gegend die Kirchberger Schichten auf den Sandkalken vom Typ Thengen. Daß die Graupensande und die Kirchberger Schichten am Hochsträß tatsächlich auskeilend angelagert sind, was LEUZE (96 S. 379) noch so unwahrscheinlich dünkte, konnte ich 1915 nachweisen (71 S. 273). Schließlich scheint mir die geringe Mächtigkeit der Rugulosaschichten unter den Graupensanden im Gegensatz zu der großen Mächtigkeit unter der Giengener Meeresmolasse keinen anderen Schluß als den von E. FRAAS gezogenen zuzulassen, daß die einst im Gebiet der Graupensande vorhandenen Muschelsandsteinablagerungen nebst dem größten Teil der Rugulosaschichten nach Absatz der Giengener Meeresmolasse und vor Absatz der Graupensande zerstört wurden, weshalb die Graupensande unmöglich eine gleichzeitige Fazies der Muschelsandsteine sein können. So führen alle eingehenderen Erwägungen zu dem Ergebnis, daß die Fazieshypothese abzulehnen ist.

Das Altersverhältnis der Graupensande zu den Muschelsandsteinen der Alb und Oberschwabens.

Aus der zuletzt angestellten Überlegung folgt, daß die Graupensande jünger sind als die Muschelsandsteine. Da dieser Schluß aber nur auf mittelbarem Wege gewonnen wurde und die Klärung des Altersverhältnisses zwischen beiden Gebilden durch unmittelbare stratigraphische Beobachtung nicht möglich ist, wird es sich empfehlen, diesen Schluß durch weitere Beweisreihen zu stützen und das Alter der Graupensande so genau wie möglich festzulegen.

Zu diesem Zweck kann man von dem massenhaften Vorkommen von über faustgroßen Geröllen in den Reyathkiesen ausgehen. DEECKE (81 S. 486) hat mit Recht darauf hingewiesen, daß bei der Ablagerung dieser Sedimente das Molassebecken aufgefüllt gewesen sein muß, da über ein offenes Meer solche Gerölle nicht transportiert werden konnten. Demnach lagerten sich die Reyathkiese erst nach der Ablagerung der marinen Molasse des Bodenseegebiets ab. Damit stimmt aus-

gezeichnet überein, daß sich ganz im Hangenden der marinen Bodenseemolasse bei Überlingen Bänke mit groben Geröllen vorfinden, die nach DEECKE mit den Vorkommen von Büttenhardt und Anseltingen die Reste einer einheitlichen Schuttzuführung darstellen. Da nun die Grimmelfinger Graupensande den Reyathkiesen völlig entsprechen, so können auch sie sich erst abgelagert haben, als Oberschwaben schon trocken lag, sie sind also jünger als das Baltringer Marin. Die Graupensande stellen ja auch in der Ulmer Gegend noch so grobkörniges Material dar, daß es an sich schon fast undenkbar wäre, daß dieses bis an den Albrand geschwemmt werden konnte, so lange im Süden noch offenes Meer flutete.

Zum selben Schluß werden wir geführt, wenn wir die noch nie nach Gebühr hervorgehobene Tatsache ins Auge fassen, daß von der Schaffhauser bis in die Dillinger Gegend die Graupensande und die brackischen Kirchberger Schichten, trotzdem sie beide auf einem ganz schmalen Verbreitungsbezirk beschränkt und nur noch in Erosionsfetzen erhalten sind, stets miteinander vorkommen, und zwar immer die Kirchberger Schichten als unmittelbare Bedeckung der Graupensande. So lange man geneigt war, die Graupensande nur als Fazies der Muschelsandsteine aufzufassen, konnte diese Tatsache nicht deutlich hervortreten. Sicher ist nun, daß zwischen der Ablagerung der Graupensande und derjenigen der Kirchberger Schichten keine lange Zeit verfließen sein kann, sonst müßten die lockeren Graupensande, die ja bei Büttenhardt nur noch 63 cm, bei Anseltingen 30—40 cm unter den brackischen Schichten mächtig sind, dort unbedingt durch Denudation völlig entfernt sein. Die Altersstellung der Kirchberger Schichten ist nun genügend geklärt. Nach ihrem Bestand an Wirbellosen und Wirbeltieren (DIETRICH und KAUTSKY 91 S. 248) sind sie den Grunder Schichten des Wiener Beckens = älteres Vindobon = Basis der II. Mediterranstufe äquivalent. Da die Graupensande nur wenig älter sein können als die Kirchberger Schichten, so sind sie selbst auch wahrscheinlich an die Basis des Vindobons zu stellen, wofür sich noch weitere Hinweise ergeben werden. Dagegen gehören die Muschelsandsteine der Alb und Oberschwabens der burdigalen Stufe an und sind demnach älter.

Die Graupensandrinne.

Die Graupensande und die ihnen auflagernden Kirchberger Schichten sind in die älteren Tertiärsedimente rinnenartig eingesenkt. Diese von Südwest nach Nordosten streichende Rinne wurde von K. MILLER vermutet und die E. FRAAS'sche Beobachtung der geringen Mächtigkeit der Rugulosaschichten unter den Graupensanden lieferte einen wertvollen Hinweis für ihr Bestehen. E. FRAAS kam allerdings nicht zu der Vorstellung einer Rinne, weil er nur die leichter zu beobachtende Nordwestböschung der Rinne ins Auge faßte und über das Altersverhältnis von Graupensanden und Kirchberger Schichten einerseits und Baltringer Meeresmolasse andererseits sich eine unzutreffende Ansicht gebildet hatte. Die Nordwestböschung war besonders gut 1914 bei der Armierung der Festung Ulm zu beobachten (A. MOOS 71 S. 275). Die hier beigegebenen Profile I, II, V und VI stellen Schnitte durch diese Nordwestböschung dar. Diese Profile lassen erkennen, daß tatsächlich etwa 100 m mächtige ältere Sedimente von Muschelsandsteinen und Ulmer Schichten dort, wo jetzt Graupensande lagern, vorhanden gewesen und vor Ablagerung der Graupensande entfernt sein müssen. Die Südostböschung der Rinne läßt sich leider nicht unmittelbar beobachten, da sie von obermiozänen Bildungen eingedeckt ist. Daß eine solche Südostböschung vorhanden sein muß, darauf deutet das plötzliche

Aufhören der Graupensande und der Kirchberger Schichten gegen Süden im Verein mit den Höhenlagen. Das Baltringer Marin reicht nämlich bei Mietingen bis 550 m nn hinauf, während die nächst gelegenen brackischen Schichten bei Hüttisheim bis mindestens 510 m nn hinuntergehen, so daß die darunter zu vermutenden Graupensande noch tiefer liegen müssen. Dies scheint mir am natürlichsten durch eine Einsenkung der Graupensande und der Kirchberger Schichten in den Muschelsandstein, entsprechend der Einsenkung in die Rugulosaschichten am Hochsträß, gedeutet zu werden. Daß hier die Südostböschung von Muschelsandstein gebildet wird, folgt aus dem Einfallen der älteren Tertiärschichten gegen Südosten und aus ihrer Mächtigkeitszunahme in dieser Richtung. Einen Durchschnitt durch die ganze Breite der Graupensandrinne von den Erminger Höhen im Norden bis zur Heggbacher Mühle im Süden stellt Profil VIII im Maßstab 1:50000 dar. Die Südostböschung entspricht dem Bryozoenwall von K. MILLER. Von einem Wall kann aber keine Rede sein, weil, entgegen den Vorstellungen von MILLER und E. FRAAS, Oberschwaben zur Zeit, als die Graupensande abgelagert wurden, trocken lag. Wahrscheinlich können genaue Studien in der Gegend des Bussens nähere Daten für die Südostböschung liefern.

Ich glaube, daß auch die Verhältnisse auf dem Reyath und bei Engen am besten durch die Annahme einer solchen Rinne gedeutet werden. Ganz die entsprechenden Gründe, die es unwahrscheinlich machen, daß die Graupensande eine Faziesbildung der Giengener und der oberschwäbischen Meeresmolasse sind, sprechen dagegen, daß die Reyathkiese eine Fazies der Sandkalke vom Typ Thengen sind. SCHALCH, der diese Bildungen so eingehend durchforscht hat, weist nachdrücklich auf die trotz großer räumlicher Annäherung bedeutenden Unterschiede beider Sedimente, besonders auch in der Überlagerung durch die nächst folgende Schicht und auf den Mangel jeglichen Übergangs zwischen beiden hin. Es liegen nämlich auf den Reyathkiesen¹⁾ stets die Kirchberger Schichten und auf den Sand- und Citharellenkalken ebenso regelmäßig Helizitenmergel und rote Süßwasserkalke. Gleichwohl hat SCHALCH keine andere Erklärung als die von Faziesbildungen. SCHNARRENBERGER²⁾ hat in dem Nekrolog auf SCHALCH darauf hingewiesen, daß hier ein Problem zurückgeblieben ist, das nur durch Berücksichtigung der Nachbargebiete der Lösung näher zu bringen sei. Nun darf man wohl im Hinblick auf die Verhältnisse in der Ulmer Gegend annehmen, daß Sandkalke vom Typ Thengen einst auch auf der Höhe des Reyath und bei Engen lagen, daß sie aber später dort weggeführt wurden und daß sich dann in die durch die Wegführung entstandene Rinne die Reyathkiese und Kirchberger Schichten ablagerten. Bei Anseltingen liegen die Quarzkiese tatsächlich heute noch im Verhältnis zu dem Zimmerholzer Muschelsandstein eingetieft, so daß das von SCHALCH 1903 (18 Tafel VI) gegebene Profil Kirnerberg bei Zimmerholz-Anseltingen genau meinen durch die Nordwestböschung der Graupensandrinne gelegten Profilen entspricht. Auf dem Reyath dagegen bedecken die Kiese heute die höchsten Erhebungen, während die Sandkalke bei Wiechs beträchtlich tiefer liegen. Doch kann dies keinen Einwand liefern, da die Sandkalke von Wiechs an dem von SCHALCH genau nachgewiesenen Randenhauptsprung nachträglich eingesunken sind. Die Rinne scheint hier in der Reyathgegend allerdings nur durch

¹⁾ F. SCHALCH, Erläuterungen für Blatt Wiechs-Schaffhausen der geologischen Spezialkarte von Baden S. 91.

²⁾ K. SCHNARRENBERGER, Dr. F. SCHALCH †. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrh. geol. Ver. Neue Folge. Bd. IX. Jahrg. 1920. S. 8—11.

die bei Wiechs ca. 6 m mächtige Decke von Sandkalken eingesenkt worden zu sein, ohne den tieferen Untergrund wesentlich anzugreifen. Die Rinne vertieft sich demnach anscheinend vom Schaffhauser bis ins Ulmer Gebiet.

Durch welche Kräfte wurde diese Rinne eingetieft? Drei Möglichkeiten scheinen sich zu bieten, tektonischer Einbruch, Erosion durch Meeresströmungen und Flußerosion. Wäre das Gebiet der Graupensandrinne tektonisch eingesunken, so wäre zu erwarten, daß hier die älteren Tertiärsedimente besser erhalten wären, wie in dem stehengebliebenen Gebiet der Albzone. Doch das Gegenteil ist der Fall: Die Muschelsandsteine sind völlig entfernt und die Ulmer Schichten bis auf wenige Meter reduziert. So würde, wenn man an der Verwerfung im Sinne von E. FRAAS von 1911 festhält, der ungewöhnliche Fall vorliegen, daß im abgesunkenen Flügel einer Verwerfung mächtige Sedimentmassen entfernt wurden, während sie im stehengebliebenen, den Kräften der Verwitterung und Erosion viel mehr ausgesetzten Flügel erhalten blieben. Nun wurde auseinandergesetzt, daß die Höhenlagen des jurassischen Untergrunds nicht für das Bestehen einer einheitlichen, bedeutenden Verwerfung sprechen, daß vielmehr der Jurauntergrund allmählich und zwar schon zur Aquitanzeit nach Südosten absank. So kann der Höhenunterschied zwischen den Ablagerungen der Giengener Meeresmolasse und der Graupensande nur durch die nachträgliche Entfernung von einst vorhandenen Sedimenten gedeutet werden. Durch den Vergleich der noch heute im Gebiet der Giengener Meeresmolasse auf dem Hochsträß vorhandenen Mächtigkeiten der Ulmer Schichten und der Meeresmolasse mit der Mächtigkeit der Ulmer Schichten im Gebiet der Graupensande ergibt sich, daß diese Entfernung zur Deutung des Unterschiedes in der Höhenlage zwischen Giengener Meeresmolasse und Graupensanden ausreicht.

Auf welche Weise sind nun die Sedimente entfernt worden? E. FRAAS drückt sich unbestimmt aus: „Auf der seicht oder frei gewordenen Küstenzone wurde der Untergrund aufgearbeitet.“ Es ist klar, daß die Aufarbeitung von Sedimenten im flachen Salzwasser, wo sie wohl nur durch Strömungen erfolgen kann, etwas anderes ist, als eine Zerstörung von Ablagerungen auf festem Land, wo sie durch Erosion und Denudation stattfindet. Man muß sich also für eine der beiden Möglichkeiten entscheiden. Der Gedanke scheint naheliegend, daß Strömungen im Molassemeer die Rinne ausgetieft haben. Hier kämen entweder gewöhnliche Meeresströmungen oder Gezeitenströme in Betracht. Nun sind nach E. KAYSER (94 S. 655) die gewöhnlichen Meeresströmungen durchgängig zu schwach um erodierend wirken zu können. Dies scheint zwar in dieser Allgemeinheit nicht zuzutreffen, indem nach KRÜMMEL (51 S. 727) besonders in engen Meeresstraßen, wie dem Bosphorus und den Dardanellen, Erosionswirkungen durch die Strömung wahrscheinlich sind; und wären wie auf dem Reyath auch in der Ulmer Gegend nur die Muschelsandsteine entfernt, so wäre es mir wahrscheinlich, daß die Wirkungen solcher Meeresströmungen vorliegen. Da aber am Hochsträß außerdem bis 100 m der zum Teil recht festen Süßwasserkalke und bei Niederstotzingen, wie noch gezeigt werden soll, vielleicht bis 70 m jurassischer Kalke entfernt wurden, so reichen solche gewöhnliche Meeresströmungen wohl kaum zur Erklärung aus. Bedeutend stärker ist stellenweise die Wirkung der Gezeitenströme (E. KAYSER 94 S. 653). Nun sind aber in Nebenmeeren überhaupt und im Mittelmeer insbesondere die Gezeitenströme sehr schwach (W. KRÜMMEL 51 S. 367), so daß bei einem Nebenmeer zweiter Ordnung, wie es das Molassemeer darstellt, keine erosionskräftigen Gezeitenströme zu erwarten sind.

Es bleibt noch die Deutung übrig, daß die Graupensandrinne als Flußtal ein-

getieft wurde. Hiefür spricht, daß, wie aus der Lage der Liegendflächen der Giengener Meeresmolasse und der Graupensande hervorgeht, Krustenbewegungen in der Zeit zwischen beiden Ablagerungen stattfanden, welche das nötige Gefälle für eine Flußerosion schufen. Das Verbreitungsgebiet der Grimmelfinger Sande und der Kirchberger Schichten zeigt dann in der Tat auch das Bild eines Flußlaufes mit nach Osten sich öffnendem Ästuarium (Karte II). A. HEIM (86 S. 40) berichtet, daß Unterbrüche und Erosionen in der Schweizer Molasse wenig vorkommen. Bezeichnenderweise betrifft eines der beiden Beispiele, die er dafür anführt, daß Molassesedimente in Tälern von älteren tertiären Schichten liegen, die Graupensande von Benken, die wahrscheinlich den Reyathkiesen und den Graupensanden der Ulmer Gegend gleichzustellen sind (F. SCHALCH 7 S. 69). Auch sonst ist die Einschachtelung von jüngeren, auch von marinen Tertiärsedimenten in Erosionstäler von älteren bekannt geworden. E. SUSS (13 S. 422) schreibt z. B.: „In gewissen Gegenden z. B. westlich des Neusiedler Sees ruhen die pontischen Schichten in Tälern, welche in die II. Mediterran- und die sarmatische Stufe eingegraben sind. Es muß daher ihrer Ablagerung eine vollständige Trockenlegung des Landes und die Erosion dieser Täler durch strömendes Wasser vorangegangen sein.“ Und ähnlich: „In Suffolk ist der rote Crag in Erosionsfurchen des weißen oder Corallin Crag eingelagert“ (13 S. 378).

Die Grimmelfinger Graupensande als Flußsande.

Mit der Deutung der Graupensandrinne als Flußtal ist die Deutung der Graupensande selbst noch nicht gegeben. Denn die Graupensande können entweder als Flußabsätze auf dem Boden des Tales oder aber auf dem Grund eines Meeres, das in die Rinnen einflutete, abgesetzt sein. Berücksichtigt man einmal nur die Ulmer Gegend, so ist klar, daß die spärlichen, meist ausgelaugten Haifischzähne sich auch an sekundärer Lagerstätte befinden können, ganz abgesehen davon, daß in warmem Klima, worauf mich Herr Professor HENNIG aufmerksam machte, die Haifische auch in den Strömen sehr weit hinaufsteigen. Anders scheint es auf dem Reyath zu stehen, wo besonders die von SCHALCH bei Lohn gefundenen zahlreichen Haifisch- und Sparoidenzähne und vornehmlich die verschiedenen Austernarten den Eindruck einer primären Einbettung erwecken. So ganz zwingend ist aber dieses Vorkommen doch nicht. Abgesehen davon, daß die Fossilien bei Lohn nicht im Anstehenden gefunden wurden, fehlt ein strenger Beweis, daß die Sande von Lohn den Kiesen von Bütttenhardt genau äquivalent sind, besonders da die Lohner Sande tiefer gelegen sind und da bei Lohn die Überlagerung durch Kirchberger Schichten fehlt. In den Bütttenhardter Kiesen konnte nun SCHALCH bei seinen erneuten, eingehenden Studien keine Meeresfossilien nachweisen (67 S. 723). Die Bütttenhardter Gerölle erreichen aber bis Kopfgröße (67 S. 718), und so wird es sich bei diesen jedenfalls um Flußgerölle handeln. Also sind die Reyathkiese wahrscheinlich zum Teil fluviatilen Ursprungs.

Dies legt die Verpflichtung auf, die Frage auch für die Ulmer Gegend unbefangen zu prüfen. Die Pflanzen- und Knochenreste, die sich dort in den Sanden finden, deuten entschieden eher auf fluviatilen, denn auf marinen Ursprung.

Es ist nun zu untersuchen, wofür die Kalkarmut und der Mangel an Glaukonit in den Sanden spricht. Es wurde schon bei der Besprechung der Giengener Meeresmolasse hervorgehoben, daß die fossilen Meeresstrandsande und insbesondere die marinen Molassesande fast stets einen beträchtlichen Gehalt an kohlensaurem

Kalk besitzen. Dagegen scheint die Auflösung des Kalkgehaltes von Quarzsanden in lebhaft strömenden Flüssen die Regel zu bilden. Ein eindringliches Beispiel hierfür liefert SCHÜRMAN (82) vom Unterlauf der Fils: „Die Transportkraft der Fils ist so groß, daß feintkörniges Sediment im Flußbett gar nicht zur Ablagerung gelangt. Man kann daher von einem eigentlichen Flußschlick nicht sprechen, denn es handelt sich um einen fast tonfreien, kalkarmen Quarzsand.“ Daß diese Filsande kalkarm sind, ist um so erstaunlicher, als der größte Teil des Einzugsgebiets der Fils im Bereich der Weißjurakalke liegt und das Sandmaterial erst im Unterlauf, vornehmlich aus dem Stubensandstein, hinzukommt. Auch unter den tertiären, sicheren Süßwassersanden der Ulmer Gegend sind manche kalkfrei, so z. B. die wohl zum Sylvanahorizont gehörenden Sande von Reutlingendorf und die sarmatischen Oggenhauser Sande. Ferner sind die fluviatilen obermiozänen und pliozänen Quarzschotter Oberbayerns und der Kieseloolithstufe des Rheintales und überhaupt die große Masse der Süßwasserquarzsande Norddeutschlands fast stets kalkfrei. So spricht die Kalkarmut der Graupensande eher für fluviatilen, denn für marinen Transport.

Auf dasselbe deutet der Mangel an Glaukonit. Da sich Glaukonit auch noch bei lebhaften Meeresströmungen bildet, ist nicht einzusehen, warum sich beim Absatz der Graupensande, falls diese Meeresablagerungen sind, kein Glaukonit gebildet haben, oder, wenn sie durch Meeresströmungen umgelagertes marines Material darstellen, warum dann dieser völlig zerstört sein sollte. Dagegen ist leicht denkbar, daß, wenn die Graupensande fluviatil umgelagertes Material sind, beim Flußtransport etwa vorhandener Glaukonit auf mechanischem und chemischem Wege zerstört wurde. So schreibt auch BERZ (100 S. 90): „Die Zersetzung des Glaukonits ist (unter Einwirkung der Atmosphärien und von Humusstoffen) eine vollständige, da in fluviatilen Sanden, die aus aufbereiteten glaukonitischen Sanden und Sandsteinen stammen, der Glaukonit meist völlig verschwunden ist.“

Ferner kann die Korngröße der Sande einen Hinweis geben. Nach den Angaben bei PENCK (17 S. 283) wird nach UMPFENBACH Kies mit 27 mm Durchmesser bei einer Geschwindigkeit von 0,97 m/sec. bewegt, nach SUCHIER Geschiebe von Haselnußgröße bei 0,923 m/sec. Da dies die durchschnittliche Maximalgröße der Körner der Graupensande ist, darf man eine Mindestgeschwindigkeit von 1 m/sec. für die Gewässer, welche die Graupensande absetzen, annehmen. Für Meeresströmungen wäre nun eine solche Geschwindigkeit eine ungewöhnlich hohe. Im Bosphorus hat zwar nach KRÜMMEL (51 S. 625) der Oberflächenstrom eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 1,23 m/sec. und in den Dardanellen kommen Stromstärken von 1,5/sec. vor. Doch das sind für Meeresströmungen Ausnahmewerte; gewöhnlich bleibt die Stärke der Meeresströmungen so schwach, daß sie so grobkörniges Material, wie das der Graupensande, nicht von der Stelle zu schaffen vermögen. Dagegen wird eine Geschwindigkeit von 1 m/sec. bei Flüssen, auch bei mäßigem Gefälle, leicht erreicht. So hat z. B. die heutige Donau bei Ulm eine Strömung von 1,2—2,0 m/sec., bei Wien bei Hochwasser (KRÜMMEL 51 S. 575) 1,44 m/sec., der Rhein bei Mannheim bei mittlerem Wasserstand 1,5 m/sec., am Bingerloch 3,42 m/sec. Es spricht also auch die Korngröße der Graupensande eher für Flußtransport. So erklärt sich auch am besten die Abnahme der Korngröße des Materials von den bis zu kopfgroßen Geröllen des Reyath bis zu den Graupensanden der Ulmer Gegend.

Dasselbe folgt aus einer Betrachtung des Verbreitungsbezirkes der Graupensande. Vom Reyath bis in die Gegend des Bussens überschreitet die Zone der

Graupensande und der Kirchberger Schichten bei einer Längenerstreckung von über 80 km nirgends die Breite von 6 km. Es ist schwer, sich vorzustellen, daß auf der ganzen Erstreckung einer so langen und schmalen Meeresbucht grobklastisches Material sedimentiert wurde. Eher stimmt dieses Bild mit dem eines mächtigen Flußtals zusammen.

Sind die Graupensande Flußablagerungen, so ist klar, daß sie ihr Material vornehmlich älteren tertiären Sedimenten entnahmen. Erfolgte nach Ablagerung der Giengener und der Oberschwäbischen Meeresmolasse eine Trockenlegung des Landes und ergriff, wie man annehmen darf, die Alpenfaltung die subalpinen marinen Nagelfluhdeltas zur selben Zeit, so ergibt sich, daß die sich jetzt bildenden Flußsedimente in erster Linie aus umgelagerten Ablagerungen der Meeresmolasse bestehen müssen. Den Hauptbeitrag zu dem neuen Sediment lieferten wahrscheinlich gerade die alpinen Nagelfluhen und Flyschgesteine, wie dies die petrographische Untersuchung der Reyathgerölle gezeigt hat. Die Aufarbeitung der marinen Schichten ist durchaus nicht so eng lokal zu denken, als ob etwa die Erminger Turritellenplatte das Material für die Graupensande bei Grimmelfingen geliefert haben müßte. Das Material dieser Sande bei Grimmelfingen wurde viel weiter aus Südwesten hertransportiert. Mit dieser weiteren Fassung der Aufarbeitungshypothese fallen auch alle Einwände, die gegen sie aus dem Mißverhältnis zwischen den spärlichen Lösungsrückständen der benachbarten Muschelsandsteine einerseits und der Masse der Graupensande andererseits gemacht wurden.

Sind die Graupensande die Absätze eines Flusses, so erhebt sich die Frage, wo kam dieser Fluß her, wo floß er hin? Daß der Fluß über das Bodenseegebiet her aus der Schweiz kam, das beweisen die Beobachtungen der badischen Geologen (W. DEECKE 81 S. 486). Wahrscheinlich gehören auch noch andere Ablagerungen aus dem badisch-schweizerischen Grenzgebiet zum System dieses Flußlaufes, nämlich die Graupen- und Glassande von Benken, Kanton Zürich, und Riedern auf dem Kaltwangen. In diesen Ablagerungen scheinen allerdings Haifisch- und Austernreste stellenweise häufiger vorzukommen. Es bleibt aber noch zu untersuchen, inwieweit diese Meeresfossilien umgelagert sein können oder ob bisher marine und fluviatile Sande nicht genügend unterschieden wurden. Der Reichtum an Säugetierresten in diesen Grobsanden deutet eher auf fluviatilen Ursprung. Bezeichnenderweise sprechen nach STEHLIN diese Säugetierreste für ein vindobones Alter, während die Säugetiere der Hauptmasse der Schweizer Meeresmolasse burdigales Alter bezeugen. DIETRICH und KAUTSKY zweifeln die Altersfestsetzung von STEHLIN an, da nach ihren Anschauungen die gesamte Schweizer Meeresmolasse burdigal ist (91 S. 251). Bestätigt sich nun die hier getroffene Annahme, daß diese Graupensande von Benken und Riedern fluviatil und jünger als die eigentliche Schweizer Meeresmolasse sind, so würden die Altersfestsetzungen von STEHLIN mit den Anschauungen von DIETRICH und KAUTSKY im Einklang stehen. In diesem Fall wäre dann auch die oben geäußerte Vermutung, daß die Graupensande der Ulmer Gegend vindobones Alter haben, auf paläontologischem Wege bestätigt.

Auch über den weiteren Verlauf des Graupensandflusses östlich der Ulmer Gegend ergibt sich ein Anhaltspunkt. In der Gegend von Ortenburg und Vilshofen ermittelte E. KRAUS folgende Schichtfolge:

Kirchberger Schichten.

Übergangsbildungen mit Schlierfauna.

Muschelreiche Meeresmolasse.

Da sich die Graupensande auf so weite Strecken als Liegendes der Kirchberger Schichten erwiesen haben, werden wir geneigt sein, in den Übergangsbildungen Äquivalente der Graupensande zu suchen. Wenn nun auch die Hauptmasse dieser meist mergeligen oder feinsandigen Übergangsbildungen wenig Ähnlichkeit mit unseren Graupensanden aufweist, so kommen darin doch auch „grobe Quarzsande mit bis walnußgroßen, kantengerundeten Quarzen“ (69 S. 117) vor. So darf man diese Übergangsbildungen wohl als Delta des Graupensandflusses auffassen, wo sich die fluviatil beigeschafften Quarzsande mit den Schlammabsätzen des Schliermeeres verzahnten. Das Alter der Graupensande wäre damit als dem obersten Teil des oberösterreichischen Schliers, der gewöhnlich als Zwischenbildung zwischen I und II Mediterranstufe betrachtet wird, gleichzeitig festgelegt.

Zusammenfassung der Ergebnisse über die Graupensande.

1. Die Graupensande der Ulmer Gegend sind mit den Grobsanden von Anselingen bei Engen und mit den Reyathkiesen gleichzeitige Bildungen.
2. Die Graupensande sind keine Faziesbildungen der Giengener oder Oberschwäbischen Meeresmolasse; sie sind jünger als beide.
3. Die Graupensande und sonst keine andern Sedimente der schwäbischen Meeresmolasse werden von den Kirchberger Schichten bedeckt. Der Verbreitungsbezirk der Graupensande und der Kirchberger Schichten ist von der Schaffhauser bis in die Dillinger Gegend ganz derselbe. Die Graupensande sind unmittelbar vor dem Absatz der Kirchberger Schichten abgelagert worden.
4. Die letzte Phase des Molassemeeres hatte ein schmaler Meeresarm an der heutigen Donaulinie gebildet. Dieser wurde trocken gelegt und es erfolgten Krustenbewegungen, welche die Erosion anregten, ungefähr in der Mitte des ehemaligen Meeresarmes ein mächtiges Flußtal einzutiefen, das vom Randen bis Dillingen a. D. nachzuweisen ist.
5. Der Fluß kam über die Bodenseegegend aus den Schweizer Alpen, er mündete in der Passauer Gegend in das Meer des Schliers. Am Grunde seiner Talrinne wurden aus der Aufarbeitung älterer Molasseablagerungen herrührende Kiese und Sande wahrscheinlich als fluviatile Sedimente abgesetzt.
6. Die Graupensande wurden bei Beginn der vindobonen Zeit abgelagert.

V. Die Kirchberger Schichten.

Auf die Graupensande lagern sich vom Reyath bei Schaffhausen bis Dillingen a. D. die Kirchberger Schichten, benannt nach den Orten Unter- und Oberkirchberg a. d. Iller. Während die Kirchberger Schichten teils als Faziesbildung des Molassemeeres, teils als Ablagerungen des sich aussüßenden Molassemeeres betrachtet wurden, erkannte der Scharfblick von E. SUSS (13 S. 406) frühzeitig ihre selbständige Stellung und ihre große Bedeutung für die ganze nordalpine Molassestratigraphie. Die bisher in Süddeutschland meist übliche Bezeichnung Brackwassermolasse oder brackische Schichten vermeidet man deshalb besser, weil damit die Vorstellung von der Unselbständigkeit dieser Schichten gegenüber der burdigalen Meeresmolasse verknüpft ist. Neuerdings haben DIETRICH und KAUTSKY wieder die Bedeutung der Kirchberger Schichten für die Stratigraphie hervorgehoben. So ist es wohl der Mühe wert, Verbreitungsbezirk und Lagerungsverhältnisse sorgfältig ins Auge zu fassen. Ehe dies geschieht, sollen drei noch wenig bekannte Vorkommen der Kirchberger Schichten in der Ulmer Gegend geschildert und die Gesteine der Kirchberger Schichten kurz beschrieben werden.

Die Vorkommen von Kirchberger Schichten bei Niederstotzingen, Finningen und Gerlenhofen bei Ulm.

Das Vorkommen in der Niederstotzinger Donauniederung wurde durch die Bohrungen für die Stuttgarter Wasserversorgung erschlossen. Zuerst wurden im Herbst 1910 12 Brunnen und 21 Profilbohrungen ausgeführt. Auf diese Bohrungen beziehen sich die Bemerkungen von C. REGELMANN (53 S. 29—31) und E. FRAAS (48 S. 541). Im Jahre 1913 wurden dann die Kirchberger Schichten durch Fassungsanlagen vielfach angeschnitten, wenn diese Anlagen auch nie tief in die Kirchberger Schichten eindringen, da diese den wasserhaltenden Horizont darstellen. Leider sind die Bohrproben während des Kriegs verloren gegangen. In die Profile der Betriebsleitung konnte ich Einsicht nehmen.¹⁾ In der Naturaliensammlung in Stuttgart befanden sich noch einige Gesteinsproben von Niederstotzingen.

Während die Bohrungen in der Nähe des Nordwestrandes der Donauniederung überall unter der diluvialen Schotterdecke unmittelbar auf Jura stießen, wurden südöstlich einer Linie, die sich ungefähr von der Mussismühle bei Langenau bis zu einem Punkt $\frac{1}{2}$ km nordöstlich vom Hof Schwarzenwang bei Niederstotzingen, also auf eine Länge von 10 km erstreckt, überall die Kirchberger Schichten getroffen. Am genauesten läßt sich diese Linie an der Straße Niederstotzingen—Günzburg festlegen, da neben dieser Straße die Ffassungsanlage I den Punkt, an dem die Kirchberger Schichten einsetzen, unmittelbar erschloß. Er befindet sich 1200 m vom Bahnübergang der Straße entfernt. Von dieser Grenzlinie im Nordwesten wurden die Kirchberger Schichten auf einem etwa 4 km breiten Landstreifen gegen Südosten zu durch die Bohrungen erschlossen, so daß ihre fortlaufende Verbreitung bis zu den altbekannten Vorkommen bei Leipheim und Günzburg auf dem rechten Donauufer über jeden Zweifel erhaben ist (s. Karte I). Was die Bedeutung der oben festgelegten nordwestlichen Grenzlinie betrifft, so ist es wahrscheinlich, daß sie die Fortsetzung des bei Grimmelfingen festgestellten Uferrandes der Kirchberger Schichten bildet. Die Frage ist nur, ob sie gleichzeitig eine Verwerfungslinie im Sinne von E. FRAAS darstellt. Den wichtigsten Anhaltspunkt zur Entscheidung dieser Frage liefert die Profilbohrung 23, die sich 2,5 km westlich von Riedhausen befand, bei der die Grenze weiß Jura ϵ /Kirchberger Schichten bei 420 m n n getroffen wurde. Dies ist nun eine recht tiefe Lage. Diese Lage mit REGELMANN auf ein stärkeres Einfallen der Südostzone der Juraplatte zurückzuführen, geht nicht an, denn Niederstotzingen gehört nicht der stärker einfallenden Ulmer Platte, sondern der mit 0,5° gegen O. 14° S. einfallenden Giengener Platte an. Gemäß diesem Einfallen müßte die Juraoberfläche bei Profilbohrung 23 bei 490 m statt bei 420 m verlaufen. Man könnte diese tiefe Lage mit E. FRAAS durch eine Verwerfung erklären. Dann bliebe aber, genau wie auf dem Hochsträß, die merkwürdige Tatsache bestehen, daß im abgesunkenen Flügel die Sedimente der Giengener Meeresmolasse entfernt wurden, während sie im stehengebliebenen höheren Flügel erhalten blieben. Nun führten die Verhältnisse auf dem Hochsträß zu der Annahme, daß dort die Graupensande und die Kirchberger Schichten in ein Erosionstal von ca. 100 m Tiefe eingesenkt sind. Dieses Erosionstal hat sich dann wahrscheinlich auch in die Niederstotzinger Gegend fortgesetzt. Hier waren aber unter der ca. 20 m mächtigen Decke von Giengener Meeresmolasse im Gegensatz zum Hochsträß nur wenige Meter Ulmer Schichten

¹⁾ Hierfür sage ich der Betriebsleitung der württembergischen Wasserversorgung in Stuttgart meinen besten Dank.

von dem erodierenden Fluß zu durchschneiden, da ja hier im Brenztalbezirk die Ulmer Schichten nur schwach entwickelt sind, und so senkte sich der Fluß wahrscheinlich noch in den Jurakalk selbst ein. So wäre die tiefe Lage der Juraoberfläche in Profilbohrung 23 ohne Verwerfung erklärbar. Übrigens zeichnet E. FRAAS selbst auf seinem Profil (48 S. 540) nur eine Art Abknickung der Juraplatte ein und nicht eine Verwerfung von 100 m Sprunghöhe, von der er auf S. 541 l. c. 1911 spricht. C. REGELMANN (87) hat wahrscheinlich recht gehabt, wenn er erklärte, daß die Verwerfung im Langenauer Ried, die in die REGELMANN'sche Karte auf Wunsch von E. FRAAS eingetragen wurde, keinen erheblicheren Betrag erreichen könne oder gar nicht vorhanden ist.

Das Liegende der Kirchberger Schichten bildete in der Profilbohrung 23 der weiß Jura ϵ und, wie oben erörtert, in einer mehr gegen die Donau zu gelegenen Bohrung nach E. FRAAS die Graupensande. Vom ursprünglichen Hangenden der Kirchberger Schichten ist in der Niederstotzinger Donauniederung nichts mehr erhalten, indem überall die diluvialen Schotter unmittelbar auf den Kirchberger Schichten auflagern.

Über Art und Anordnung der Kirchberger Schichten in der Niederstotzinger Donauniederung mag folgendes Profil der Bohrung 23 Aufschluß geben, von der in der Naturaliensammlung Proben vorhanden sind.

Hangendes	450 m n n
Humus, Löß und Kies	6,5 m
Blaugraue, feinpelitische, geschieferte, bituminöse Tonmergel mit feinen Glimmerschüppchen, lagenweise reich an <i>Cypris</i> sp., <i>Hydrobia semiconvexa</i> SANDB., <i>Cingula conoidea</i> KRAUSS, Schalenresten von <i>Dreissensia amygdaloides</i> DKR. und Fischresten	15,9 m
Lichtbläuliche, graue, etwas kalkig-tonige Glimmersande, reich an Lignitbröckchen. Im Liegenden eine Lage von zum Teil gagatartig, pechglänzenden Lignitgeschieben. In derselben Lage plattige Pyritkonkretionen, den Sand zwischen den Lignitgeschieben zementierend, aber auch auf Spalten in die Oberfläche des weiß Jura eindringend.	7,2 m
<hr/>	
421,3 m n n	

Weiß Jura ϵ .

In dieser Bohrung wurden demnach die Kirchberger Schichten in einer Mächtigkeit von 23 m durchstoßen. Es ist dies nur ein Minimalwert für die Mächtigkeit, da das ursprüngliche Hangende nicht mehr vorhanden ist.

An Fossilien fanden sich bei den Niederstotzinger Bohrungen nach den noch vorhandenen Bohrproben und Profilen insgesamt:

Häufig: *Bythinia gracilis* SANDB., *Hydrobia semiconvexa* SANDB., *Cingula conoidea* KRAUSS, *Cypris* sp., Fisch- und Holzreste.

Selten: *Dreissensia amygdaloides* DKR. und Bruchstücke von *Cardium* sp. und *Unio* sp.

Sowohl nach dem Gestein, wie nach den Fossilien gehören die Niederstotzinger Schichten zu den Fisch- und Hydrobienschichten des Kirchberger Profils, d. h. zu der oberen Abteilung der Kirchberger Schichten. Da nun bei Niederstotzingen diese Hydrobienschichten unmittelbar auf Jura liegen, so erhellt daraus, daß bei Niederstotzingen, ganz entsprechend wie ich es 1915 bei Grimmelfingen fand, die höheren Kirchberger Schichten über die tieferen etwas übergreifen.

In Finningen bei Neu-Ulm war 1910 bei einer Brunnengrabung ein Profil in den Kirchberger Schichten erschlossen, über das eine Aufzeichnung von Lehrer SCHULER in Finningen nebst Gesteinsproben in der Naturaliensammlung in Stuttgart liegen.

Kies und Sand	50 cm
Gelber Tonmergel	200 cm
Harter weißer Mergel	165 cm
Blaugraue, bituminöse Mergeltonne mit <i>Hydrobia semiconvexa</i> SANDB., <i>Bythinia gracilis</i> SANDB.	100 cm
Gelbliche, verhärtete, kalkreiche Glimmersande mit <i>Hydrobia semiconvexa</i> SANDB.	30—40 cm
Bituminöse Mergelkalke	10 cm
Graublau bituminöse Mergeltonne mit viel hellen Glimmerschüppchen mit <i>Dreissensia amygdaloides</i> DKR. und <i>Hydrobia semiconvexa</i> SANDB.	60 cm
Harter, bituminöser Mergelkalk, sogen. „Finninger Pflaster“ mit <i>Hydrobia semiconvexa</i> SANDB., <i>Cingula conoidea</i> KRAUSS, <i>Bythinia gracilis</i> SANDB., <i>Planorbis cornu</i> BRONGN. var. <i>Mantelli</i> , <i>Limnæus dilatatus</i> NOULET, <i>Unio</i> sp.	20—25 cm
Dunkler Mergelton	20—25 cm
Mergelkalk	10 cm

Basis ca. 470 m n n.

Das Profil befindet sich im Bereich der Dreissensien- und Hydrobienschichten. Lehrreich sind die Abweichungen von den nahen Kirchberger Aufschlüssen, besonders das Vorkommen von harten Mergelkalcken mit Unionen, Planorben und Limnäen unterhalb von Dreissensien führenden Mergeltonen. Die hier auftretenden Planorben und Limnäen sind dieselben wie die der Sylvanaschichten, was einen Hinweis auf den geringen zeitlichen Unterschied zwischen Kirchberger Schichten und Sylvanaschichten liefert.

Darauf deuten auch die Verhältnisse der von DIETRICH und KAUTSKY schon kurz erwähnten Gerlenhofer Sande, die vor dem Krieg durch das Kalksandsteinwerk bei den Häuserhöfen bei Gerlenhofen gut aufgeschlossen waren. Das Profil ist folgendes:

Feine, grünliche, kalk- und tonreiche Sande, reich an Muskovitblättchen, darin besonders in den unteren Partien Lagen und Linsen von gröberem, braun gefärbten Sanden, die lebhaft Diagonalschichtung zeigen	400 cm
Hellgraue Tonmergel. Wasserhorizont. Mit Unioschalen und Bythiniadeckeln	110 + x cm

Basis ca. 480 m n n.

Hauptsächlich in den gröberem Sandlinsen fanden sich bunt durcheinander gemengt: *Dreissensia amygdaloides* DKR., *Dreissensia clavaeformis* KRAUSS, *Unio* sp., *Cardium solitarium* KRAUSS, *Cardium iugatum* KRAUSS, *Planorbis cornu* BRONGN. var. *Mantelli*, *Cepaea sylvana* KLEIN sp., *Bythinia gracilis* SANDB., *Melania Wetzleri* DKR., *Melanopsis Kleini* KURR, *Neritina cyrtocelis* KRAUSS, Panzerreste von *Testudo* und *Trionyx*, Zähne von *Diplocynodon*, *Listriodon splendens* H. v. MEY., *Brachypotherium brachypus* LART. sp., Reste von *Palaeomeryx*, *Aceratherium* und *Mastodon*.

Die Gerlenhofer Sande kennzeichnet diese Mischung von Land-, Süßwasser- und Brackwassertieren und dann das im Verhältnis zu den anderen brackischen Sanden, besonders den Paludinensanden, grobe Korn der braunen Sandlinsen. Eine Probe einer solchen Sandlinie wies auf:

Körner 4—2 mm	2 %
„ 2—1 „	12 „
„ 1—0,5 „	39 „
„ < 0,5 „	47 „

Diese verhältnismäßig groben, kalkarmen Sande stammen wahrscheinlich aus aufgearbeiteten älteren Tertiärschichten. Dies führt zu der Frage, ob die Cardien und Dreissensien in Gerlenhofen sich an primärer Lagerstätte befinden. Angesichts der Tatsache, daß in den nahen Kirchberger Aufschlüssen eine reinliche Scheidung zwischen den tieferen brackischen und den höheren ausgesüßten Sedimenten besteht, ist es mir bei dem Überwiegen von Land- und Süßwasserformen in Gerlenhofen wahrscheinlich, daß die Dreissensien und Cardien aus wenig älteren Sedimenten durch Flußerosion ausgespült und mit den Süßwasserconchylien und Landtierresten zusammen sekundär wieder abgelagert wurden.

Die Sedimente der Kirchberger Schichten.

Die Sedimente der Kirchberger Schichten sind Sande, Sandsteine, bituminöse Mergeltone und Mergelkalke. Hierzu kommen als lokale Bildungen in unmittelbarer Strandnähe bei Grimmelfingen Geröllschichten und Trümmerlagen (A. Moos 71 S. 272).

Die Sande sind kalk- und tonreiche Glimmerquarzsande, deren Korngröße mit Ausnahme der Gerlenhofer Sande unter 0,5 mm bleibt. Die Farbe der brackischen Sande ist meist ein fahles Grau, mitunter, besonders bei den Kirchberger Paludinsandsteinen, mit einem Stich ins Bläuliche. Die Paludinsande haben einen Karbonatgehalt von 9%. Das für die Zusammensetzung der Sande wichtigste Mineral ist der Muskovit, dann folgt Quarz und hierauf erst in ziemlichem Abstand Biotit und Feldspatkörnchen. Die Schwereminerale sind klein und spärlich. Es finden sich vorwiegend: Granat, Disthen, Epidot, Rutil und Zirkon. Turmalin und Erz treten zurück. Die Schwereminerale bezeugen auch hier wieder den alpinen Ursprung. Bemerkenswert ist das Zurücktreten der Hornblende im Gegensatz zu den marinen Sanden. Dies weist darauf hin, daß die Paludinsande das Ergebnis einer stärkeren Aufarbeitung sind als die Marinsande. Hierin sind die Paludinsande mit den Graupensanden zu vergleichen.

Unter den Sandsteinen der Kirchberger Schichten kann man zwei Sorten unterscheiden, die Paludinsandsteine von Kirchberg und die Sandkalksteine vom Hochsträß. Die Paludinsandsteine sind durch kalkiges Bindemittel verkittete Paludinsande; die Sandkalksteine vom Hochsträß dagegen, die dort in der Dreissensienzone auftreten, stellen ein Trümmergestein dar, bei dem Kalkgrus und Muscheltrümmer von durchschnittlich 1 mm Durchmesser durch kalzitisches Bindemittel fest verkittet sind und einzelne Quarz- und Hornsteingraupen von 1—2 mm Durchmesser zwischen die Kalkkörnchen eingesprengt sind. Diese Sandkalksteine haben mit den von SCHALCH von Büttenhardt beschriebenen eine große Ähnlichkeit. Natürlich sind auch alle Übergänge von diesen Sandkalksteinen zu den von mir 1915 bei Grimmelfingen beobachteten Kalkgruslagen vorhanden. Es scheint dieses Sediment an Ufernähe gebunden, da es bei Kirchberg in der Mitte des Beckens nicht mehr auftritt. Hier findet sich dafür das sogenannte Dreissensienkonglomerat, eine ziemlich lockere Anhäufung von massenhaften Schalen von Dreissensien und Cardien mit zurücktretendem, tonig-sandigem Bindemittel. Die Quarz- und Hornsteingraupen in den Sandkalksteinen des Hochsträßes sind den unterlagernden Graupensanden entnommen.

In größerer Entfernung vom Ufer, am besten bei Unterkirchberg und in der Niederstotzinger Donauniederung zu beobachten, stellen lichtbläuliche, feinelitische, bituminöse, feingeschichtete Mergeltone das wichtigste Sediment dar. Bisher wurden diese Mergeltone als Tone bezeichnet, was aber bei dem hohen Gehalt an Karbonaten der z. B. bei einem „Fischtone“, 250 cm über dem „Dreissensienkonglomerat“ bei Unterkirchberg entnommen, 27,6% beträgt, nicht zutreffend ist. Feine Muskovitschüppchen sind den Mergeltonen beigemischt. Trocken stellen sie ein hartes und zähes Gestein dar, unter Wasser zerfallen sie zu Schlamm. Bemerkenswert ist der Gehalt an Bitumen, der sich beim Übergießen mit HCl durch einen intensiven Geruch nach Kohlenwasserstoffen und Schwärzung des Rückstandes kundtut. Die Mergel sind Sapropelmergel, vergleichbar den bitumenhaltigen Mergeln des oberösterreichischen Schliers und den oligozänen Melettaschiefern des badischen und elsässischen Rheintals. Wenn daher OPPENHEIM (83 S. 355) die *Dreissensia amygdaloides* DUNK. von Unterkirchberg als Beispiel dafür anführt, daß die Farbbänder der Mollusken auch in nicht bituminösen Schichten erhalten sein können, so ist dies Beispiel nicht glücklich gewählt, denn gerade in den bituminösen Mergeltonen kommen Schalen mit ausgezeichnet erhaltenen Farbbändern vor, während sie in den Sanden, z. B. in den Gerlenhofer Sanden, gebleicht sind.

Es mögen hier zwei Bemerkungen zum Fossilbestand der Kirchberger Schichten Platz finden. Bei der Erörterung des Liegenden der Kirchberger Schichten bei Unterkirchberg wurde darauf hingewiesen, daß verschiedentlich Haifischzähne, besonders solche von *Lamna denticulata* Ag. in den Paludinsanden und Paludinsandsteinen, vielleicht auch in den Dreissensien-schichten gefunden wurden. Im Gegensatz zu den Graupensanden ist es hier nicht wahrscheinlich, daß die Zähne aus älteren Sedimenten ausgeschwemmt wurden, weil sie in sehr feinkörnigen Schichten liegen. Die Haifische haben jedenfalls in den brackischen Gewässern selbst gelebt. Dagegen ist das bei ENGEL (42 S. 538) vermutlich nach F. KRAUSS (2) angegebene Vorkommen der aquitanen *Helix Ehingensis* v. KL. = *Galactochilus inflexum* ZIET. zu streichen. KRAUSS hatte 1852 die Form nach einem Bruchstück von Oberkirchberg und einer zusammengedrückten Schale vom Örlinger Tal bei Ulm, wo gar keine Kirchberger Schichten anstehen, feststellen zu können geglaubt.

Durch ihre petrographische Beschaffenheit und den Fossilgehalt unterscheiden sich die Kirchberger Schichten gründlich von ihrem Liegenden, den Grimmelfinger Graupensanden, mit denen sie doch die örtliche Verbreitung fast gemeinsam haben. Nach Ablagerung der Graupensande muß also ein wichtiger geologischer Umschwung eingetreten sein. Um hierüber klarer zu sehen, empfiehlt es sich, die süddeutschen Vorkommen der Kirchberger Schichten im Zusammenhang zu betrachten.

Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der Kirchberger Schichten in Süddeutschland.

Es lassen sich vier Bezirke unterscheiden:

1. Der Reyath-Meißkircher Bezirk.
2. Der Ulmer Bezirk.
3. Der Passauer Bezirk.
4. Der Miesbacher oder subalpine Bezirk.

Unterschieden sind diese Bezirke im wesentlichen durch das Liegende der Kirchberger Schichten. Im Reyath-Meißkircher und im Ulmer Bezirk wird dies vornehmlich durch die Reyathkiese und Graupensande, im Passauer Bezirk durch die

Übergangsbildungen von E. KRAUSS mit der Fauna des Schliers, im Miesbacher Bezirk durch Nagelfluhen mit *Ostrea crassissima* LAM. gebildet.

1. Der Reyath-Meißkircher Bezirk.

Der Reyath-Meißkircher Bezirk, dessen Ablagerungen nur noch in der Form von kleinen Erosionsfetzen erhalten sind, läßt sich als gerade gestreckter, schmaler, langer Streifen vom Reyath im Kanton Schaffhausen bis in die Gegend von Meißkirch verfolgen. Im Gebiet dieses Streifens sind bis jetzt folgende Punkte bekannt geworden:

1. Büttenhardt auf dem Reyath (F. SCHALCH 67 S. 207).
2. Anselfingen bei Engen (F. SCHALCH 18).
3. Wasserburger Tal bei Emmingen ob Egg (W. DEECKE 81 S. 475).
4. Heudorf südöstlich von Liptingen (J. LEUZE 96 S. 334).
5. Unterschwandorf, Blatt Friedingen (J. LEUZE 96 S. 334).
6. Heudorf bei Meißkirch (J. LEUZE S. 345).

Diese Punkte werden durch die Aufnahmen der badischen Landesgeologen sicherlich noch vermehrt werden. Die bis jetzt bekannten Vorkommen liegen auf einer von Südwest nach Nordost gestreckten Zone von 40 km Länge, deren Breite 6 km nicht übersteigt. In diesem Streifen liegen die Kirchberger Schichten, soweit bekannt, teils unmittelbar auf dem oberen Malm (Büttenhardt), teils auf Reyathkiesen und Graupensanden (Büttenhardt, Anselfingen). Stellenweise, im Wasserburger Tal, sollen sie in Juranagelfluh eingeschoben sein. Überlagert werden die Kirchberger Schichten bei Büttenhardt und Anselfingen durch die Juranagelfluh. Von Heudorf bei Meißkirch folgt nun bis zum nächsten sicheren Vorkommen des Ulmer Bezirks bei Lauterach bei Obermarchtal a. Donau eine Strecke von 50 km, von der keine Kirchberger Schichten bekannt geworden sind. Sicher waren sie aber einst auch auf dieser Strecke vorhanden, wie dies die völlig identische Beschaffenheit der Kirchberger Schichten im Reyath-Meißkircher und im Ulmer Bezirk und die in beiden Bezirken gleichen Erstreckungsrichtungen zeigen.

2. Der Ulmer Bezirk.

Von der Gegend von Lauterach an ist der Verbreitungsbezirk der Kirchberger Schichten fast gleich mit dem oben geschilderten der Graupensande, nur daß die Kirchberger Schichten im Nordwesten meist etwas über die Graupensande übergreifen. Dieses Übergreifen zeichnet SCHAD (43 Tafel II) auf seinen Profilen C und D vom Stoffelberg und Landgericht ein, ich konnte es 1915 bei Grimmelfingen auf etwa 200 m bestimmen und bei Niederstotzingen muß es etwa 3 km betragen. Die nordwestliche Grenzlinie der Kirchberger Schichten verläuft demgemäß etwas nordwestlich von den Dörfern Reichenstein, Kirchen, Altheim am Hochsträß, Ringingen und Grimmelfingen, um dann unter Tage etwa 1 km südöstlich von der Station Niederstotzingen vorbeizuziehen und schließlich bei Dillingen¹⁾ zwischen der Stadt und den 6 km nördlich davon sich aus der Ebene erhebenden Höhen mit Giengener Meeresmolasse durchzustreichen. Die südöstliche Begrenzungslinie wurde ja schon bei den Graupensanden nach den südlichsten bekannten Vorkommen von Kirchberger Schichten bei Bihlafingen und Schnürpfingen als ungefähr in der Richtung Riedlingen—Laupheim verlaufend festgelegt. Auch bei den Kirchberger Schichten liegt die Vermutung nahe, daß der einstige Uferrand

¹⁾ Über die Kirchberger Schichten bei Dillingen vergleiche außer dem oben gebrachten GÜMBEL'schen Profil C. MENGELE (77).

weiter südlich verlief. Doch in den verschiedenen Aufschlüssen, wo südlich von Laupheim die Überlagerung der Baltringer Meeresmolasse durch die obere Süßwassermolasse zu beobachten ist (72 S. 292), ist nirgends eine Zwischenlagerung von Kirchberger Schichten zu bemerken. Ebenso wenig zeigten sich im Ochsenhauser Bohrloch und in der subalpinen Zone der Meeresmolasse am Pfänder und im westlichen bayerischen Allgäu irgendwelche Spuren dieses Horizontes, vielmehr liegen dort überall die Schichten mit *Cepaea sylvana* KLEIN unmittelbar auf der Meeresmolasse. Die Behauptung bei RÜHL (19 S. 383), daß er ein Handstück vom Pfänder mit *Cardium sociale* erhalten hätte, muß auf einem Irrtum beruhen. Es ist also als erwiesen anzunehmen, daß die Kirchberger Schichten vom Reyath bis in die Ulmer Gegend an die Graupensandrinne gebunden sind, die sie vom Reyath bis Riedlingen, d. h. auf eine Strecke von 80 km Länge erfüllen, ohne die Breite von 6 km zu überschreiten, um sich dann in der Laupheimer Gegend buchtartig auf 15 km zu verbreitern.

Im Ulmer Bezirk liegen die Kirchberger Schichten fast überall auf den Grimmelfinger Graupensanden, nur bei dem oben geschilderten Übergreifen über den Nordwestsaum der Graupensande kommen sie stellenweise unmittelbar auf Jura, wie am Landgericht und bei Niederstotzingen, ganz lokal auch auf Rugulosaschichten, wie bei Grimmelfingen, zu liegen. Auf dieses Lagerungsverhältnis muß mit Nachdruck hingewiesen werden, denn es liefert einen weiteren klaren Beweis dafür, daß an der Wende der Burdigal- zur Vindobonzeit tatsächlich ältere tertiäre Sedimente durch Erosion entfernt wurden. Nirgends aber liegen die Kirchberger Schichten auf dem Marin der Giengener Meeresmolasse. Die grünen sandigen Mergel, die GÜMBEL bei Dettingen über den Muschelsanden fand, haben mit Kirchberger Schichten nichts zu schaffen, gehören vielmehr zu den Süßwasserbildungen des Sylvanahorizontes (LUTZEIER 95 S. 156). Auch eine Auflagerung der Kirchberger Schichten auf die Oberschwäbische Meeresmolasse ist noch nirgends bekannt geworden, da ja, wie dargelegt, auch bei Kirchberg wahrscheinlich Graupensande das Liegende der Brackwasserschichten bilden. An der Südostböschung der Graupensandrinne ist eine solche Auflagerung meiner Ansicht nach vermutlich vorhanden, sie ist aber noch nicht nachgewiesen. Nirgends ist aber auch nur die Spur eines Übergangs zwischen Meeresmolasse und Kirchberger Schichten zu treffen, auf den nach WENZ (101) DIETRICH und KAUTSKY angeblich hinweisen würden. Dies ist aber auch gar nicht der Fall. Im Gegenteil betonen die beiden Autoren, daß sich die Kirchberger Schichten niemals auf den Muschelsandstein legen (91 S. 247). In der Tat ist nicht nur zwischen Muschelsandstein und Kirchberger Schichten kein Übergang vorhanden, sondern auch die Grenze zwischen Graupensanden und Kirchberger Schichten ist überall so scharf wie nur denkbar. Bei der Darstellung der Mächtigkeiten der Graupensande wurde gezeigt, daß mindestens auf dem Reyath und bei Anseltingen sogar eine gewisse Erosion zwischen der Ablagerung der Graupensande und derjenigen der Kirchberger Schichten stattgefunden haben muß.

Dagegen ist das Hangende der Kirchberger Schichten im Ulmer Bezirk, die Sylvanaschichten, überall durch die schönsten Übergänge mit diesen verknüpft, wie dies besonders KRANZ gezeigt hat.

Die Erbreiterung gegen Osten, die sich im Ulmer Bezirk anbahnt, setzt sich dann offenbar fort, und so treffen wir unsere Kirchberger Schichten nach langen Unterbrechungen, verursacht durch Überdeckung mit oberer Süßwassermolasse, nicht nur im Gebiet der Innmündung, sondern auch am Alpenrand in der Miesbacher Gegend wieder an.

3. Der Passauer Bezirk.

In dem Dreieck zwischen dem Unterlauf des Inn und der Donau sind die Kirchberger Schichten durch GÜMBEL (9), v. AMMON (10) und E. KRAUS (69 S. 119) bekannt geworden. Ihr Verbreitungsbezirk wurde hier von diesen Autoren von einer Linie Markt—Braunau a. Inn im Süden bis zu einer Linie Aidenbach bei Vils—hofen—Giglmöhren bei Sandbach im Norden, das ist auf einer Fläche von 15 km Westost- und 40 km Nordsüderstreckung festgestellt. Das Liegende sind hier die Übergangsbildungen von E. KRAUS mit der Fauna des Schliers, welche Schichten nach neuen Tiefbohrungen im untern Innggebiet eine Mächtigkeit von mehreren 100 m erreichen können (84 S. 112). Das Hangende der Kirchberger Schichten bilden obermiozäne Sedimente des Sylvanahorizontes oder pliozäne Quarzsotter.

4. Der Miesbacher oder subalpine Bezirk.

Im Kaltenbachgraben bei Miesbach stellte GÜMBEL 1887 (9) die Kirchberger Schichten unmittelbar auf einer groben Nagelfluh mit *Ostrea crassissima* LAM. lagernd und überdeckt von Mergeln und Konglomeraten der oberen Süßwassermolasse fest. Ein ganz entsprechendes Profil fand dann M. SCHLOSSER 1893¹⁾ 25 km weiter östlich am Ratzinger Berg zwischen der Prien und dem Simssee.

Die Oncophoraschichten = Kirchberger Schichten in Österreich.

Als Fortsetzung der Kirchberger Schichten kommen in Oberösterreich bei Andorf Oncophorasande vor und zwar, wie eine neue Tiefbohrung gezeigt hat, in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m auf dem Schlier lagernd (W. PETRASCHKE 104). Ebenso treten die Oncophoraschichten dann weiterhin auch bei St. Pölten in Niederösterreich auf (O. ABEL 33).

Schon längere Zeit bekannt sind die Oncophoraschichten in Mähren (A. RZEHAK 16). Dort liegen sie unmittelbar auf Syenit und Permokarbon und werden von einem fossilreichen Meereston bedeckt, der dem Badener Tegel der II Mediterranstufe entspricht.

Zusammengefaßt sind die Lagerungsverhältnisse der Kirchberger Schichten folgende:

	Randen- gegend	Ulmer Gegend	Passauer Gegend	Miesbacher Gegend	Ober- und Nieder- österreich	Mähren	Inneralpin. Wiener Becken
Vindobon	Jura- nagelfluh	Sylvana- schichten	Sylvana- schichten	Sylvana- schichten		Badener Tegel	Badener Tegel
	Kirchberger Schichten	Kirchberger Schichten	Kirchberger Schichten	Kirchberg- Schichten	Oncophora- schichten	Oncophora- schichten	Grunder Schichten
	Reyathkiese	Graupensande	Übergangs- bildungen mit Schlierfauna		Schlier		
Burdigal	Citharellen- kalke	Giengener Meeresmolasse	Muschelreiche Meeresmolasse von Ortenburg	Marine Nagelfluh	Muschelr. Meeresmol. von Eggen- burg		

¹⁾ M. SCHLOSSER, Geolog. Notizen aus dem bayr. Alpenvorland und dem Inntal. Verhandl. d. K. K. Reichsanstalt 1893.

Übersicht über die Verbreitung der Kirchberger Schichten.

Zeichnet man die vier süddeutschen Bezirke der Kirchberger Schichten auf der Karte ein (Karte II), so ergibt sich, daß sie mit großer Wahrscheinlichkeit in einem gemeinsamen Becken abgelagert wurden und nur durch spätere Überdeckung und Erosion getrennt sind. Darauf weist auch die große Ähnlichkeit der Sedimente und die noch größere der Fossilführung. Wenn daher E. KRAUS noch 1915 (16) geneigt war, im Anschluß an GÜMBEL den Passauer Bezirk als lokales Delta aufzufassen, so muß dies abgelehnt werden. Dagegen liefern die durch die Verbindung der vier süddeutschen Bezirke erhaltenen Grenzlinien das Bild eines großen Flußlaufes, der über ein Ästuar in einen Meeresarm eintritt. Der Flußlauf entspricht der Graupensandrinne, die sich nun zur Zeit der Kirchberger Schichten in der Ulmer Gegend zu einem Ästuar erbreitert. Das Ästuar geht nach Osten in einen Meeresarm über, der sich im Meridian von Miesbach schon in einer Breite von ca. 80 km bis zum Alpenrand erstreckt, um dann in der Passauer Gegend den ganzen Raum vom Bayrischen Wald bis zu den Alpen auszufüllen. Von dort zieht er sich über Ober- und Niederösterreich bis ins inneralpine Wiener Becken. Dort sind die Oncophoraschichten durch den Horizont von Grund vertreten, dessen Schichten in voll gesalzenerem Wasser sedimentiert wurden, und der so das Meer bezeichnet, von dem die Gewässer der Kirchberger Schichten ein brackisches Nebenmeer bildeten.

Die Bildung der Kirchberger Schichten.

Nach dem Absatz der Graupensande erfolgte in ganz Süddeutschland und in Mähren eine positive Bewegung des Meeresspiegels, vermutlich bedingt durch ein regional verbreitetes Einsinken des Landes. Infolgedessen trat das Meer aus dem Wiener Becken nach Mähren auf alte Landgebiete über und dem Alpensaum entlang flutete es weit gegen Westen. Noch an der österreichisch-bayrischen Grenze erfüllte es den ganzen Raum zwischen den Alpen und dem bayrischen Wald. Dann verschmälert es sich aber allmählich gegen Westen und dringt im Ulmer Gebiet in die Senke der Graupensandrinne ein. Die Höhen nordwestlich der Graupensandrinne aber, die mit Giengener Meeressmolasse, Sandkalken vom Typ Thengen und Citharellenkalken bedeckt sind und die Höhen südöstlich dieser Rinne, die sich aus oberschwäbischer Meeressmolasse aufbauen, lagen zu hoch, als daß sie von diesem Meeresvorstoß aus dem Osten überflutet werden konnten. Es ist leicht verständlich, daß in dem langen, schmalen Meeresarm das Wasser durch einmündende Flüsse, die den ganzen Abfluß des Nordabhanges der Ostalpen, soweit diese damals schon gebildet waren, zuführen mußten, brackisch wurde. Wahrscheinlich war auch die Verbindung mit dem im inneralpinen Becken von Wien befindlichen Meer des Horizontes von Grund eine beschränkte, da die Fauna schon bei St. Pölten in Niederösterreich brackischen Charakter aufweist. Der ganze blind endende Meeresarm stellt so ein Nebenmeer dar und läßt sich angesichts seiner langen Erstreckung, seiner beschränkten Verbindung mit dem Ozean und seines dadurch bedingten geringen Salzgehalt mit der heutigen Ostsee vergleichen. Die ehemalige Graupensandrinne mündet jetzt in der Ulmer Gegend in dieses Nebenmeer mit einem Ästuar ein, vergleichbar der Gironde- oder der Elbemündung. Oberhalb von Riedlingen begann dann vermutlich ein Flußlauf mit einem leichten Gefälle gegen den Reyath hinauf. Außer der geringen Breite der Zone der Kirchberger Schichten in diesem

Gebiet deutet hierauf auch der Umstand, daß die Oncophoren im Reyath-Meißkircher Bezirk nicht mehr vorkommen, während Dreissensien und Cardien, die auch noch heute weit in den Flüssen hinaufsteigen, dort noch massenhaft zu treffen sind. Mit dem von Osten heranrückenden Meer kam also auch jene cardienreiche Brackwasserfaunula in unsere Gegenden, die in so schroffem Gegensatze zu der Fauna der burdigalen Meeresschichten steht, daß auch nicht eine einzige Art der Kirchberger Schichten aus einer Form der Meeresschichten abgeleitet werden kann. So ist es eigentlich merkwürdig, daß in der Literatur die Kirchberger Schichten fast allgemein als einfache Rückzugsbildungen des Molassemeeres oder gar als heteropische Fazies desselben angesehen werden konnten, besonders da sich doch nirgends ein stratigraphischer Übergang von der Meeresschichten zu den Kirchberger Schichten beobachten läßt. Nach den hier gegebenen Darlegungen erfolgte nach der Ablagerung der Meeresschichten eine völlige Trockenlegung, dann eine Zeit tief eingreifender Erosion, hierauf ein neuer Vorstoß der alpinen Schuttfuhr in Gestalt der Ablagerung der Graupensande und erst dann von Osten her die neue Meeresschichtenüberflutung, die den Absatz der Kirchberger Schichten mit sich brachte. Daß in der Passauer Gegend nach der Ablagerung der burdigalen Meeresschichten von Ortenburg und vor dem Absatz der „Übergangsbildungen“ und der Oncophoraschichten eine Trockenlegung erfolgte, hat E. KRAUS (1915 I. c. S. 113) durch den Nachweis einer tertiären Verwitterungsbank dargelegt. So kann es uns nicht wundern, daß die Conchylienfauna der Kirchberger Schichten grundverschieden von derjenigen der Meeresschichten ist und so wird auch erst der wichtige Nachweis von DIETRICH und KAUTSKY (91 S. 248) verständlich, daß die Sägerfauna der Kirchberger Schichten einen entschieden jüngeren Charakter bezeugt als die der Meeresschichten. Die Beweisgründe für das Hauptergebnis der beiden Autoren, daß die ganze schwäbische Meeresschichten älter ist als Vindobon, werden durch die hier versuchte, genauere Auseinandersetzung der geologischen Vorgänge sogar beträchtlich verstärkt. Denn es ist nun nicht nur die ganze schwäbische Meeresschichten älter als die dem Horizont von Grund entsprechenden Kirchberger Schichten, sondern es muß auch zwischen beiden Bildungen die Zeit für die Eintiefung der Graupensandrinne und für den Absatz der Graupensande verstrichen sein, so daß die Möglichkeit, daß die schwäbische Meeresschichten bis ins Vindobon hinaufreicht, noch geringer wird.

In den Raum des brackischen Nebenmeeres wurde durch Flüsse hauptsächlich aus älteren tertiären Schichten entnommenes Sandmaterial eingeführt. Die Sande haben durchweg feines Korn, was einen starken Gegensatz zu den Sedimenten des Molassemeeres bildet. Vielleicht darf man hieraus auf eine Zeit verhältnismäßiger tektonischer Ruhe in den benachbarten Alpen schließen. Vielfach setzte sich auch ein mit organischer Beimengung reichlich durchsetzter kalkiger Schlick ab, vergleichbar den Schlickern der heutigen Nordseewatten und der in die Nordsee mündenden Ästuarien. Dies ergab die bituminösen Mergeltone der Kirchberger Schichten.

Die Dauer der brackischen Ablagerungen war gering. Offenbar wurde bald der Zusammenhang mit dem Meer im inneralpinen Wiener Becken unterbrochen und so süßte sich das Nebenmeer völlig aus, wie dies mit allen Übergängen bei Unter- und Oberkirchberg, bei Günzburg und am Hochsträß zu beobachten ist. Die Paludinalschichten, die Cardien- und Dreissensien-schichten gehen in Fischmergeltone und Hydrobienschichten über, die in nur noch schwach gesalzenem Wasser abgesetzt wurden, darüber folgen die Bythinien-schichten mit einer Fauna von Süßwasser-

muscheln und -schnecken, und schließlich finden sich ganz oben im Profil dazu noch die Landschnecken des Sylvanahorizontes eingeschwemmt. Im Südwesten dagegen, auf dem Reyath und bei Engen werden die Kirchberger Schichten durch die groben Geröllmassen der Juranagelfluh zugedeckt.

VI. Die Sylvanaschichten.

Für die Verbreitung der Sylvanaschichten in der Ulmer Gegend ergibt sich aus der bis hierher verfolgten geologischen Geschichte der Landschaft ein deutlicher Hinweis: Sie werden in erster Linie im Bereich der Graupensandrinne zu erwarten sein, da diese Rinne durch die Graupensande und die Kirchberger Schichten noch nicht ganz aufgefüllt war. Dies ist in der Tat der Fall, außerdem finden sich die Sylvanaschichten aber auch im Nordwesten dieser Zone im Bereich der Giengener Meeresmolasse und vielleicht auch im Südosten davon im Bereich der ober-schwäbischen Meeresmolasse. Es lassen sich demnach folgende Bezirke der Sylvanaschichten unterscheiden:

1. Der Donaubezirk im Bereich der Graupensandrinne.
2. Der Heuchlingen-Dischinger Bezirk im Bereich der Giengener Meeresmolasse.
3. Der ober-schwäbische Bezirk im Bereich der ober-schwäbischen Meeresmolasse.

I. Der Donaubezirk.

In den Donaubezirk, den Bereich der alten Graupensandrinne, fallen die wichtigsten Vorkommen des Sylvanahorizontes, nämlich diejenigen vom Tautschbuch, Emerberg, Landgericht und Hochsträß, sowie diejenigen von Oberkirchberg und von Günzburg. Im großen ganzen fällt dementsprechend die Verbreitung der Sylvanaschichten in diesem Bezirk mit der oben geschilderten der Kirchberger Schichten zusammen. Stellenweise, wie am nordöstlichen Hochsträß auf der Strecke Ringingen-Grimmelfingen, und in der Niederstotzinger Donauniederung sind allerdings heute keine Sylvanaschichten über den Kirchberger Schichten zu treffen, da sie durch spätere Erosion entfernt wurden. Dagegen greifen die Sylvanaschichten an anderen Stellen ein ordentliches Stück über das Nordwestufer der Kirchberger Schichten hinaus, so am Tautschbuch und Emerberg nach Schwarz, am Landgericht und Stoffelberg nach Schad (Profile C und D Tafel II l. c. 1908) und wahrscheinlich auch bei Altheim auf dem südlichen Hochsträß.

Als normales Liegendes der Sylvanaschichten erscheinen so im Donaubezirk die Kirchberger Schichten, wie am Landgericht, Stoffelberg, am südlichen Hochsträß, bei Oberkirchberg und bei Günzburg. Im Südwesten kommen nach SCHWARZ (65 S. 21) am Tautschbuch und Emerberg die Sylvanaschichten unmittelbar auf die Graupensande zu liegen, während sich hier nach SCHAD (43 S. 277) wenigstens stellenweise die Kirchberger Schichten dazwischenschieben. Am Hochberg bilden auch nach SCHAD (43 S. 286) die Sylvanaschichten das unmittelbare Hangende der Graupensande. Ich glaube, daß auch an den Punkten, wo die Sylvanaschichten unmittelbar auf Graupensanden liegen, die Kirchberger Schichten einst vorhanden waren, da eine Verbindung zwischen dem Ulmer und dem Reyath-Meißkircher Bezirk der Kirchberger Schichten vorhanden gewesen sein muß, daß sie dort aber noch vor Absatz der Sylvanaschichten entfernt wurden. Da, wo die Sylvanaschichten über die Nordwestgrenze der Kirchberger Schichten übergreifen, kommen sie auf ältere Schichten zu liegen, so in der Altheimer Gegend vermutlich stellenweise

auf Rugulosakalk und am Tautschbuch, Emerberg, Landgericht, Stoffelsberg und nordwestlich von Altheim unmittelbar auf den Malm. Nirgends aber lagern im Donaubezirk die Sylvanaschichten auf burdigalem Marin, weil eben dieses Marin hier schon vor Ablagerung der Graupensande durch Erosion entfernt worden war. Da andererseits die Kirchberger Schichten auf die Graupensandrinne beschränkt sind, so ist die Aufforderung von ROLLIER (30 S. 320) an die schwäbischen Geologen, ihm in einem zusammenhängenden Profil die drei Glieder: Sylvanakalk, brackische Schichten und Marin übereinander zu zeigen, tatsächlich unerfüllbar, sobald man es sich nicht allzu bequem macht, und die Graupensande einfach als Marin ausgibt. Die Unmöglichkeit der ROLLIER'schen Aufforderung Genüge zu tun, war für mich mit ein Motiv, Lagerungsverhältnisse und Verbreitungsgebiete der schwäbischen Tertiärschichten aufs neue zu überprüfen.

Als Hangendes der Sylvanaschichten im Donaubezirk kommen von Tertiärschichten nur noch die altpiozänen Quarzgerölle in Betracht, die auf den Höhen des Emerbergs liegen (F. SCHWARZ 65 S. 5).

Die Mächtigkeit der Sylvanaschichten ist in dieser Zone stellenweise groß. Am Tautschbuch-Emerberg beträgt sie nach SCHWARZ (65 S. 22) auf der Südseite bis 120 m, was auf erneute Landsenkungen hindeutet.

Was die Fossilführung betrifft, so genügt es, darauf hinzuweisen, daß die klassischen Fundorte des Sylvanahorizontes, Mörsingen, Mündingen und Dächingen in dieses Gebiet fallen, so daß sicher Sylvanaschichten in der neueren präziseren Fassung des Begriffes (EHRAT und JOOSS 97 S. 1) (W. WENZ 101 S. 563) vorliegen.

2. Der Heuchlingen-Dischinger Bezirk.

Im Gebiet der Giengener Meeresmolasse treffen wir auf der Ulmer Alb im engeren Sinn keine Sylvanaschichten an. Diese stellen sich erst im Osten gegen die Brenz zu über den Meeressanden ein und zwar zuerst bei Heuchlingen und Dettingen (H. LUTZEIER 95 S. 156). Die Fortsetzung dieser Sylvanaschichten findet sich östlich der Brenz bei Hohenmemmingen, Zöschingen und Dischingen. Nach Süden zu standen diese Ablagerungen wahrscheinlich mit den Sylvanaschichten des Donaubezirks in Verbindung, im Norden bildete die Klifflinie der Giengener Meeresmolasse auch den Strand dieser flachen Süßwasserseen.

Aufgelagert sind die Sylvanaschichten im Heuchlingen-Dischinger Bezirk den Sanden der Giengener Meeresmolasse, wie meine Grabung beim Schratenhof aufs neue nachwies. Die Bemerkung bei ENGEL (42 S. 543), daß bei Hohenmemmingen die Sylvanaschichten unmittelbar den Jurakalk bedecken, ist unzutreffend.

Die Mächtigkeit der Sylvanaschichten ist im Heuchlingen-Dischinger Bezirk nicht bedeutend. Sie läßt sich am besten am Scheuenberg bei Hohenmemmingen ermitteln, wo sie ca. 30 m beträgt (515—545 m n n).

Die Gesteine der Sylvanaschichten östlich der Brenz sind pisolithische Kalke und grünliche Kalkmergel. Sandige Beimengungen scheinen nur in den tiefsten Lagen, die durch Aufarbeitung des Untergrundes der marinen Sande gebildet wurden, vorzukommen. Die Hohenmemminger pisolithischen Kalke hat BERZ (72 S. 339) kurz beschrieben. Im allgemeinen ist die Ähnlichkeit der Sylvanakalke mit den viel älteren Rugulosakalken groß. Ein bezeichnender Unterschied ist aber vorhanden, nämlich der Erhaltungszustand der eingeschlossenen Fossilien. Während in den Sylvanakalken die Schneckenschalen wenig verändert, nur gebleicht und meist von kreidig bröckeliger Beschaffenheit sind, zeigen sich die Schalen in den

Rugulosaschichten stets in festen kristallinischen Kalzit verwandelt. Mit dem höheren Alter der Rugulosakalke ist dieser Unterschied nicht ohne weiteres zu erklären, denn in gewissen Mergeln des Rugulohorizontes kommen Schneckenschalen vor, die einen noch viel rezenten Habitus aufweisen als die der Sylvanakalke. Da es nun sehr schwierig sein dürfte, zu ermitteln, auf welche physikalisch-chemischen Unterschiede in der ursprünglichen Beschaffenheit der Sedimente oder auf welche diagenetischen Vorgänge diese verschiedenen Erhaltungszustände zurückzuführen sind, so erscheinen sie uns vorerst als eine jener „Moden“ der geologischen Formationsstufen, von denen DACQUÉ (74 S. 283) spricht. Bemerkenswert ist dann noch das Vorkommen von Schneckenmumien in den Hohenmemminger Kalken. Es handelt sich um *Helices* und *Limnaea*, die von einer gleichmäßigen, 1 mm dicken, aus feinen konzentrischen Lagen aufgebauten Kalkkruste eingehüllt werden. Auch diese Kalkkrusten werden durch Algenüberzüge bedingt gewesen sein.

Die Fossilien des Heuchlingen-Dischinger Bezirks zeigen, daß auch hier echte Sylvanaschichten in der schärferen Umgrenzung des Begriffes vorliegen (F. GOTTSCHICK und W. WENZ 80). Dies ist nicht mehr so selbstverständlich wie früher, nachdem ich darlegen konnte, daß seit Beginn des Mittelmiozäns die Entwicklung im Bereich der Graupensandrinne und im Gebiet nordwestlich davon verschiedene Wege gegangen war. Jetzt, zur Zeit des Sylvanahorizontes, wurden wieder in beiden Gebieten dieselben Sedimente abgesetzt.

3. Der oberschwäbische Bezirk.

Der oberschwäbische Bezirk gehört nicht mehr in den Rahmen meines Untersuchungsgebiets. Es muß betont werden, daß so typische Sylvanakalke, wie sie im Gebiet der Graupensandrinne und der Giengener Meeresmolasse vorkommen, im oberschwäbischen Bezirk überhaupt nicht bekannt geworden sind. So müssen erst neue paläontologische Untersuchungen den Nachweis liefern, ob auch hier tortonische Sylvanaschichten vorhanden sind, oder ob sich die ganze oberschwäbische obere Süßwassermolasse aus jüngeren, vorwiegend sarmatischen Schichten aufbaut. Jedenfalls ist in Oberschwaben zwischen der Meeresmolasse und der oberen Süßwassermolasse eine Sedimentlücke vorhanden. Darauf weist der sogen. „Albstein“ (ENGEL 42 S. 548, K. BERZ 72 S. 338) hin, ein roter Knollenkalk, der in der Baltringer Gegend das Liegende der oberschwäbischen Süßwassermolasse bildet. Wahrscheinlich ist die Farbe dieses Kalkes auf die Aufnahme von Bestandteilen roter Verwitterungsböden zurückzuführen. Es ist dies eine Stütze der Ansicht, die oben aus der Betrachtung der Verhältnisse der Graupensandrinne gewonnen wurde, daß Oberschwaben nach dem Absatz der Meeresmolasse eine Zeitlang trocken lag. Es ist nur die Frage, ob dieses Freisein von Wasserbedeckung ausschließlich in die Zeit des Absatzes der Graupensande und der Kirchberger Schichten fällt, oder ob es auch noch während der Bildung der tortonischen Sylvanaschichten anhielt, was sich vorerst noch nicht entscheiden läßt. Soviel ist aber schon sichergestellt, daß die Senkung und Schuttauffüllung Oberschwabens kein fortlaufender Vorgang war, sondern daß zur Vindobonzeit eine wichtige Unterbrechung eintrat.

VII. Die sarmatischen Schichten.

Ein sicheres Vorkommen von sarmatischen Schichten ist im Untersuchungsgebiet bekannt geworden: Die Sande von Oggenhausen, 7 km nördlich von Giengen a. Br.

Im Liegenden dieser Sande kommen merkwürdige rote Knollenkalke vor, die gleichfalls sarmatischen Alters sind.

Wenn diese Knollenkalke auch räumlich nahe an die Sylvanaschichten herantreten, so besteht doch der große Unterschied in der Lage, daß sie sich nicht wie diese am Fuß des Küstenkliffs der Giengener Meeresmolasse ausbreiten, sondern oberhalb nordwestlich desselben. Infolgedessen besitzen sie auch eine ziemlich beträchtliche Höhenlage von ca. 550—600 m n.n. Aufgeschlossen sind die Knollenkalke gegenwärtig an der Straße im Dorf Oggenhausen und im Liegenden der Formsandgrube an der Straße nach Nattheim. Ausgezeichnet sind ferner neuerdings die Knollenkalke nördlich von Staufen am Südhang der Flur Lampen in einer Höhe von 550 m n.n., nahe bei dem dortigen Vorkommen von dem Marin der Klifflinie, erschlossen. Das Liegende der Knollenkalke bildet der obere weiße Jura, das Hangende in der erwähnten Formsandgrube die Oggenhauser Sande und westlich von Oggenhausen Grieskalke, die ich dort allerdings nicht als so geschlossene Decke vorfand, wie es das Blatt Giengen der Geogn. Karte 1:50000 verzeichnet, sondern nur in einzelnen Blöcken. Was die petrographische Beschaffenheit der Kalke anbelangt, so sind irgend welche Fremdkörper von kaum sichtbaren Dimensionen bis zu etwa 15 cm Durchmesser von zahlreichen feinen roten Kalkschalen überkrustet, und die so gebildeten, bald kugelförmigen, bald ganz unregelmäßig gestalteten Knollen werden durch ein dichtes, lebhaft rotes oder auch weißes Kalkbindemittel zu einem festen Gestein verkittet. Wodurch sich diese Knollenkalke von andern ähnlichen, wie z. B. dem oberschwäbischen „Albstein“, unterscheiden, das ist die Beschaffenheit der Einschlüsse. Diese bestehen vornehmlich aus eckigen Brocken von weiß Jura ϵ und weiß Jura ζ , die Durchmesser bis 15 cm erreichen und selbst dann noch von feinen Kalkkrusten umhüllt werden. Diese Kalkkrusten sind bei den großen Einschlüssen allerdings vielfach unsymmetrisch ausgebildet, indem sie auf einer Fläche derselben ganz schwach bleiben, auf sämtlichen anderen dagegen zu größerer Dicke anschwellen. Die Fläche mit der schwachen Überkrustung ruhte wahrscheinlich während des Transports vorwiegend auf dem Grund auf. Außer den Kalken finden sich unter den Einschlüssen reichlich schwarze kantige und runde Malmfeuersteine und massenhaft Bohnerzkügelchen. Die Bohnerzkügelchen zeigen durch die Art, wie sie in der kalkigen Grundmasse liegen, an, daß sie als fertig gebildete Fremdbestandteile von dieser Grundmasse umhüllt wurden. Die Entstehung dieser Bohnerze ist älter als die der Knollenkalke. In der Grundmasse der Knollenkalke finden sich häufig weißschalige *Helix*-Bruchstücke. Es gelang mir, ein wohlerhaltenes Schalenexemplar einer *Cepaea sylvestrina* SCHLOTH. aufzufinden. Demgemäß ist das Alter der Knollenkalke sarmatisch. Die alten Bestimmungen von O. FRAAS,¹⁾ dessen Originale nicht mehr aufzufinden sind, sind dadurch hinfällig geworden. Was die Entstehung der Knollenkalke anlangt, so ist sicher, daß sie in erster Linie aus dem wenig aufgearbeiteten Material alter Verwitterungsböden, von deren Bedeutung in diesem Gebiet die nahen Nattheimer Bohnerzgruben Zeugnis ablegen, zusammengesetzt sind. Die großen, allseitig umkrusteten Malmkalkbrocken scheinen für die Mitwirkung stärkerer Transportkräfte zu sprechen. So wird das Ganze wohl als eine Art von Bachschutt aufgefaßt werden dürfen, dessen einzelne Bestandteile unter der Mitwirkung von Süßwasseralgen umkrustet wurden.

Die Oggenhauser Formsande bilden das auf Blatt Giengen der geognostischen Spezialkarte mit Tx bezeichnete Sediment zwischen Oggenhausen und Nat-

¹⁾ Begleitworte zum Atlasblatt Giengen S. 11.

heim. Alle andern auf Blatt Giengen mit Tx bezeichneten Sande haben mit den Oggenhauser Formsanden nichts zu schaffen, sondern gehören den Feinsanden der Giengener Meeresmolasse an. Das Liegende der Formsande wird bei ca. 600 m n n von den oben besprochenen Oggenhauser Knollenkalken gebildet. Im Hangenden lagert sich keine tertiäre Schicht mehr auf. Die Mächtigkeit der Sande beträgt mindestens 6 m.

Die Farbe der Sande ist hell grüngelb. Doch sind keine Glaukonitkörner in den Sanden nachzuweisen. Die Sande sind im wesentlichen aus Quarz und Muskovit zusammengesetzt. An dritter Stelle steht Biotit mit nachträglichen Brauneisenausscheidungen. An Schweremineralien fanden sich: Turmalin, Epidot, Granat, Disthen, Rutil, Zirkon, Erz und etwas grüne Hornblende. Es ist wieder der alpine Mineralbestand mit dem für Flußsande bezeichnenden Zurücktreten der Hornblendemineralien. Die Sande sind ziemlich feinkörnig. Eine Probe wies einige Muskovitblättchen über 1 mm Durchmesser auf, 11% des Materials hatten Durchmesser von 0,5–1 mm und 89% solche unter 0,5 mm. Im Vergleich mit den Feinsanden der Giengener Meeresmolasse, deren Korngröße fast ganz unter 0,5 mm bleibt, sind die Oggenhauser Sande also etwas grobkörniger. Stellenweise finden sich in den Sanden Lagen mit aus der Aufarbeitung des Liegenden stammenden Brocken von gebleichten Knollenkalken. Diese Brocken sind durch ein sandiges Bindemittel zu einem festen konglomeratischen Gestein verbacken. Abgesehen von diesen Zwischenlagen sind die Oggenhauser Sande kalkfrei und unterscheiden sich dadurch scharf von den benachbarten Feinsanden der Giengener Meeresmolasse, deren Kalkgehalt stets beträchtlich ist.

Die Sande sind fossilarm. Doch fanden sich in ihnen einige Säugetierreste, die in der Naturaliensammlung in Stuttgart liegen. Es sind nach ENGEL (42 S. 560) folgende Formen: *Rhinoceros* sp., *Amphicyon* sp., *Amphicyon maior* BLAINV., *Mastodon angustidens* CUV., *Dinotherium bavaricum* H. v. MEY.

Nach den Proboscidiern gehören die Sande zur sarmatischen Stufe. Die Bezeichnung Dinotheriensande vermeidet man am besten, um nicht eine Verwechslung mit den pliozänen Eppelsheimer Dinotheriensanden mit *Dinotherium giganteum* KAUP. hervorzurufen.¹⁾

Nach allen Anzeichen sind die Oggenhauser Sande Flußablagerungen. Nur ist die Herkunft dieser Flußsande wegen ihrer hohen Lage bei 600 m n n nicht ohne weiters ersichtlich. Da das Material der Sande wie die Schweregemengteile lehren, alpin ist, kann es nur den Alpen oder umgelagerten älteren tertiären Sedimenten des Alpenvorlandes entstammen. Also muß der Fluß aus dem Süden gekommen sein. Es finden sich ja auch ähnliche Sande mit denselben Säugetierresten im sarmatischen Flnz der oberbayrischen Hochebene häufig genug. Um in das Oggenhauser Gebiet zu gelangen, mußte ein von Süden zuströmender Fluß aber über die Klifflinie der Giengener Meeresmolasse hinweg. Will man nicht ganz hypothetische jüngere Erdbewegungen längs der Klifflinie annehmen, so wird man zu dem Schluß geführt, daß zur sarmatischen Zeit das Vorland südlich der Klifflinie völlig durch tertiäre Sedimente aufgefüllt war, so daß ein von Süden kommender Fluß die begrabene Klifflinie glatt überschreiten konnte. Hieraus erhellt wieder, daß, wie schon betont, die Klifflinie nicht die ganze Zeit seit ihrer Bildung

¹⁾ Die Stellung der Oggenhauser Sande ins Pliozän durch E. FRAAS (Begleitworte z. geognost. Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Aalen. II. Aufl. Stuttgart 1912 S. 22) ist unbegründet.

ein Zug der Oberfläche war, sondern daß sie erst wieder durch nachsarmatische Denudation aufs neue teilweise herauspräpariert worden ist.

Nicht nur im Gebiet der Brenz war die Zeit der sarmatischen Stufe eine Epoche der Auffüllung in großem Umfang, sondern wahrscheinlich im ganzen Untersuchungsgebiet. Darauf weist vor allem die hohe Lage der altpliozänen Quarzschotter in der Umgebung von Ulm. Diese hohe Lage durch jüngere Verwerfungen längs der Donaulinie zu erklären, geht deshalb nicht an, weil sich weder Verwerfungen dieser Art, noch dann an der Donaulinie zu erwartende, tiefer gesenkte Quarzschotter nachweisen lassen. So wird man der Auffassung von E. FRAAS zustimmen können, die er 1911 in seinem Profil 3 zum Ausdruck bringt, daß zur Zeit des Absatzes der altpliozänen Quarzschotter das ganze Gebiet der alten Graupensandrinne bis zur Höhe des heutigen Hochsträsses mit obermiozänen Sedimenten aufgefüllt war. Diese wohl meist lockeren Sedimente sind allerdings durch spätere Denudation fast restlos entfernt worden. Wahrscheinlich stellen die über den Sylvanaschichten des südlichen Hochsträsses bei Altheim liegenden 8,6 m kohlenführenden Tone und glimmerhaltigen Sande Reste solcher sarmatischer Sedimente dar.

VIII. Die altpliozänen Quarzschotter.

Diese Schotter wurden 1904 von W. O. DIETRICH (36) im Zusammenhang von Immendingen bis Ulm beschrieben, und ihr wichtigstes Vorkommen im Untersuchungsgebiet auf dem oberen Eselsberg bei Ulm wurde neuerdings von A. SAUER (76) und W. O. DIETRICH (92) geschildert. Ich habe dem nur wenige Bemerkungen beizufügen.

Die Schotter liegen diskordant bald auf dem oberen weißen Jura (Oberes Donauebiet), bald auf Ulmer Schichten (Klingenstein), bald auf dem Marin der Giengener Meeresmolasse (Ermingen, Eselsberg bei Ulm), bald auf Sylvanaschichten (Emerberg). DIETRICH schreibt nun (92 S. 327): „Wir haben also auf dem oberen Eselsberg die Kieselschotter anscheinend in derselben engen Verknüpfung mit dem »Marin«, wie überall im Ulmer Gebiet (Ermingen, Grimmelfingen, Markbronn-Dietingen usw.).“ Diese Stelle muß den Eindruck erwecken, daß die Kieselschotter ganz ebenso, wie sie auf den zur Giengener Meeresmolasse gehörigen Vorkommen von Ermingen und vom Eselsberg liegen, auch den Graupensanden bei Grimmelfingen aufgelagert sind. Nun findet man zwar am nordöstlichen Hochsträß in der verlehnten Zone im Hangenden der Graupensande vereinzelte bis faustgroße Kieselgerölle von der Art der auf den Höhen liegenden Schotter. Diese vereinzelt Gerölle sind aber im Vergleich zu den mächtigen Schotterlagern auf den Höhen des Hochsträsses, die dort auf Rugulosakalken und Giengener Meeresmolasse lagern, so spärlich, daß es meines Erachtens zweifellos ist, daß sie nur durch Gekriech von den Schotterlagern der Höhen nachträglich herabgekommen sind. Wie oben dargelegt, konnten die altpliozänen Gerölle nur auf die Hochflächen zu beiden Seiten des Blautals gelangen, wenn die alte Graupensandrinne durch obermiozäne Sedimente völlig eingedeckt war. Dann konnten aber die Kieselschotter unmöglich zugleich in primärer Lagerung auf die Graupensande zu liegen kommen.

Die Kieselschotter vom Eselsberg wurden von mir auf Schweremineralien geprüft. Zu diesem Zweck wurde eine abgeseibte Probe der Schotter mit Salzsäure behandelt bis die reichliche Brauneisenbeimengung in Lösung gegangen war. Aus

dem so erhaltenen, rein weißen, hauptsächlich aus Quarz bestehenden Mineralpulver wurden dann auf die übliche Art mit Bromoform die Schweremineralien abgetrennt. Es fanden sich ziemlich reichliche und große Schweremineralien. Besonders traten Turmalin- und Andalusitkristallbruchstücke hervor. Ferner war Granat, Epidot, Disthen, Rutil, Zirkon, Titaneisenerz und etwas grüne Hornblende vertreten. Die Schweremineralien zeigen, daß die Zerstörung der schwer angreifbaren Silikate in den Schottern doch noch nicht so weit vorgeschritten ist, wie man nach den makroskopischen Befunden vielleicht vermuten könnte. Findet sich doch sogar noch etwas Hornblende. Ferner bestätigen die Schweremineralien die durch die SAUER'sche und die neue DIETRICH'sche Arbeit gewonnene Anschauung, daß in den Eselsbergschottern „die alpine Komponente über die Schwarzwälder überwiegt.“

Ein Umstand verdient noch hervorgehoben zu werden: das außerordentlich grobe Korn der Schotter. Faustgröße kann man als den Durchschnitt annehmen, selbst Kopfgröße wird erreicht (W. O. DIETRICH 36 S. 18). Durch dieses grobe Korn treten die Schotter in einen starken Gegensatz zu sämtlichen älteren Tertiärsedimenten der Gegend und nähern sich den diluvialen Schottern. W. SÖRGEL (102) hat neuerdings auf die Bedeutung der groben diluvialen Schotterführung im Mittellauf der thüringischen Flüsse im Gegensatz zu den feinkörnigeren, oberpliozänen Schottern der dortigen Gegend hingewiesen. Nach den einleuchtenden Darlegungen SÖRGELS ist die dortige grobe diluviale Schotterführung in erster Linie klimatisch bedingt, eine Folge des glazialen Klimas mit vorwiegend mechanischer Verwitterung. Diese Erklärung ist aber auf die altpliozänen Schotter der Ulmer Gegend nicht anwendbar, denn im Altplozän ist ja ein glaziales Klima nicht vorauszusetzen. Nun könnte man denken, es hätten eben damals ähnliche Verhältnisse geherrscht, wie heute auch, wo ja Iller und Donau Schotter von derselben Korngröße reichlich führen. Diese Vorstellung ist aber deshalb unzutreffend, weil aller Wahrscheinlichkeit nach die Gerölle im heutigen Donau- und Illerbett bei Ulm der Hauptsache nach umgelagerte diluviale Schotter sind. So werden zur Deutung der pliozänen Kieselschotter der Ulmer Gegend besondere tektonische Ereignisse und zwar wahrscheinlich beträchtliche Hebungen im Oberlauf beigezogen werden müssen. Nun haben ja auch in der Tat die Alpen im Altplozän, der pontischen Stufe, ihre letzte große Aufrichtung erfahren. Die Sammelader am Südostrand der Albplatte behielt dagegen ihr früheres schwaches Gefälle gegen Osten zu bei, und so erlahmten die Zuflüsse aus den Alpen, welche dank der im Oberlauf erfolgenden lebhaften Hebung massenhaft grobe Gerölle führten, sobald sie in den Bereich dieser Sammelader kamen und bauten dort Schotterfelder auf.

Dies führt zu der Frage, ob diese Schotterfelder heute noch dasselbe Gefälle aufweisen, wie zur Zeit ihrer Ablagerung. DIETRICH (92 S. 328) meint, eine Schiefstellung der Ulmer Alb nach Ablagerung der Schotter wäre nicht zu erweisen. Nun liegen die Schotter heute zwischen Hausen und Justingen oberhalb von Schelklingen bei 720 m n.n. und 20 km östlich davon auf dem oberen Eselsberg bei Ulm bei 610 m n.n. Da nun verschiedene Schottervorkommen zwischen diesen beiden Punkten zeigen, daß sie wahrscheinlich alle zu einer einheitlichen Schotterablagerung gehören, so ergibt sich für dieselbe ein Gefälle von 5,5‰ gegen Osten. Ein solches Gefälle wäre für einen aufschotternden Fluß ein ganz ungewöhnlich hohes. So fand z. B. beim Rhein, als sein Gefälle zwischen Basel und der Neckarmündung durch die Flußkorrektur des 19. Jahrhunderts von 0,43 auf nur 0,56‰

erhöht worden war, in der Basler Gegend durchaus keine Aufschotterung mehr statt, sondern eine so lebhaftere Erosion, daß die Rheinsohle um 3 m vertieft wurde.¹⁾ So scheint mir die Annahme, daß das Gefälle der Kieselschotter von 5,5‰ im wesentlichen durch spätere Krustenbewegung erzeugt wurde, unabweisbar. Diese Annahme wird bekräftigt durch einen Blick auf das von DIETRICH 1904 gegebene Schaubild des pliozänen Donaulaufes (36 S. 25). Deutlich zeigt sich darauf bei Schelklingen eine starke Abknickung des bis dahin regelmäßig schwachen Gefälles. Da nun das Gefälle der ganzen Giengener Platte fast dasselbe ist wie das der Kieselschotter, darf man schließen, daß die Giengener Platte ihre Aufrichtung vornehmlich erst nach Ablagerung der altpliozänen Schotter erfahren hat. Da ferner beim Beginn der Diluvialzeit, wie die Lage der altdiluvialen Schotter im Illertale zeigt, die heutige Ulmer Landschaft in ihren Grundzügen fertig vorlag, so müssen die Erdbewegungen, welche die räumliche Lage und die Höhenverhältnisse der heutigen Ulmer und Giengener Alb schufen, in die Pliozänzeit fallen.

Gleichzeitig mit der Aufrichtung des Gebiets erfolgte die Eintiefung der Mäander des oberen Donautals, des Schmiech-Ach-Blautals und des Brenztals. Man könnte geneigt sein, dem mächtigen Brenztal, dem bei der Herausbildung des schwäbischen Flußnetzes eine wichtige Rolle zufiel (A. SCHMIDT 99 S. 56), ein höheres Alter zuzuschreiben. Aber die auf den Höhen 120 m oberhalb des Tales bei 600 m nn gelegenen Oggenhauser Sande, deren Material aus Süden beigeführt wurde, beweisen eindeutig, daß seine Eintiefung jünger als sarmatisch sein muß. Auch das Egautal bei Dischingen, dem O. FRAAS²⁾ seinerzeit sogar ein vortertiäres Alter zuschreiben wollte, kann erst nach der Rieskatastrophe in den Vorriesschutt, die Sande der Giengener Meeresmolasse und den ungestörten Jura eingeschnitten sein. Ebenso kann das untere Wörnitztal, da es gleichfalls tief in den Vorriesschutt eingesenkt ist, erst nach der Rieskatastrophe gebildet worden sein.

Die Bildung der heutigen Täler in unserm Gebiet kann demnach ausnahmslos nicht weiter zurückreichen als bis in die Sarmatische Zeit und wird wahrscheinlich nicht älter als pliozän sein.

Im Zusammenhang mit der pliozänen Talbildung erfolgten umfangreiche Ausräumungen der sarmatischen Sedimente im Gebiet der Graupensandrinne. Diese Ausräumungen gingen schließlich so weit, daß die Donau zu einem Zeitpunkt, der noch näher festzulegen ist, da die diesbezüglichen Ergebnisse von J. SCHAD (54) nicht als endgültig betrachtet werden können, ihren in harter Arbeit geschaffenen Weg durch die Jurakalke über Schelklingen und Blaubeuren verließ und nun wieder von Riedlingen bis Dillingen der Senke folgt, welche einst an der Wende der burdigalen zur vindobonensischen Zeit ausgetieft wurde.

Zum Schluß sei hier noch ein Überblick über die verschiedene Gestaltung des Tertiärprofils im Bereich der Graupensandrinne und in den südöstlich und nordwestlich von ihr gelegenen Bezirken gegeben.

¹⁾ Die Vertiefung der Rheinsohle bei Basel. Zeitschrift d. Gesellschaft f. Erdkunde in Berlin. 1916. Nr. 2.

²⁾ O. FRAAS, Begleitworte zu Blatt Giengen der geognost. Spezialkarte von Württemberg. S. 4.

	Oberschwäbisches Gebiet	Graupensandrinne	Gebiet der Giengener Meeresmolasse
Altpliozän	—	—	Quarzsotter (Eselsberg u.s.w.)
Sarmatisch	Obere Süßwassermolasse (Heggbach u.s.w.)	Sarmatische Sedimente (größenteils wieder entfernt)	Sarmatische Sande (Oggenhauseu) Riesschutt
Vindobon	Tortonisch { ?Sylvanaschichten („Albstein“ von Baltringen)	Sylvanaschichten (südlich. Hochsträß u.s.f.)	Sylvanaschichten (Hohenmemmingen)
	—	Kirchberger Schichten	Abtragung
	—	Grimmelfinger Graupensande	Abtragung
Oberstes Burdigal	Baltringer Muschelsandstein	Abtragung	Giengener Meeresmolasse
Burdigal	Tiefere Schichten der Oberschwäbischen Meeresmolasse	—	Abtragung
Aquitän	Untere Süßwassermolasse	Reduzierte Ulmer Schichten	Ulmer Schichten
Mittleres und älteres Oligozän	—	Ramondischichten	Spalten von Arnegg, Örlingen u.s.w.
Eozän	—	—	Spalten von Mähringen und Bachhagel

Zusammenfassung.

Die geologische Geschichte des Untersuchungsgebiets während der Tertiärzeit läßt sich kurz folgendermaßen darstellen:

Kreidezeit: Schwache Denudation und Erosion der Juraoberfläche. Roterde- und Bohnerzbildung.

Paläozän und Eozän: Spaltenbildungen. Hauptperiode der Bohnerzbildung. Füllung der Spalten mit Sinterkalken und Bohnerzen.

Älteres und mittleres Oligocän: Fortgang der Spaltenfüllungen mit Sinterkalken und Roterden. — Bildung der Ramondikalke der Ehinger Gegend.

Aquitän: Geosynkлинаles Einsinken Oberschwabens. Damit verbunden Absenkung der Ulmer Platte gegen Südost durch ein System paralleler Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen. Auffüllung der präaquitanen Talsenken und der absinkenden Ulmer Platte mit den Süßwasserbildungen der Omphalosagdaschichten Wenz = Ulmer Schichten Jooss. Alpine Schuttfuhr reicht bis ins Ulmer Gebiet. — Ende der Aquitänzeit, Trockenlegung, schwache Denudation.

Burdigal: Weitere Einmündung der oberschwäbischen Geosynklinale führt zum Einströmen des Molassemeeres, das dann vom Alpenrand immer weiter gegen Norden rückt. Letzte Phase: ein schmaler Meeresarm mit Südufer bei Balt-

- ringen, Nordufer an der Klifflinie Temmenhausen-Dischingen-Brünnsee. Ende der Burdigalzeit: Völlige Trockenlegung des Molassemeeres, das nach Westen und Osten zurückgedrängt wird. Ansteigen des Landes. Hierdurch bedingt Eintiefung eines mächtigen Flußtales von der Schaffhauser bis in die Dillingener Gegend.
- Vindobon: Absatz der Graupensande in der so geschaffenen Rinne. Erneutes Absinken des Landes. Hierdurch verursacht Vordringen des Meeres von Osten aus dem Wiener Becken. Bildung der Kirchberger Schichten im Bereich der Graupensandrinne. Unmittelbar daran anschließend Absatz der Sylvaniaschichten im Gebiet der Graupensandrinne und der Giengener Meeresmolasse.
- Sarmatisch: Rieskatastrophe. — Wiedereinsetzen der geosynklinalen Absenkung Oberschwabens. Großartige Auffüllung mit Süßwassersedimenten in Oberschwaben, im Gebiet der Graupensandrinne und der Giengener Meeresmolasse.
- Altplozän: Letzte große Alpenfaltung. Hierdurch bedingt Zufuhr von grobem Schottermaterial an die Donaulinie. — Einsetzen der Erdbewegungen, die dann im weiteren Verlauf des Plozäns zur Aufrichtung der Alb und der dadurch bedingten Schiefstellung der Giengener Platte und dem gleichzeitig damit erfolgenden Eintiefen der Mäandertäler, sowie zu umfangreichen Ausräumungen im Gebiet der Graupensandrinne führen.

Literatur.

- Generalkarte von Württemberg und Teilen der angrenzenden Länder 1:200 000. Blatt IV Ulm (hier beigegeben).
- Topographischer Atlas von Württemberg 1:50 000. Blatt 28 Giengen.
- Topographischer Atlas von Württemberg 1:25 000. Blatt 113 Blaubeuren. — Blatt 114 Bermaringen. Blatt 115 Langenau. — Blatt 125 Schelklingen. — Blatt 126 Ulm.
- Topographischer Atlas von Bayern 1:25 000. Blatt 488 Bissingen. — Blatt 490 Donauwörth. — Blatt 515 Zöschingen. — Blatt 516 Wittislingen. — Blatt 517 Hochstädt. — Blatt 544 Gundelfingen.
- Geognostischer Atlas von Württemberg 1:50 000 mit Begleitworten. Nr. 20 Blatt Bopfinger 2. Aufl. 1919. E. FRAAS. — Nr. 27 Blatt Heidenheim. 1867. O. FRAAS. — Nr. 28 Blatt Giengen. 1866. O. FRAAS, DEFFNER. — Nr. 34 Blatt Blaubeuren. 1871. QUENSTEDT-HILDENBRAND. — Nr. 35 Blatt Ulm. 1866. O. FRAAS. — Nr. 36 Blatt Rammingen. 1866. O. FRAAS. — Nr. 40 Blatt Riedlingen. 1888. O. FRAAS. Nr. 41 Blatt Ehingen. 1876. QUENSTEDT-HILDENBRAND. — Nr. 42 Blatt Laupheim. 1876. QUENSTEDT-HILDENBRAND.
- Geologische Spezialkarte von Württemberg 1:25 000. Blatt 179 Friedrichshafen Oberteuringen mit Erläuterungen. M. BRÄUHÄUSER. 1915.
- Geognostische Karte des Königreichs Bayern 1:100 000. Blatt XV Ingolstadt mit Erläuterungen. C. W. v. GÜMBEL. 1889. — Blatt XVI Nördlingen mit Erläuterungen. C. W. v. GÜMBEL. 1889.
- Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden 1:25 000. Nr. 145 Blatt Wiechs-Schaffhausen mit Erläuterungen. F. SCHALCH. 1916.
1. 1839. LEUBE G. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Ulm.
 2. 1852. KRAUSS F. Die Mollusken von Kirchberg a. Iller. Württ. Jahresh. VIII. 1852.
 3. 1871. MILLER K. Das Tertiär am Hochsträß. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Bd. 27.
 4. 1871. PROBST. Fossile Meeres- und Brackwasserkonchylien nebst Vergleichung der Schichtenfolge. Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturk. in Württ. Bd. 27.
 5. 1877. REGELMANN C. Trigonometrische Höhenbestimmungen und Notizen über den Gebirgsbau für

- die Atlasblätter Ehingen, Laupheim und Riedlingen. Württ. Jahrbücher für Statistik und Landeskunde. Jahrg. 1877.
6. 1877. MILLER K. Das Molassemeer in der Bodenseegegend. VII. Heft der Schr. d. Ver. f. Gesch. des Bodensees u. seiner Umgebung.
 7. 1881. SCHALCH F. Über einige Tertiärbildungen der Umgebung von Schaffhausen. Neues Jahrb. f. Min. usf. Jahrg. 1881.
 8. 1883. MANGOLD K. Die Brackwassermolasse der Holzstöcke. Jahresh. d. Ver. f. Mathem. u. Naturw. in Ulm. 2. 1883. S. 38—46.
 9. 1887. GÜMBEL C. W. v. Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottmang. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. Math.-phys. Kl. 1887. S. 221—325.
 10. 1888. AMMON L. v. Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. Geogn. Jahresh. 1888. S. 1—22.
 11. 1890. LINDEN Gräfin v. Die Indusienkalke der Hürbe. Ber. d. Oberrh. geol. Ver. 1890.
 12. 1891. GÜMBEL C. W. v. Geognostische Beschreibung des Königr. Bayern. 4. Bd.: Fränkische Alb.
 13. 1892. SUSS E. Das Antlitz der Erde. 1. Bd.
 14. 1893. WALTHER J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893.
 15. 1894. GÜMBEL C. W. v. Geologie von Bayern II. Bd. Geologische Beschreibung von Bayern.
 16. 1895. RZEHA A. Die Fauna der Oncophoraschichten Mährens. 31. Bd. der Verhandl. d. naturf. Ver. in Brünn.
 17. 1894. PENCK A. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
 18. 1895. SCHALCH F. Über ein neues Vorkommen von Brackwassermolasse (Kirchberger Schichten) bei Anselfingen unweit Engen im Hegau. Mitt. d. bad. geol. Landesanstalt III Heft 2, S. 151—223.
 19. 1896. RÜHL F. Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayrisch-Schwaben. 32. Ber. d. naturw. Ver. Schwaben und Neuburg.
 20. 1897. FRAAS E. Die geologischen Verhältnisse des Oberamts Ulm. Herausgegeben vom württemb. statist. Landesamt 1897.
 21. 1899. KOKEN E. Geologische Studien im fränkischen Ries. I. N. Jahrb. f. Min. usf. Beil.-Bd. XII S. 477—534.
 22. 1900. ROLLIER L. Vorläufige Notiz über das Alter des Sylvanakalks. Zentralbl. f. Min. usf. 1900.
 23. 1900. KOKEN E. Bemerkungen über das Tertiär der Alb. Zentralbl. f. Min. usf. 1900. S. 45 usf.
 24. 1901. BRANCO W. und FRAAS E. Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abhandl. d. preuß. Akad. d. Wissensch. 1901.
 25. 1902. SCHLOSSER M. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geol. pal. Abhandl. Bd. V. Heft 3.
 26. 1902. KOKEN E. Geologische Studien im fränkischen Ries. II. N. Jahrb. f. Min. usf. Beil.-Bd. 15. 1902. S. 422—472.
 27. 1903. KNEBEL W. v. Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 55. Bd. 1903. S. 23—42.
 28. 1903. KNEBEL W. v. Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 55. Bd. 1903. S. 236—295.
 29. 1903. MILLER K. Zu ROLLIER, Das Alter des Sylvanakalkes. Centralbl. f. Min. 1903.
 30. 1903. ROLLIER L. Über Diskordanzen im schwäbischen Tertiär. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellschaft Zürich. 1903. S. 307—320.
 31. 1903. BRANCO W. v. Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. Abhandl. d. preuß. Akad. d. Wissensch. 1902.
 32. 1903. AMMON L. v. Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten im Ries. Geogn. Jahresh. 16. Jahrg. 1903.
 33. 1903. ABEL O. Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. d. k. k. geol. Landesanstalt 1903. Bd. 53.
 34. 1904. KRANZ W. Stratigraphie und Alter der Ablagerungen bei Unter- und Oberkirchberg, südlich Ulm a. D. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1904. S. 481 ff.
 35. 1904. BRÄUHÄUSER M. Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend. Neues Jahrb. f. Min. usf. 19. Beil.-Bd. S. 85—151.
 36. 1904. DIETRICH W. O. Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm. Neues Jahrb. f. Min. usf. Jahrg. 1904. 19. Beil.-Bd. S. 1—39.
 37. 1905. KRANZ W. Geologische Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm. Jahresh. der Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1905.
 38. 1905. AMMON L. v. Die Scheuerfläche von Weilheim in Schwaben. Geogn. Jahresh. 18. Jahrg. 1905.

39. 1907. MAHLER K. und MÜLLER W. Über den geol. Aufbau des Hochsträsses bei Ulm a. D. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 1907.
40. 1907. BRANCA W. und FRAAS E. Die Lagerungsverhältnisse bunter Brekzie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. Abhandl. d. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1907.
41. 1907. MILLER K. Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 1907.
42. 1908. ENGEL Th. Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. Stuttgart 1908.
43. 1908. SCHAD J. Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs am Landgericht und Hochsträß. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1908. S. 249—304.
44. 1908. KRANZ W. Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg usf. Centralbl. f. Min. usf. 1908. S. 558ff.
45. 1908. REGELMANN C. Gibt es einen Abbruch der Juratafel am Donautalrand bei Ulm? Bericht über die Versammlung des Oberrhein. geol. Vereins. 41. Vers. Karlsruhe 1909. S. 39—51.
46. 1909. REGELMANN C. Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. Bericht über die Versammlung des Oberrhein. geol. Vereins. 42. Vers. S. 43—63.
47. 1909. SUSS E. Das Antlitz der Erde. III. Bd. Wien 1909.
48. 1911. FRAAS E. Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 1911. S. 535—548.
49. 1911. KRANZ W. Das Nördlinger Riesproblem (I). Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. I. H. 2. 1911. S. 32—35.
50. 1911. BRANCA W. und FRAAS E. Abwehr der Angriffe W. KRANZ' gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffende Arbeiten. Centralbl. 1911. S. 450—457, 469—477.
51. 1911. KRÜMMEL O. Handbuch der Ozeanographie. Bd. I u. II. Stuttgart 1911.
52. 1911. KRANZ W. Das Alter der Sylvaniaschichten. I. u. II. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. I. 1911. Heft 2 S. 36—40 u. Bd. II 1912. Heft 1 S. 11—18.
53. 1911. REGELMANN C. Zur Tektonik der schwäbischen Alb. Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. 1. 1911. Heft 2 S. 29—31.
54. 1912. SCHAD J. Zur Entstehungsgeschichte des oberen Donautals von Tuttingen bis Scheer. Jahresbericht u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. 2. 1912. Heft 1 S. 127—152.
55. 1912. DIETRICH W. O. Zur Entstehungsgeschichte des oberen Donautals von Tuttingen bis Scheer. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. 2. 1912. Heft 3 S. 14—16.
56. 1912. FRAAS E. Neues Tertiärvorkommen bei Temmenhausen, O.-A. Blaubeuren. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 67. Jahrg. 1912.
57. 1912. LÖFFLER R. Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 68. Jahrg. 1912. S. 107—151.
58. 1912. RECK H. Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1912. S. 340—345.
59. RECK H. Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Licht der DAVIS'schen Cyklus-Theorie. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1912. S. 173—184.
60. 1912. JOOSS C. Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken aus dem Ries. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1912. S. 159—174.
61. 1913. KRANZ W. Das Nördlinger Riesproblem. II. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge II. Heft 1. 1913. S. 79—86.
62. 1913. BRANCA W. v. Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1913. S. 245—278.
63. 1913. SCHAD J. Zur Entstehungsgeschichte des oberen Donautals. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. 3. 1913. Heft 2 S. 11—21.
64. 1913. SCHAD J. Die Grenze des mitteloligozänen Meeres in Schwaben. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. 3. 1913. Heft 2 S. 22—27.
65. 1913. SCHWARZ F. Beschreibung des Tertiärs im Tautschbuch-Emerberg Gebiet. Dissertation. Tübingen 1913.
66. 1914. KRANZ W. Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken. Monatsber. Deutsch. geol. Ges. 1914. S. 9—20.
67. 1914. SCHALOH F. Das Tertiärgebirge auf dem Reyath, Kanton Schaffhausen. Mitteil. d. bad. geol. Landesanstalt. VII. Bd. 1914. S. 701—733.
68. 1915. SCHNEID Th. Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. 2. Hälfte. Geogn. Jahresh. 28. Jahrg. 1915. S. 1—61.

69. 1915. KRAUS E. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern a. Donau. Geogn. Jahresh. 28. Jahrg. 1915. S. 91—168.
70. 1915. DIETRICH W. O. Kein marines Oligozän in Schwaben. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1915. S. 669 u. 670.
71. 1915. MOOS A. Neue Aufschlüsse in den brackischen Tertiärschichten von Grimmelfingen bei Ulm. Jahresb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1915. S. 270—275.
72. 1915. BERZ C. Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1915. S. 276—343.
73. 1915. WENZ W. Die Öpfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. Bd. 5. Jahrg. 1915/16. S. 162—196.
74. 1915. DACQUÉ E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
75. 1915. LÖFFLER K. Die Formen der schwäbischen Alb und ihr Einfluß auf die Besiedelung auf Grund von Beobachtungen auf der südwestl. Alb. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1915. S. 145—247.
76. 1916. SAUER A. Über die pliozänen Donauschotter des Eselsbergs bei Ulm. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1916. S. XXXVIII—XL.
77. 1916. MENGELE K. C. 1. geognostisches Sammelblatt v. Dillingen a. D. mit Umgebung. 1916.
78. 1916. CLOOS H. Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. Rundschau. Bd. 7. 1916. S. 42 ff.
79. 1916. STILLE H. Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1916. S. 269 ff.
80. 1916. GOTTSCHICK F. und WENZ W. Die Sylvanaschichten von Hohenmemmingen und ihre Fauna. Nachrichtenbl. d. deutsch. malakozoologischen Ges. 1916. Heft 1—3.
81. 1917. DEECKE W. Geologie von Baden. II. Teil. Berlin 1917.
82. 1918. SCHÜRMAN E. Die chemisch-geologische Tätigkeit des Neckars. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 74. Jahrg. 1918.
83. 1918. OPPENHEIM P. Über die Erhaltung der Färbung der fossilen Molluskenschnecken. Centralbl. f. Min. usf. 1918. S. 334 ff.
84. 1918/19. REIS O. Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des Niederbayrischen Tertiärs rechts der Isar. Geogn. Jahresh. 1918/19. S. 93—118.
85. 1918. WENZ W. Die Talfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. VII Jahrg. 1918. S. 1—29.
86. 1919. HEIM A. Geologie der Schweiz. I. Bd. Leipzig 1919.
87. 1919. REGELMANN C. u. K. Erläuterungen zur 10. Auflage der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß und der Pfalz. Stuttgart 1919.
88. 1920. NIGGLI P. Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.
89. 1920. ANDRÉE K. Geologie des Meeresbodens. Leipzig 1920.
90. 1920. HENNIG E. Strukturelle und skulpturelle Züge im Antlitz Württembergs. Erdgeschichtliche und landeskundliche Abhandlungen aus Schwaben und Franken. Heft 2. Öhringen 1920.
91. 1920. DIETRICH W. O. und KAUTSKY F. Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrand der Schwäbischen Alb. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1920. S. 243—253.
92. 1920. DIETRICH W. O. Über einen ferrettesierten Neogenschotter bei Ulm a. D. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1920. S. 330 ff.
93. 1920. KRANZ W. Beitrag zum Nördlinger Riesproblem. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1920. S. 330 ff.
94. 1921. KAYSER E. Lehrbuch der allgemeinen Geologie. 6. Aufl.
95. 1921. LUTZEIER H. Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. Neues Jahrb. f. Min. usf. Beil.-Bd. 46. S. 117—180.
96. 1921. LEUZE J. Die Citharellenkalk in Schwaben. Neues Jahrb. f. Min. usf. Beil.-Bd. 46. S. 268 bis 381.
97. 1921. EHRAT H. und JOOSS C. H. Das Alter der vulkanischen Tuffe im Kirchheim-Uracher Gebiet und im Hegau. Stuttgart 1921.
98. 1921. BERCKHEMER F. Ein Beitrag zur Kenntnis des „Böttinger Marmors“. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. X. Jahrg. 1921. S. 23—36.
99. 1921. SCHMIDT A. Die Entstehung des Flußnetzes der schwäbischen Schichtstufenlandschaft. Jahresbericht u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Vereins. Neue Folge. Bd. X Jahrg. 1921. S. 46—59.

100. 1921. BERZ K. C. Untersuchungen über Glaukonit. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. X. Jahrg. 1921. S. 74—98.
101. 1921. WENZ W. Zur Frage der Altersstellung des schwäbischen Tertiärs. Centralbl. f. Min. usf. Jahrg. 1921. S. 559—563.
102. 1921. SÖRDEL W. Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
103. 1922. DIETRICH W. O. Beitrag zur Kenntnis der säugetierführenden Bohnerzformation in Schwaben. 1. Ein vergessenes, neu erschlossenes Höhlenvorkommen terrestrischen Eozäns auf der Ulmer Alb. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Jahrg. 1922. Nr. 7, S. 209—224.
104. 1922. PETRASCHER W. Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Jahresbericht u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. Bd. XI. 1922.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Kreidezeit und Alttertiär	168
Die altoligozänen Spaltenfüllungen	169
II. Die aquitanen Ulmer Schichten == Omphalosagdaschichten WENZ	170
Verbreitungsbezirk	171
Liegendes und Hangendes	171
Höhenlage der Liegendgrenze	171
1. Blautalbezirk	171
2. Brenztalbezirk	174
Tektonik	174
Die präaquitanen Landoberfläche	177
Die Mächtigkeiten der Ulmer Schichten	180
Die Gesteine der Ulmer Schichten	182
Gesteine der Basisbildungen der Ulmer Schichten	182
Die Hauptmasse der Ulmer Schichten	184
Überblick über die Bildung der Ulmer Schichten	189
Hiatus zwischen Ulmer Schichten und Meeresmolasse	190
III. Die burdigale Meeresmolasse	191
Das Liegende des Marins östlich der Brenz	192
Das Hangende der Giengener Meeresmolasse östlich der Brenz	193
Die Mächtigkeit der Giengener Meeresmolasse	194
Die Klifflinie Giengen-Dischingen-Burgmagerbein	195
Die Klifflinie Temmenhausen-Dischingen-Burgmagerbein	198
Die marinen Flachseebildungen zwischen Brenz und Wörnitz	199
Das Verhältnis der Giengener Meeresmolasse zur Oberschwäbischen Meeresmolasse	201
Tektonik	202
IV. Die Grimmelfinger Graupensande	204
Verbreitungsgebiet der Grimmelfinger Graupensande	204
Das Liegende der Grimmelfinger Graupensande	208
Die Höhenlage der Liegendgrenze der Grimmelfinger Graupensande und Tektonik	208
Das Hangende der Grimmelfinger Graupensande	210
Die Mächtigkeit der Grimmelfinger Graupensande	211
Profil der Grimmelfinger Graupensande	211
Die petrographische Beschaffenheit der Grimmelfinger Graupensande	212
Die Fossilführung der Grimmelfinger Graupensande	216
Abriß der wissenschaftlichen Geschichte der Graupensande	217
Die Fazieshypothese	219
Das Altersverhältnis der Graupensande zu den Muschelsandsteinen der Alb und Oberschwabens	220
Die Graupensandrinne	221
Die Grimmelfinger Graupensande als Flußsande	224
Zusammenfassung der Ergebnisse über die Graupensande	227

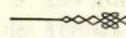
	Seite
V. Die Kirchberger Schichten	227
Die Vorkommen von Kirchberger Schichten bei Niederstotzingen, Finningen und Gerlenhofen bei Ulm	228
Die Sedimente der Kirchberger Schichten	231
Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der Kirchberger Schichten in Süddeutschland	232
1. Der Reyath-Meißkircher Bezirk	233
2. Der Ulmer Bezirk	233
3. Der Passauer Bezirk	235
4. Der Miesbacher oder subalpine Bezirk	235
Die Oncophoraschichten = Kirchberger Schichten in Österreich	235
Übersicht über die Verbreitung der Kirchberger Schichten	236
Die Bildung der Kirchberger Schichten	236
VI. Die Sylvanaschichten	238
1. Der Donaubezirk	238
2. Der Heuchlingen-Dischinger Bezirk	239
3. Der oberschwäbische Bezirk	240
VII. Die sarmatischen Schichten	240
VIII. Die altpliozänen Quarzschotter	243
Zusammenfassung	246
Literatur	247

Berichtigungen zu den Tafeln.

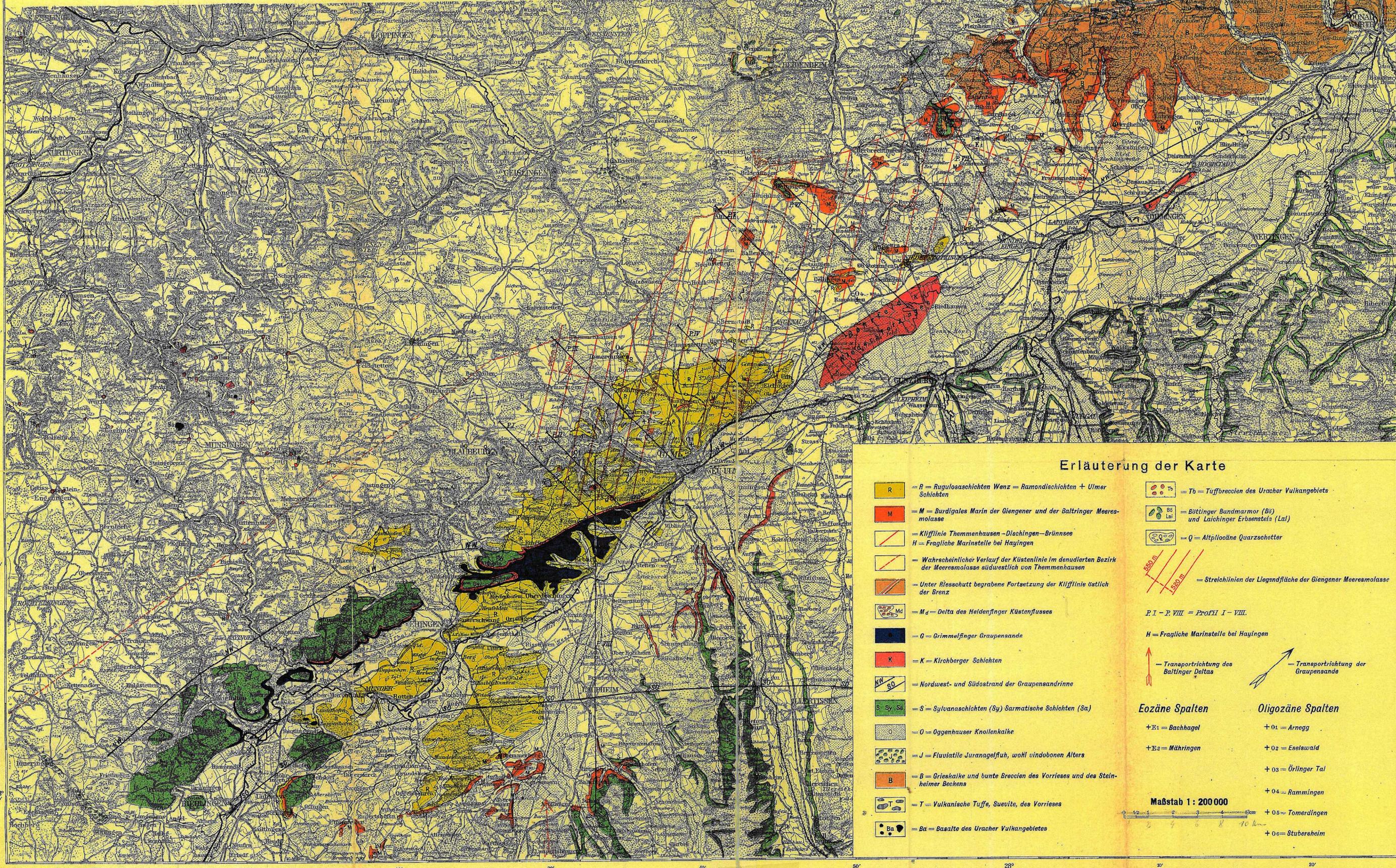
Auf der Karte 1:200000 ist das Gebiet der „Lutherischen Berge“ bei Schelklingen großenteils mit der Signatur der Sylvanaschichten zu bezeichnen. In der Legende muß es Baltringen statt Balingen heißen.

Auf Tafel I muß es in der Legende zu dem Kärtchen Reyath-Meißkircher Bezirk statt Rezath-Meißkircher Bezirk heißen.

Auf Tafel II muß es in Profil II statt Allwinder Höhe 670 m heißen 620 m, in Profil VI statt Dellingen heißen Dettingen, in der Tafelerklärung statt Riesschutt heißen Griesbrekzie. In Profil I muß die Verwerfung unter 630 m Dietinger Marinstelle ungefähr 250 m nach NW. verlegt werden.



Karte: Übersicht über die Tertiärbildungen längs der Donau von Riedlingen bis Donauwörth von Dr. August Moos.



Erläuterung der Karte

- R = R = Rugulosaschichten Wenz = Ramondschichten + Ulmer Schichten
- M = M = Burdigales Marin der Giengener und der Baltringer Meeresmolasse
- = Klifflinie Themenhausen - Dischingen - Brunnsee
- H = Fragliche Marinettele bei Hayingen
- = Wahrscheinlicher Verlauf der Küstenlinie im denudierten Bezirk der Meeresmolasse südwestlich von Themenhausen
- = Unter Riesschutt begrabene Fortsetzung der Klifflinie östlich der Brenz
- Md = Md = Delta des Heidenfänger Küstenflusses
- G = G = Grimmelfinger Graupensande
- K = K = Kiroberger Schichten
- NW SO = Nordwest- und Südostrand der Graupensandrinne
- S Sy Sa = S = Sylvanaschichten (Sy) Sarmatische Schichten (Sa)
- O = O = Oggenhauser Knollenkalke
- J = J = Fluviale Juranauffuh, wohl vindobonen Alters
- B = B = Grieskalke und bunte Breccien des Vorriesses und des Steinhelmer Beckens
- T = T = Vulkanische Tuffe, Suvette, des Vorriesses
- Ba = Ba = Basalte des Uracher Vulkangebotes
- Tb = Tb = Tuffbreccien des Uracher Vulkangebotes
- B8 Lai = Böttinger Bandmarmor (B8) und Laichinger Erbsenstein (Lai)
- Q = Q = Altpliocäne Quarzscherter
- 550 m 150 m = Streichlinien der Liegendfläche der Giengener Meeresmolasse
- P I - P VIII = Profil I - VIII.
- H = Fragliche Marinettele bei Hayingen
- = Transportrichtung des Baltringer Deltas
- = Transportrichtung der Graupensande

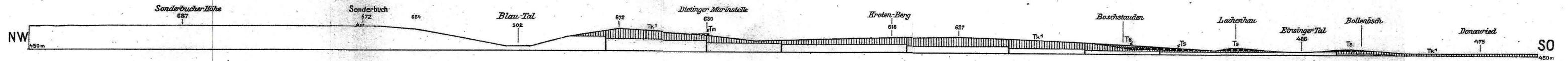
- | | |
|-----------------------|--------------------------|
| Eozäne Spalten | Oligozäne Spalten |
| +E1 = Bachhagel | +O1 = Arnegg |
| +E2 = Mähringen | +O2 = Eselswald |
| | +O3 = Örlinger Tal |
| | +O4 = Rammingen |
| | +O5 = Tomerdingen |
| | +O6 = Stubersheim |

Maßstab 1 : 200 000

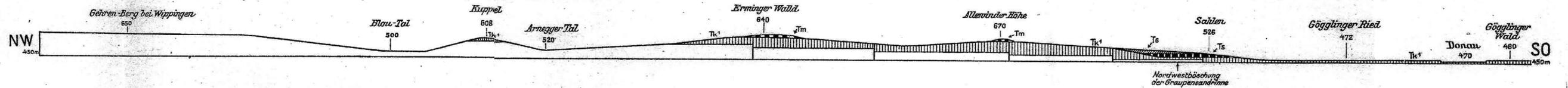


Profile I-VIII.

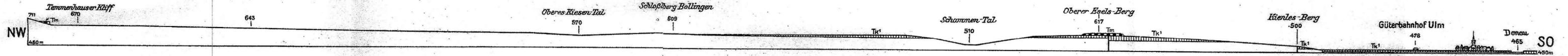
Profil I. Sonderbucher Höhe - Donauried bei Einsingen. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



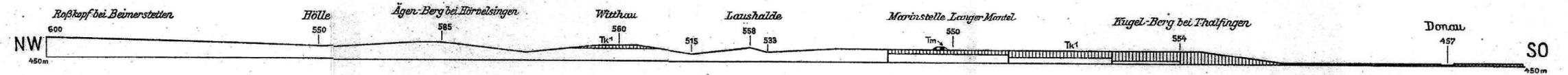
Profil II. Gehren-Berg bei Wippingen - Gögglinger Wald. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



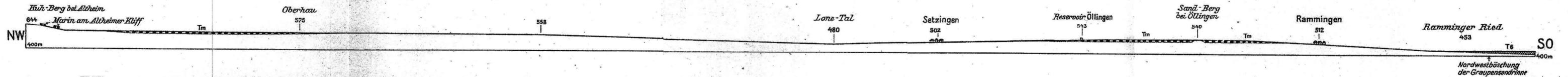
Profil III. Stein-Berg bei Temmenhausen - Ulm. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



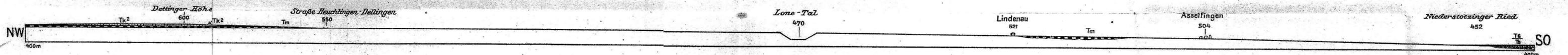
Profil IV. Roßkopf bei Beimerstetten - Donautal bei Thalfingen. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



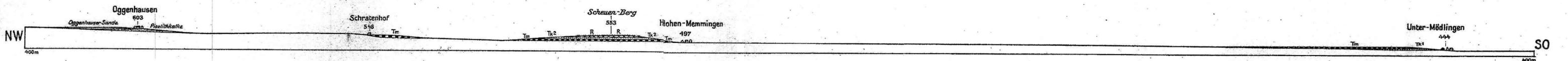
Profil V. Kuh-Berg bei Altheim - Rammingen Ried. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



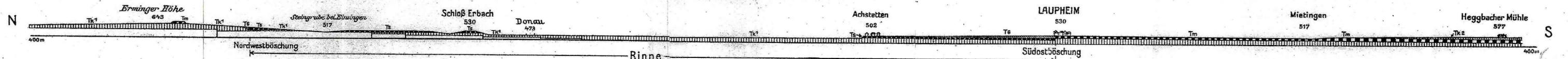
Profil VI. Dettinger Höhe - Niederstotzinger Ried. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



Profil VII. Oggenhausen - Unter-Mödlingen. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:25000.



Profil VIII. Nord-Süd-Profil durch die Rinne der Graupensande u. der Kirchberger Schichten von der Erminger Höhe bis zur Heggbacher Mühle. Maßstab der Länge u. Höhe = 1:50000.



Weiß-Jura, E und Weiß-Jura, Z
 Tk¹ = Ulmer Schichten
 Tm = Giengenener Meeresmolasse
 T⁶ = Kirchberger Schichten
 Tk² = Sylvaia-Schichten
 Ts = Grimmelfinger Graupensande
 R = Riesschutt
 = Verwerfung

Der Schollenaufbau des voralpinen Untergrunds und die neuzeitlichen Bewegungen in Oberbayern.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit einem Übersichtskärtchen.)

Die von Geheimrat Prof. Dr. M. SCHMIDT in München zahlenmäßig südlich der Donau nachgewiesenen, zum Teil senkrechten, zum Teil westlich gerichteten Bewegungen in weiten Gebieten der Erdrinde während der letzten 40 Jahre, welche sich in einer „Westwanderung der Dreieckspunkte“ äußert, haben durch die neuesten geodätischen Feststellungen dieses Forschers eine weitere Ergänzung erfahren.¹⁾ Es hat sich nach dessen freundlicher mündlicher und schriftlicher Mitteilung herausgestellt, daß auch Dachau in großer Nähe der München-Aufkirchener Ruhescholle sich von München ständig entfernt und sich der Bewegungsrichtung des Punktes von Altomünster anschließt. — Es besteht nun einige Hoffnung, diese Bewegungen, die mich im Anschluß an Alpen-Forschungen seit ihrem Bekanntwerden lebhaft beschäftigen, einheitlich hinsichtlich ihrer Zerteilung und Entstehung zu verstehen. Es sei zunächst eine Zergliederung der Beobachtungen versucht. In dem beigefügten Kärtchen mit den nach Dr. M. SCHMIDTS Vorgang dargestellten Dreieckspunkten mit ihren Verschiebungsgrößen sind verschiedene Gebiete mit lateinischen und ihre Grenzlinien mit arabischen Ziffern auseinandergehalten.

1. Ein kalkalpines Schollengebiet I, welches (mit dem Flyschzug vereint) im Osten Oberbayerns eine deutliche Nordgrenze (1) an einer tektonischen Linie: der südlichen Grenzlinie der Verbreitung der älteren Molasse in der Hauptsache haben wird. Dies ist eine die ganze Kalkalpenverbreitung in Bayern in ganzer Länge begleitende Bewegungsfläche mit einer auffälligen Formationslücke, auf welche wir unbedenklich zurückgreifen können; ihr entspricht in Richtung und Bedeutung eine zweite etwa gleich außerordentlich lange, weiter nördlich hinziehende tektonische Linie (2), welche ziemlich geradläufig die eigentliche (ältere und mittlere) Molasse II von dem Obermiozän-Pliozän (jüngste Molasse III, IV und V) trennt und zugleich die eigentliche Nordgrenze der alpen- bzw. kettengebirgartigen Bewegungen in der Molasse kennzeichnet. Während die von Dr. M. SCHMIDT aufgestellte West-

¹⁾ Prof. M. SCHMIDT wird hierüber im Laufe des Jahres weitere Einzelheiten veröffentlichen, die bisher von bayerischer Seite gegebenen grundlegenden Schriften sind: M. SCHMIDT, Sitzungsberichte der Bayr. Akademie d. Wissensch., Math.-phys. Kl. 1914 S. 71—98, 1918 S. 373—384, 1920 S. 1—7, S. 297—310, 1922 S. 1—6. Hiezu äußerten sich: O. M. REIS in M. SCHMIDT, Veröffentlichung der bayerischen Kommission für die internationale Erdmessung 1916 S. 21—26, in Geogn. Jahreshefte 1918/19 S. 115—116 und EM. KAYSER, Sitzungsberichte der Bayr. Akademie d. Wiss. 1919.

wanderung der Dreieckspunkte Hochgern, Wendelstein, Grünten der ersteren alpinen Scholle (I) angehört, muß die Bewegung am Peißenberg der letzteren Scholle, einer Molassescholle (II) zugeteilt werden. Die entsprechende Grenzlinie jungtertiären Schubs (2) springt nun östlich vom Peißenberg erheblich nach SO. zurück und hält sich von da an im Verlauf nach Osten viel näher an den Kalkalpenrand als westlich vom Peißenberg. Westlich von Rosenheim und nordnordwestlich von Traunstein ist aber die im Westen steile, sogar nach Norden überkippte mit einer Schubfläche verbundene Zusammenlagerung von miozäner Meeresmolasse und Obermiozän-Pliozän nicht mehr in gleicher Weise ausgeprägt; die Verbreitung der ersteren auf Grund geringerer Schichtenneigung ist weitflächiger geworden; hier sind also besondere Verhältnisse zu erwarten, welche, wie wir gleich sehen werden, an die tertiären Lagerungen sich anschließen.

2. Wenn auch an den östlich gelegenen Stationen Schnaitsee und Asten noch deutliche Westwanderungen (vgl. unten) festgestellt sind, so beginnt doch schon nicht wenig weiter südlich davon, im Bereich der flacheren Ausbreitung des Mio-Pliozäns in der Nähe der Grenze der ebenfalls flacher gelagerten Meeresmolasse, etwas Gegensätzliches, was die ganze „Inntalscholle“ (III) bis fast zur Isar beherrschte; es ist das Gebiet einer von Süden nach Norden zuerst geringeren, dann aber in der Richtung auf München zu auffällig flächenhaft mehr zusammengeschlossenen muldenartigen Senkung, deren Gefälle SO. von München am größten und nach SO. gerichtet ist; ihre Achse verläuft etwa in der Linie Kirchseeon-Ampfing, also in N. 56° O. (vgl. SCHMIDT 1918). Auffällig ist nun, daß die bis über die Gegend von Säuerlach nicht weiter verfolgbaren, aber doch sicher weiter nach SW. reichenden Bewegungen nach dem Flachgebietswinkel östlich vom Peißenberg hinlaufen, dessen tektonische Kennzeichnung oben S. 254 gegeben wurde.

Es darf ausgesprochen werden, daß eine Senkungsart, wie diese neuzeitlich beobachtete, in vordiluvialer (pliozäner) Zeit das südliche Zurückweichen des Ausstreichens der miozänen Meeresmolasse östlich vom Peißenberg verursachen konnte, wenn man annimmt, daß die stärksten Abwärtsbewegungen, welche jetzt nahe bei München zu beobachten sind, damals noch näher dem Alpenrand und in verstärktem Maße stattfanden.

Daß vom Alpenrand her in der Gegenwart auf einem Teil der Südbreite dieser Scholle (III) noch westliche Bewegungsantriebe erfolgten, ist, wie später abgehandelt wird, verständlich; sie werden aber doch nach Norden die Abgrenzung einer gewissen Geleisfläche — dickgestrichelte Linie (3) des Kärtchens — nötig haben. Dies würde aber auch für das Gebiet nördlich vom Peißenberg anzunehmen sein, wenn von dort her durch stärkere „West“bewegungen, die, wie die Feststellungen von Dr. M. SCHMIDT nachweisen, im Norden noch heute andauern, am Peißenbergnordrand eine hakenförmig umbiegende Schichtenschleppung nach Westen möglich war (vgl. unten Scholle IVa bis Änger).

Wie verhält es sich nun mit dieser neuerdings beobachteten Bewegung am Peißenberg, welche als unzweideutig westlich bezeichnet wird? — Nach des Verfassers Studien in Geognost. Jahreshften 1916/17 S. 327—329 hat sich durch die neueren bergbaulichen Aufschlußarbeiten herausgestellt, daß das Peißenberg-„Ostfeld“ nicht nur oberflächlich, sondern in der Tiefe tatsächlich ein Senkungsfeld (vgl. oben S. 254) ist und daß am Ostfuß des Peißenbergs sich mit dieser Senkung, welche in der geradegerichteten Fortsetzung der Achse der „Inntalmulde“ liegt, eine Zone starker und unentwirrbarer Zertrümmerung einstellt mit zweierlei Anzeichen von

Bewegungen von Westen nach Osten über dieses östliche, gesenkte Gebiet. Diese Bewegungen — Hakenbildung und Überschiebungen¹⁾ — könnten als Ausgleichsbewegungen angesehen werden; sie stehen im Zusammenhang mit der Raumege, welche durch die schiefquer nach Süden über Bühlach nach dem Lechtale zu umbiegende Westbegrenzung des Peißenberger Haupt-Westfelds gegeben ist (Geogn. Jahresh. 1921 S. 230). Die nach N. gekrümmte Peißenberger Hakenbildung und die charakteristischen Dehnungsverschiebungen in den brakischen Schichten habe ich mit BÄRTLING von solchen Ostbewegungen ursprünglich abgeleitet. — Durch die neueren geodätischen Ergebnisse ist zwar wohl auch die ferne Möglichkeit gegeben, daß in den letzten Vorgängen der alpinen Gebirgsbildung stärkere Westwanderungen in der Randregion der jüngeren Molasse nördlich vom Peißenberg von IVa her die Hakenschleppungen und die benachbarten Dehnungsverschiebungen in umgekehrter Richtung und zugleich mit Druck-Nebenwirkungen von Norden nach Süden hervorgeufen haben. — Es müßten das aber außerordentlich starke Bewegungen gewesen sein, da die ganze schon vorher aufgerichtete Peißenbergmasse bis tief nach Süden hinein in kleineren Einzelschichtverbänden (an den Flözen festgestellt) von der gleichen Hakenbildung beherrscht ist und sogar flache Überschiebungen nach Osten an der Grenze der beiden Felder beobachtet wurden. Wenn ich früher diese auffällige Tatsache mit der rundlichen Umbiegung nach SW. des gesamten Peißenbergfeldes im Westen bis Hirschau im Lechtal in Zusammenhang brachte, so ist nun die Frage, ob diese Umbiegung mit ihrer Raumege Wirkung die Ursache der Überschiebung oder nicht vielmehr selbst eine Folge von Hemmungen bei den Überschiebungsvorgängen nach Osten sein können; da ich an der tatsächlichen Ostbewegung der Peißenbergmasse unbeirrt festhalten muß, so steht die neuere geodätische Auffassung hierzu in vollem Gegensatz, der um so größer scheint, als sonst, wie gezeigt, gewisse Übereinstimmungen vorliegen; wir kommen darauf zurück.

Durch die Feststellungen Dr. M. SCHMIDTS ist für das Land zwischen Inn und Salzach dargelegt, daß im südlichen Teil des Senkungsgebietes (Schnaitsee-Asten) daneben noch Westbewegungen auftreten. Es ist, wie schon ausgesprochen wurde, sehr wahrscheinlich, daß dieser Raum IIIa gegen Norden ein eigenes Flächengeleis der Bewegung besitzen wird, welches der nördlichen Molasse-Schubfläche (2) gleich in einiger Entfernung von ihr verläuft, wenn auch vielleicht nicht so scharf ausgeprägt ist.

3. Dagegen muß die Inntalsenkungsscholle (III) bei München (IV) nach Westen und Norden scharf abgegrenzt sein; trotzdem südöstlich die Senkungen von III nach SO. zu das stärkste Gefälle haben, sind nach den Vergleichen von Dr. M. SCHMIDT mit österreichischen und elsässischen Fixpunkten zwischen München und Aufkirchen²⁾ gegenüber jenen nur geringfügige Bewegungen festgestellt worden. Dr. M. SCHMIDT hat die Grenze der Senkungsbewegungen bei München in N. 55 O. ungefähr parallel der Senkungsachse der ganzen Scholle bestimmt.

Wie weit nun die Senkungsachse und die „Isokatastasen“ nach NO. sich fortsetzen, dafür fehlen die Beobachtungsmöglichkeiten.

¹⁾ Geogn. Jahresh. 1921 XXXIV S. 228 u. 230.

²⁾ Ich habe mich in Geognost. Jahresh. 1921 (Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München) S. 163²⁾ dahin ausgesprochen, daß die früher von v. AMMON in seiner „Umgebung von München“ gegebene Darstellung der geologischen Verhältnisse bei Aufkirchen nicht ganz richtig ist und daß besonders der Aufkirchener Hügel mit dem nun bei der Wehrstelle des Kanals liegenden Messungspunkt im wesentlichen aus Tertiär mit ganz geringer Lößdecke besteht.

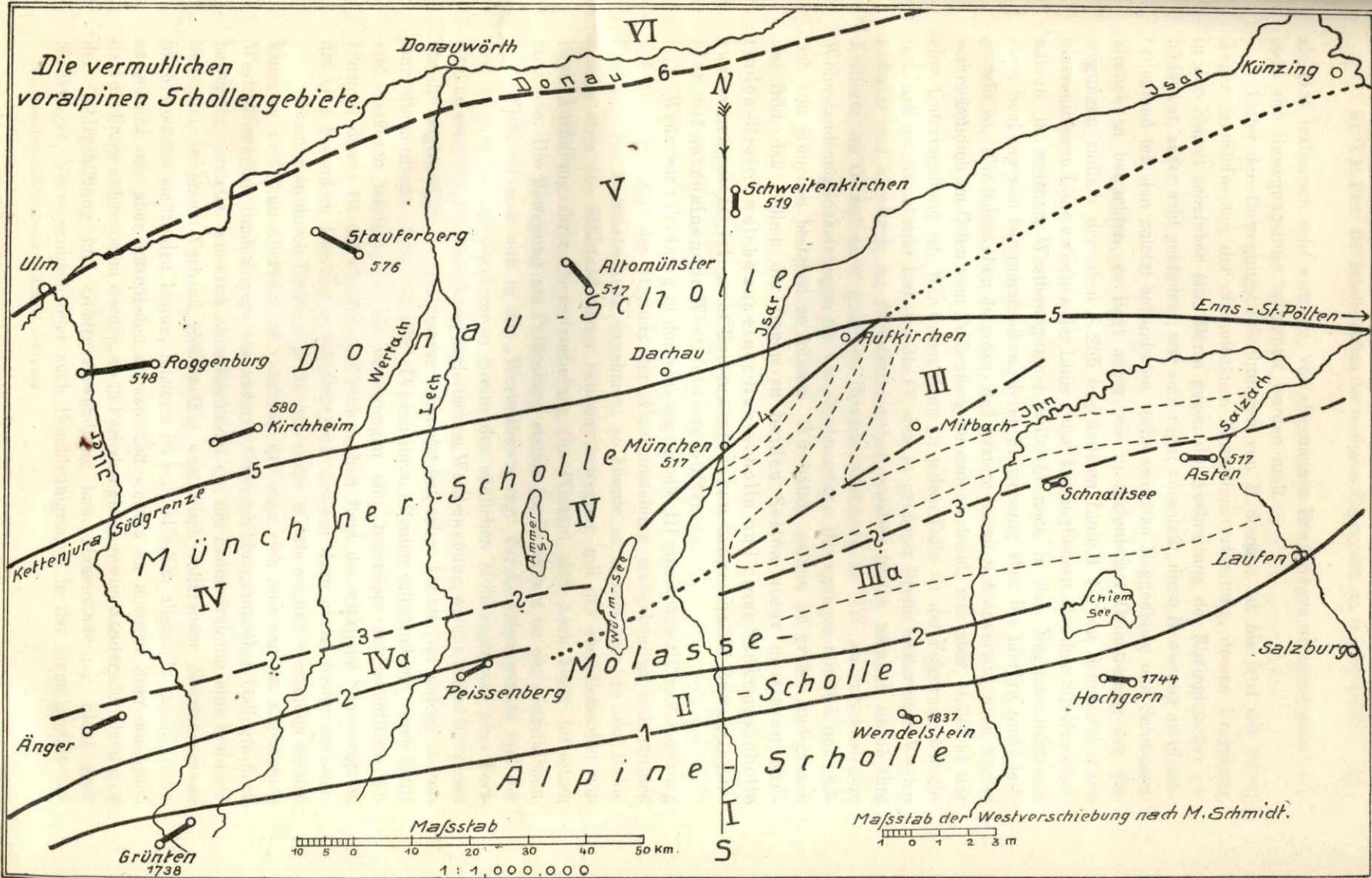
Es ist in Betracht gezogen worden, daß die erwähnte Grenz- und Verschiebungslinie N. 55° O. nach NO. fortsetzt und am Südrand des bayrischen Waldes in den Störungswinkel bei Künzing-Hofkirchen einläuft; dann würde aber die Münchener Scholle wahrscheinlich eine eigene zweite nordost-südwestliche Abgrenzung im NW. haben müssen. Es ist mir aber wahrscheinlicher, daß hier eine weitere (vierte) der im allgemeinen mit dem Nordrand der Alpen mehr übereinstimmenden Abgrenzungsflächen gewirkt hat, welche zugleich der notwendig zu fordernden, allerdings verdeckten südlichen Abbruchlinie der sogen. vindelizischen Rippe nach Süden gegen die Alpen zu entspricht, jene Linie (5), welche in alpinem Bogen zwischen Baden in der Schweiz nach dem Südpunkt der böhmischen Masse südöstlich von Linz verlaufend gedacht ist. Eine solche Linie würde zugleich die Senkungsscholle (III) und die Münchener Scholle (IV) im Norden wohl begrenzen und der letzteren eine keilförmig zugespitzte Gestalt verleihen, welche ihre scheinbare Unbeweglichkeit zwischen zwei gegensätzlichen nur schwer vereinbaren Bewegungsarten verständlich erscheinen läßt. Andererseits wäre dadurch ein freierer Spielraum für Bewegungen weiter geöffnet, zu deren Besprechung wir jetzt übergehen.

4. Wir haben in dem nördlich der erwähnten Linie (5) Linz-Schleißheim-Baden (Schweiz) abgetrennten Raum auf bayrischem Gebietsanteil nunmehr sechs Bewegungsbeobachtungen, welche zu den stärksten dieser neuzeitlichen Bewegungen (über 2,5 m Höchstmaß) gehören. Während in dem westlichsten Teil bei Roggenburg und Kirchheim die stärkeren Bewegungen mehr ost(nord-ost)-west(südwest)lich gerichtet sind, ist die von Stauffersberg und Altomünster mit Dachau mehr und mehr südost-nordwestlich und die östlichste bei Schweitenkirchen gar südnördlich eingestellt.¹⁾ Prof. SCHMIDT vermutet mit Recht in dieser Reihenfolge etwas Gesetzmäßiges, welches er geologisch im einzelnen zu erklären mir anheimgestellt hat. Es könnte vielleicht dies mit der Begründung geschehen, daß bei einer Ostwestwanderung sich an den Seiten oder an der Grundfläche der angenommen bewegten Masse solche Widerstände geltend machen, daß — unter gleichzeitiger Voraussetzung der Unbeweglichkeit der Münchner Scholle in der unabgebogenen Fortsetzung ihrer Nordgrenze nach Westen — im Westen ein verhältnismäßiger Wider- bzw. Stillstand der starken Bewegungen eintrat und die weiter andauernden Bewegungsantriebe im Osten dadurch mehr und mehr über NW. nach N. ausweichen mußten und dabei geringer wurden.

Diesbezüglich wäre ja zunächst im großen und ganzen daran zu erinnern, daß das ganze jüngere Molassegebiet zwischen dem Alpenrand und dem fränkischen Juragebirge aus einer großen Breite im Osten zwischen Regensburg und Laufen nach Westen zu (z. B. zwischen Bregenz und Radolfzell in eine halb so große nordsüdliche Breite bei einer Westwanderung sich hereinfügen müßte; um so mehr würde dies zum Ausdruck kommen, wenn wir die Nordbegrenzung der Münchener Scholle IV und zugleich der Senkungsscholle III in ihrer von uns angenommenen Richtung, Krümmung und Einheitlichkeit (5) festhalten. Wir müssen erstens bedenken, daß die in ihrer Lage, ja in ganzer Länge nicht sichere Grenzlinie 5 doch

¹⁾ Es sei hierbei nach neuerlicher gefälliger Bestätigung von Prof. MAX SCHMIDT nochmals hervorgehoben, daß die Größe und Richtung der Lageänderung der Dreieckspunkte aus denselben Koordinatenänderungen der ursprünglichen Dreieckspunkte berechnet sind; die Himmelsrichtung der Verschiebung überhaupt läßt sich zwar nur bis auf rund 10° genau angeben; diese ist aber durchaus eindeutig und geht aus den Koordinatenänderungen mit voller Bestimmtheit hervor, so daß hinsichtlich derselben keinerlei Zweifel bestehen.

Die vermutlichen voralpinen Schollengebiete



als eine tektonisch sehr wichtige, von allgemeinen Erwägungen dringend geforderte ganz alte Bewegungslinie betrachtet werden muß.

Unter den Bewegungsbeobachtungen von M. SCHMIDT ist bis jetzt der Punkt Änger im Südwesten der obermiozänen Formationsverbreitung, dessen Umgebung in der Eiszeit scheinbar eine Barre gegen die Ausbreitung der Rheingletscher gebildet hat, außer acht geblieben; wir sind nicht veranlaßt, diese Bewegung als gleichbedeutend mit den zuletzt behandelten sechs zwischen Roggenburg und Schweitenkirchen zu betrachten; es liegt näher, sie in tektonischer Orientierung den Bewegungen südlich der oben S. 255 begründeten Linie 3 N. von Schnaitsee-Asten einer mittleren Linie zwischen der Linie 2 und 4 anzugliedern, also dem Streifen anzunähern, in welchem Westbewegungen vielleicht noch in den Möglichkeitsbereich einer Senkung sich hereinerstrecken, deren Fortsetzung aber bis hierhin nicht festgestellt ist. Wir haben oben dargetan, daß letztere ihrem Achsenverlauf nach höchst wahrscheinlich im Osten vom Peißenberg zu enden scheint, was aber vielleicht nur eine Unterbrechung ist. Wir wären dann in jedem Falle zu der Folgerung berechtigt, daß die Münchener Ruhescholle IV sich in größerer Breite weiter nach Westen fortsetzt und hierdurch ihr Hauptkennzeichen erhalten bleibt, nämlich durch ihre Keilform im O. mit einer größeren Breitenausdehnung im SW. als entschiedenere Widerstandsmöglichkeit gegen die verschiedenartigen Bewegungen nördlich und südlich von München bestehen zu können. Wir hätten sodann im großen und ganzen das Bild, daß südlich der Donau zu beiden Seiten einer mittleren Erd-rinden-Breite, welche aus einer Ruhescholle und einer Senkungsscholle zusammengesetzt ist, zwei Breiten mit sogen. tangentialen Bewegungen hier mit anscheinender Westrichtung auftreten.

Wenn wir vorläufig in der Senkungsscholle III eine spätezeitliche Fortsetzung der noch zur Zeit des Beginns der Alpenentstehung maßgebenden andauernden Senkung des Molassebeckens annehmen, so könnte es erlaubt sein, in der Ruhescholle etwa den Stillstand dieser Senkungsbewegung mit der abschließenden völligen Auffüllung ihrer Beckenvertiefung (im Pliozän) sich noch heute fortsetzen zu sehen. Die Bewegung am Peißenberg stände im Gegensatz zu der neuzeitlichen,

Während man nun in der „Westostbewegung“ der Kalkalpenpunkte und der drei Punkte der nächstgelegenen Breite des südlichen Molassegebietes eine Fortsetzung einer die Alpenerhebung begleitenden Westbewegung, welche zuerst ROTHPLETZ für die sogen. rhätische Schubmasse behauptet hat, sehen könnte (vgl. unten), so verlangt die nördliche „Donauscholle“ (IV) mit ihren offenbar selbständigen, auch heute viel stärkeren westtangentialen Bewegungen eine besonders angelegentliche Erklärung; dieses ist das eigentliche Problem, hier liegt die wirkliche Schwierigkeit, die eine besondere Bemühung erheischt; wir müssen dazu etwas weiter ausholen.

Wenn man durch Umfrage prüft, was unter Westbewegung verstanden werden kann, so wird man überwiegend erfahren, daß man sich eine von der allgemeinen Westostbewegung unabhängige, von anderen Gebirgsbildungsantrieben bedingte Fortbewegung vorstelle, wie etwa ohne Rücksicht auf die Erdumdrehung eine Südnordbewegung in einem Verband gleichmäßig westöstlich rotierender Erdrindenmasse ohne weiteres stattfinden könne; letzteres ist wohl ziemlich allgemein angenommen, es scheint mir aber entschieden angezweifelt werden zu müssen. Zum mindesten darf die Frage aufgeworfen werden, ob in Perioden gleichgewichtsändernder Hebungen der Gebirgsbildung und Gebirgsumwandlung bzw. Massenänderung nicht auch Stockungen, Verzögerungen oder auch Beschleunigungen in der einen großen Be-

trag ausmachenden Erdumdrehungsgeschwindigkeit eintreten müßten. — Verzögerungen in einem losgelösten Schollenverband müssen aber gegenüber der Nachbarschaft als Westbewegungen erscheinen. Sind die in Rede stehenden „Westbewegungen“ nur derartige Verzögerungen?

Ich habe in einer Ausarbeitung, deren Veröffentlichung bevorsteht, darzulegen versucht, daß bei der Entstehung der Alpen nicht nur in vielen Einzelheiten des Alpenbaus die Erdumdrehungsverzögerung (nicht weniger die „Beschleunigung“) einen erheblichen Einfluß auf die im Werden begriffene Faltungs- und Bruchtektonik ausübt, sondern auch die Gesamtgestaltung des Gebirges deutlich beeinflußt; das wird an eigener Stelle veröffentlicht werden. Als eine der Grundlagen ist hervorzuheben die mit dem Deckenbau zusammenhängende Abscherung der mesozoischen Gebirgsmasse von seiner Grundgebirgsunterlage.

Ein anderes Gebiet, für welches ich diese Anschauungsweise durchgearbeitet habe, ist der Nordpfälzer Faltungsverband von Karbon und Perm; hier hat sich nachweisen lassen, daß mit der Emporwölbung gewaltiger Schichtmassen, welche in gewissem Umfang von ihrer Unterlage „abgeschert“ sind, und mit einem anschließenden, umfangreichen Emporbrechen von Tiefenmagmen in Einpressungslagergängen, Stöcken und Stromausbreitungen eine völlige Umkehrung in den vorher bestehenden Massen-, Gewichts- und Gleichgewichtsverhältnissen der äußeren Erdrinde eingetreten ist. Die Vielgestaltigkeit dieses Gebiets in der ersten Faltungsanlage, wie in der magmatischen Durchdringung läßt eine Anzahl auf verständliche Verzögerungswirkungen zu begründende streichende Bewegungen und eine quere Einbruchstektonik feststellen, auf eine große Anzahl von mit Magmen erfüllten, mit Mineralisationen oder sonstwie zugewachsenen Quergängen hinweisen, deren Örtlichkeit und Entstehungsart ebenfalls durch die wechselnd große Verzögerungswirkung erklärbar werden; die Folgen dieser reichen hinein bis in die Entstehung jener Klüfte der Magmentektonik (Selbstertrümmerung der magmatischen Massen), welche von Cloos in Granitgebieten als Lagerflächen- und Querflächenklüftung auseinandergehalten wurden, wobei ich hervorheben darf, daß die allgemeineren tektonischen Grundlagen dieser Granitforschungen auch vom Nordpfälzer Gebiet gelten und von mir schon seit Jahren für dieses unentwegt und unbeachtet verfochten wurden.

Was uns hier von Belang ist, das ist die Wirkungsmöglichkeit der magmatischen Durchdringungen, welche unmittelbar im Norden der bayrisch-schwäbischen Hochebene vom Ries bis zum Hegau in sehr auffälligen Tatsachen bekannt sind. Wir wissen, daß die vulkanischen Durchbrüche nicht nur vorgebildete Wege bevorzugen, wir wissen aber auch, daß sie durch große Mächtigkeiten im Hangenden verhindert und abgelenkt oder in der Tiefe gehalten werden. Letzteres scheint für die dem genannten Durchbruchstrich unmittelbar südliche Meeresgebiete zur Mittelmiozänzeit zu gelten; es haben sich hier, wohl durch andauernde Senkungen entstandene, unerwartet große Mächtigkeiten festgestellt lassen, welche sogar zu Senkungsauffaltungen in der Tiefe geführt haben (vgl. Geogn. Jahresh. 1918 XXXVI S. 114 bis 115). Durch diese Senkungen sind in der Tiefe die Magmen aufgewühlt und nördlich davon verdrängt und emporgedrückt worden; sie haben noch in einer Zeit der ersten Tiefenzurückhaltung gewaltige Aufschmelzungen durchgesetzt, sie konnten aber nach hinzugetretenen Explosionen noch unter dem Miozän tief zurückgehalten werden, dessen Mächtigkeit und Druck nach unten noch zur Obermiozän- und Pliozänzeit andauernd beträchtlich vermehrt wurden.

Wir wissen, daß solche großen Mächtigkeiten vorwiegend zu Einpressungen aufdringender Magmen in gelockerte Schichtenfaltungen führen, aber Durchbrüche nach oben und Ausströmungen beeinträchtigen (vgl. z. B. Erl. z. Bl. Wildflecken S. 36—41 u. Geogn. Jahresh. 1924 S. 91—95); in dem von jüngeren Formationen seit alters her unbedeckten rheinischen Schiefergebirge dauerten die Ausbrüche der basaltischen Magmenaufregung noch bis ins Diluvium fort.

Im Alpen- und Voralpengebiet haben wir die einseitige Emporhebung der Alpen, die darauffolgende Eisbelastung, welche mit ihrer großartigen Gesteinsumlagerung nach N. das unmittelbar voralpine Gebiet noch in den Gleichgewichtsbedingungen an das alpine angliedert; dies mußte hier vulkanbeschränkend wirken.

Wir wissen nun aus den bekannten Schweremessungen, daß nördlich vom Alpengebirge in der bayerisch-schwäbischen Hochebene ein gegenüber dem Bereich der Alpen zu hoher Schwerebetrag besteht, welcher von A. HEIM im Zusammenhang mit vielen anderen gleichen Fällen dadurch erklärt wird, daß die Barysphäre (Sima) unter den Hochgebirgen abwärts gepreßt wird und dafür unter den benachbarten Tiefländern und Meeresgebieten aufsteigt. Diese isostatische Wirkung geht natürlich schon langsamer vor sich; sie kann sich (trotz der Abtragung der Alpen) mit ihren tiefen Einpressungs- und Verschmelzungsvorgängen bis in die Gegenwart fortsetzen und besonders in den den miozänen Durchbrüchen zwischen Hegau und Ries genäherten Gebieten, in der Fortsetzung des von seinem Grundgebirge abgeschürften Kettenjuras nach Osten unter der starken miozänen Formationsdecke in der Tiefe zurückgehalten und ohne jede Veranlassung zu erderschütternden Aufbrüchen, in einer verhältnismäßigen Erschwerung des nördlichen Gebietes der schwäbisch-bayerischen Hochebene, der Donauscholle, äußern und diese zu einer Verzögerungsscholle umprägen. Das Zurückbleiben ist im Westen am stärksten, dadurch wird im Osten der Zusammenhang auch im Untergrund gelockert und die Erdrindenmasse gerät hier unter die Einwirkung der zunehmenden Keilwirkung der unverzögerten Münchener Scholle, welche die Ablenkungen nach NW. und N. in den nach Osten zu abnehmenden „westlichen“ Bewegungsbeträgen verursacht.

Wir müssen noch folgendes bedenken. Es ist sehr auffällig, daß die westlichen Bewegungsbeträge nach M. SCHMIDT im Alpengebiete verhältnismäßig gering sind; es ist weiter bekannt gemacht, daß am Westrande der Alpen nach den Deutungen, (welche die französischen geodätischen Messungen durch M. SCHMIDT erfahren haben Sitzungsber. d. Bayr. Akademie d. Wiss. 1922 S. 1—6), also in den West-Schweizeralpen eine jüngste Hebung im Gebiete des Mt. Pelvoux eingetreten ist, welche nur als eine isostatische Folgewirkung aus der Senkung des ganzen übrigen Frankreichs, welche noch in das Alpengebiet von N. und W. übergreift, betrachtet werden kann; so wird es zweifelhaft, ob die heutigen alpinen Westverschiebungen in den bayrischen Alpen sich engstens an die jungtertiären anschließen und mit der eigentlichen Alpenentstehung etwas zu tun haben. Ich habe diesen Standpunkt schon Geogn. Jahresh. 1918/19 S. 116 Anm. eingenommen.

Die Isokatabasen der Senkung Frankreichs stoßen alle an der deutschen und schweizerischen Grenze an, sie setzen sich nach Mitteldeutschland und Norddeutschland fort; sie streichen ungefähr variscisch (abgesehen etwa von grabenartigen Zurückbiegungen); die 20 cm-Linie biegt in den Kettenjura ein und die 10 cm-Linie zeigt am Genfer See die gleiche Abbiegung wie die 20 cm-Linie, so daß man annehmen darf, daß die 0-Linie der Südverbreitung des fränkischen Jura angehört. Wir können also auch hier ein weites Gebiet gemeinsamer nach Süden abnehmender

Senkung annehmen, deren nördlichster starker Bereich längs der Nord- und Ostsee seit längerem wohlbekannt ist.¹⁾

Wir können verstehen, wenn die Wirkung dieser Senkung südlich von einer Null-Linie der Isokatabasen — der Grenze gegen den entgegengesetzten Auftrieb — also etwa in der Fortsetzung der Südbreite des Kettenjura in verstärktem Maße ältere Empordrängungen von Magmen und Einpressungsverzögerungen in der Gegenwart wieder aufleben läßt. Wir können uns weiter vorstellen, daß die gleichen Wirkungen in abnehmendem Maße, aber in ähnlichem Längenverhältnis in der nördlichen Alpenkette sich noch bemerkbar machen.

Den Unterschied zwischen der Hebungerscheinung am Mt. Pelvoux und den geringen Westbewegungsmaßen an den Alpenpunkten kann man darin sehen, daß dort das Sima unter dem Druck der nördlich ausgebreiteten Senkung nur granitisches Altgebirge emporhebt, während an der Grundfläche der mesozoischen Kalkalpen mit kurzläufigen Intrusionen die vorhandenen Schollen in ihrem Schwergewicht durch das Sima verändert werden und dadurch Verzögerungen in der Umdrehung erleiden.

Noch vor kurzem wäre das gedankliche Arbeiten mit plutonischen Erscheinungen in den Nordalpen als eine Verwegenheit erschienen; nach der Entdeckung des Bimssteindurchbruchs von Köfels bei Umhausen im Ötztal in dem nördlichen Randsaum der Zentralalpen nicht weit (15 km) von der Kalkalpendecke, dessen Durchbruch, wie PENCK zutreffend bemerkt, so klein er ist, eine so große theoretische Bedeutung hat (Die Naturwissenschaften 1924 XII H. 47 S. 1006), muß sogar die Anschauung vertreten werden, daß dieses „Maar“ der örtliche Ausdruck von tiefen Magmendurchdringungen in viel weiterer räumlicher Ausbreitung sei; sie konnten im bloßgelegten Urgesteinsgrundgebirg leichter an den Tag treten, wurden aber unter der nördlichen mächtigen Kalkalpendecke als Intrusionen in der Tiefe zurückgehalten. Es besteht die Möglichkeit, daß der Ehrwaldit des Zugspitzgebietes einer basischen jungtertiären bis altdiluvialen Intrusion entspricht, deren vereinzelte ganz schmale Spitzen bis in die Unterlage der Wettersteindecke emporgedrungen sind (vgl. Geogn. Jahresh. 1910 XXIII S. 31—33); sie sind ebenso Zeugen von einer plutonischen Tätigkeit, auf welche wir im Vorhergehenden Einzelheiten der neuzeitlichen Alpenbewegung bezogen haben. PENCK sagt bedeutungsvoll a. a. O. 1924, daß „Nordtirol und Oberbayern einen überaus unruhigen Teil der Erdoberfläche“ darstellen; ich sehe diese Beweglichkeit aber nicht in einer Art Fortsetzung der Kettenfaltung an und für sich, sondern in ganz eigenen selbständigen Vorgängen, welche die Alpen ergreifen nach ihrer festen Eingliederung in den neuen europäischen Kontinent, in dessen Abbau und Aufbau. Besonders ist die „Westbewegung“ keine den Alpen angehörige tektonische Erscheinung, sondern ist sehr verbreitet und gehört meiner Ansicht nach der Entstehung aller Gebirge in statu nascendi an.

¹⁾ Das Kärtchen der Isokatabasen Frankreichs ist geologisch völlig unbeeinflusst, eröffnet aber auffällige geologische Beziehungen. Die durchaus variscischen Linien haben tiefe Einbuchtungen grabenartiger Senken im Gebiet der Saône und oberen Loire, welche Geogn. Jahresh. 1914 S. 270—273 als Gräben erklärt und mit dem mittelhheinischen Graben verglichen wurden (dem EM. KAYSER beistimmt); es ist sogar im Norden eine ähnliche Unterbrechung des Verlaufs vorhanden, welche dem unterrheinischen Graben von Köln parallel läuft.

Über Magneteisenerze im Lias von Bodenwöhr i. B.

Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Magneteisens.¹⁾

Von

A. Wurm, München.

(Mit drei Textfiguren.)

K. BERZ²⁾ hat in dankenswerter Weise eine Reihe von Fällen zusammengestellt, in denen sich Magneteisen in situ im Meere gebildet hat. Es handelt sich meistens um Vorkommen, in denen das Magneteisen in Form feinsten Körnchen oder Flöckchen dem Glaukonit beigemischt ist. Es war nicht immer leicht, die Natur dieser schwarzen, oft staubförmig feinen Substanz als Magneteisen sicher nachzuweisen.

BERG³⁾ hat aus der Lothringer Minette in Berührung mit grünem Eisensilikat Magnetitoktaeder beschrieben. Er glaubt, daß sich der Magnetit auf Kosten des kolloidalen Eisensilikats gebildet hat, daß sozusagen ein Abbau des grünen Eisensilikats stattgefunden hat. Er hält die Magnetitbildung für eine sekundäre Erscheinung, „diagenetisch oder säkularmetamorph im Sinne KLOCKMANN'S“.

In Bezug auf die Bildungsgeschichte des Magnetits scheint mir nun eine Lagerstätte von Bedeutung, die bisher unbeachtet geblieben ist, die aber doch ganz außerordentliches Interesse beansprucht, es ist die Eisenerzlagerstätte von Buch bei Bodenwöhr. Leider ist der Bergbau, der auf dieser Lagerstätte umging, längst zum Erliegen gekommen, und wir sind in Bezug auf die geologischen Verhältnisse auf ziemlich dürftige Mitteilungen angewiesen. GÜMBEL berichtet in seiner Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges (S. 455), daß die Bodenwöhrer Eisenerze im Lias in den Amaltheentonon auftreten. Es sind Eisenoolithflöze, „welche teils aus Roteisenstein, teils aus grünen, eisenreichen Körnchen bestehen“. — „Die Erze sind teils vollständige Brauneisensteine in schalig schieferigen Massen, welche stellenweise wie gekräuselt aussehen und daher Kräuselerze genannt werden, in derben braunen Partien (sogen. Lebererze), seltener in stenglig-faserig zerklüfteten Stücken (Nagelerz) ausgebildet, oder von mehr oder weniger deutlich oolithischer Struktur und schmutzig-grünlich-grauer, gelblich- bis schwärzlich-brauner Farbe, als sogen. Sohlerze. Letztere sind erfüllt von Versteinerungen und enthalten Putzen von tonigem Spateisenstein und körnigem Magneteisenerz. Frühere Untersuchungen hatten als Hauptbestandteile des Sohlerzes kohlen-saures Eisenoxydul ergeben.“ Die Sohlerze

¹⁾ Ich bin auf diese Lagerstätte durch das Buch von H. LAUBMANN aufmerksam geworden „Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh.“ 1924, Piloty & Loehle, München.

²⁾ Über Magneteisen in marinen Ablagerungen. Zentralbl. f. Min. 1922, Nr. 18, S. 569—577

³⁾ Über Struktur und Entstehung der Lothringischen Minetteerze. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Abhandl. 1921, 73 Bd. 3. H.

haben nach GÜMBEL (Fränkische Alb S. 379) eine ziemlich reichhaltige Fauna geliefert, deren wichtigster Vertreter *Amaltheus margaritatus* ist.

Diese spärlichen Mitteilungen werden nur ergänzt durch Belegstücke, welche sich in der Sammlung der geologischen Landesuntersuchung am Oberbergamt, in der FLURLSchen Sammlung im Oberbergamt und in der bayerischen Staatssammlung¹⁾ befinden.

Die Sohlerze bestehen, wie die untersuchten Stücke zeigen, aus feinkörnigem Magneteisen und aus einem grünen Mineral, das nach seinen optischen und chemischen Eigenschaften als Chamosit bezeichnet werden muß. Es tritt in typischen Oolithen mit konzentrisch schaliger Struktur auf. Man könnte zunächst an Glaukonit denken, aber von Glaukonit ist bis jetzt keine Oolithbildung bekannt. Eine quantitative Analyse, die ich Dr. SPRINGER von der geologischen Landesuntersuchung des Oberbergamts verdanke, ergab auch das Fehlen von Kali, das ja im Glaukonit ein wesentlicher Bestandteil ist. Auch das übrige Ergebnis der Analyse (kein Kalzium, wenig Magnesium, überwiegend Eisenoxydul, im Gegensatz zum Glaukonit wenig SiO_2) stimmt gut mit Chamosit überein. Das Mineral löscht zwar bei gekreuzten Nicols zum Teil in größeren Partien einheitlich aus, besteht aber aus einem „Haufwerk von submikroskopischen Aggregaten“, „zeigt keine Lamellierung“, also lauter Eigenschaften, wie sie für Chamosit nach BERZ charakteristisch sind. Der Gehalt an Chamosit und Magnetit schwankt; durch Zurücktreten des Chamosits entstehen mehr oder weniger reine Magneteisenerze. Unter dem Mikroskop zeigen die Chamositkörner prachtvoll konzentrisch-schaligen Aufbau. Meist wechseln dünne konzentrische

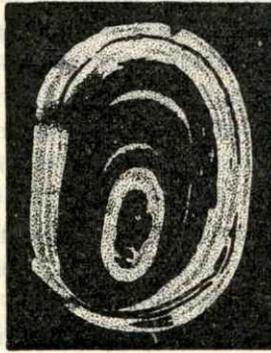


Fig. 1.

Oolithkorn mit konzentrischen Schalen von Magneteisen (schwarz) und Chamosit (punktirt) aus dem Lias der Bucherzeche b. Bodenwöhr.

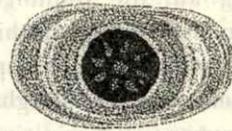


Fig. 2.

Chamositoolithkorn im Zentrum Crinoidenstiel in Magneteisen umgewandelt, aus dem Lias der Bucherzeche bei Bodenwöhr.

Lagen von Magneteisen mit solchen von Chamosit ab (vergl. Fig. 1). Im Zentrum der Chamositoolithe liegen manchmal gitterförmig durchbrochene Reste von Echinodermen (?), die völlig in Magneteisen umgewandelt sind. Andere Chamositoolithe enthalten als Kern kleine Crinoidenstiele, ebenfalls in Magneteisen vererzt (vergl. Fig. 2). In der Bayerischen Staatssammlung liegt ein Steinkern einer Lima, der ganz aus feinkristallinem Magneteisen und Chamositoolithen besteht. Es ist das einer der seltenen Fälle, in denen Magneteisen das Versteinerungsmittel bildet.

¹⁾ Für freundliche Überlassung des Materials bin ich Herrn Professor BROILI zu Dank verpflichtet.

Das Bedeutsame dieser liasischen Lagerstätte liegt nun darin, daß sie zweifellos von dynamometamorphen wie kontaktmetamorphen Einflüssen unberührt geblieben ist. Die Bildung des Magneteisens kann auf solchen Ursprung nicht zurückgeführt werden. Tertiärer Vulkanismus ist im Bodenwöhrer Becken unbekannt.

Für das Magneteisen kommen nur zwei Bildungsmöglichkeiten in Frage. Es kann sich entweder primär bei der Sedimentation aus wässrigen Lösungen und zwar, wie BERZ meint, ursprünglich in gelartigem Zustand ausgeschieden haben, oder es kann später auf epigenetischem Wege zugeführt sein. Im ersten Fall waren die Bildungsbedingungen durch gewöhnliche Temperatur- und Druckverhältnisse bestimmt. Im zweiten Fall könnte man bei der Nähe der Pfahllinie wohl an thermale Einflüsse denken, es fehlen aber alle sonstigen Anzeichen dafür.

Gegen eine diagenetische Entstehung aus dem grünen Eisensilikat im Sinne von BERG scheint mir die Tatsache zu sprechen, daß das Magneteisen an der Oolithbildung selbst beteiligt ist, daß Schalen von Magneteisen und Chamosit in den Oolithen miteinander abwechseln.

Bei der Verknüpfung von Chamosit und Magnetit, die man auch sonst häufig beobachtet, halte ich eine primäre syngenetische Entstehung für das Wahrscheinlichere. Die pseudomorphe Umwandlung von Versteinerungen spricht nicht gegen eine syngenetische Entstehung. Solche Umwandlungen kommen auch in oberdevonischen sedimentären Roteisensteinlagern vor und sind natürlich auf Umkristallisationsprozesse zurückzuführen. Diese gehören aber meistens noch zum Sedimentationszyklus, wenigstens im weiteren Sinne. Verschiedene Beobachtungen machen das wahrscheinlich. So sind im obersilurischen Alaunschiefer Graptolithen meist nur als papierdünne Häute erhalten. Sie wurden durch den Gebirgsdruck vollkommen zusammengepreßt. Wo Graptolithen aber in Schwefelkies vererzt sind (z. B. Vogelherd bei Hof), da sind sie körperlich erhalten. Die Vererzung muß also bald nach dem Absterben des Tieres erfolgt sein, bevor eine darüberliegende Sedimentdecke die Verdrückung der Rhabdosome bewirken konnte.

Spätere diagenetische Umkristallisationsprozesse sind natürlich auch bei der Bodenwöhrer Lagerstätte nicht ausgeschlossen. Die über 2 cm großen Magnetitoktaëder, die in der FLURL'schen Sammlung liegen, verdanken solchen Vorgängen ihre Entstehung.

Daß es sich um echt sedimentäre und nicht um epigenetische Erzvorkommen handelt, geht daraus hervor, daß derselbe Horizont auch an anderen Stellen Träger eines Erzlagers ist. Es sind allerdings meist Brauneisenerze, die aber vielleicht aus solchen Sohlerzen hervorgegangen sind. Ein Bergbau auf diese Erze ging früher bei Thürn und Mögendorf im Bodenwöhrer Becken um. Denselben Erzhorizont treffen wir auch weiter südlich bei Irlbach nördlich Regensburg. Hier sind es außerordentlich fossilreiche Roteisenoolithflöze. Die Schalen der Versteinerungen sind meist in Roteisen umgewandelt.

Den Sohlerzen von Bodenwöhr gleichen auffallend die silurischen Chamosit- bzw. Thuringiterze. Mit den genetischen Beziehungen dieser Erze hat sich BERZ eingehend befaßt. Man kann die Thuringiterze als paläozoische Äquivalente der Bodenwöhrer Erze auffassen. Die tektonische Fazies ist hier stark ausgeprägt, und demgemäß ist der Magnetit in den Thuringitoolithen in scharfen Oktaëdern auskristallisiert (vergl. Fig. 3). Es sind keine primären Oolithe mehr, sondern nur kristalline Abbildungen von ursprünglichen Oolithen. Zweifellos liegen aber auch

hier ursprünglich marine Sedimentationserze vor. Auch auf die Bildung des Magnetits in den devonischen Lagererzen wirkt die Bodenwöhrer Lagerstätte Licht. Verf. kann nach den Erfahrungen im Frankenwald durchaus die Ansicht von KEGEL¹⁾ bestätigen,

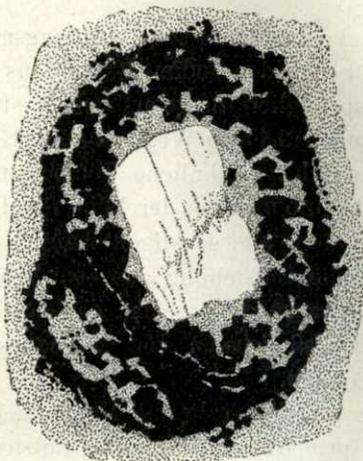


Fig. 3.

Thuringitoolith aus Silur vom Wildenhölzle bei Steben. Kranz von Magnetitkristallen in feinkörnigem Thuringit, im Kern ein Thuringitkristall.

daß der Magnetit der devonischen Lagererze mit kontaktmetamorpher Beeinflussung durch Diabase nichts zu tun hat. KEGEL glaubt, daß der Magnetit nicht primär aus einer wässrigen Lösung, sondern als Zwischenbildung zwischen Pyrit und Hämatit entstanden sei. Zu den sedimentären Magnetit-Roteisenlagerstätten gehört auch die vom Gonzen bei Sargans im Malm. Bei den devonischen Lagererzen wie bei dem Vorkommen vom Gonzen kann man immer noch eine gewisse dynamometamorphe Beeinflussung geltend machen. HUMMEL²⁾ möchte diese Möglichkeit auch für gegeben erachten. Bei der Bodenwöhrer Lagerstätte sind dynamometamorphe Einflüsse ausgeschlossen.

Die Bodenwöhrer Lagerstätte scheint mir so ein Beweis, daß der Bildungsbereich des Magneteisens sehr weitgespannt ist und durchaus nicht auf metamorphe Schichten beschränkt ist.

¹⁾ Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1923 Heft 1/2, 3, 4.

²⁾ Zur Frage der Entstehungsweise von Eisenoolithen und Roteisensteinen. Zentralbl. f. Min. 1924, Nr. 22, S. 684.