

b = Buntsandstein m = Muschelkalk u. Partnachsichten w = Wettersteinkalk r = Raibler Schichten d = Hauptdolomit
 d' = Plattenkalk k = Kösseiner Schichten rh = Oberrhät-Kalk l = Lias i = Oberer Jura c = Genoman f = Flysch

K.B.



Sonderdruck

aus den »Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt« Heft 17 und 18 / München 1935

Die geologische Aufnahme des Roßstein=
und Buchstein=Gebietes zwischen der Isar
und dem Schwarzen=Bach

I. und II. Teil

Von

Karl Boden

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt

München 1935

Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach

I. Teil

Von
Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1: 25 000, 1 Abb. und 1 Tafel

Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort	7—8
Stratigraphie	8—42
1. Norische Stufe	8—13
2. Rhätische Stufe	13—18
3. Lias	18—25
4. Oberer Jura	25—33
5. Cenoman	33—42
Angeführte Schriften	43—45

Vorwort.

Die oberbayerischen Kalkalpen zwischen dem Kreuther Weißbach-Tal im Osten und der Isar im Westen bilden schon seit der Vorkriegszeit das Kartierungsgebiet des Verfassers.

Im Jahre 1914 erschien bereits die Arbeit über die Tegernseer Berge im Westen der Weißbach mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:25 000. Auch die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse am Geiger-Stein und Focken-Stein konnten ein Jahr später eingehend geschildert werden. Die zugehörige geologische Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar erforderte jedoch noch einige Revisionen und infolge der wirtschaftlichen Schwierigkeiten erfolgte der Druck erst 1923. Dieselbe ist daher dieser Arbeit beigelegt.

Durch den Eintritt in den Heeresdienst hatten die Forschungen eine längere Unterbrechung erfahren und nach dem Kriege wurden zumeist andere Arbeiten ausgeführt, so daß sich die endgültige Fertigstellung der Berge um den Roß-Stein und Buch-Stein jahrelang hinausschob.

Mit dem Abschluß dieser Aufnahmen ist nun die einheitliche Darstellung des Gesamtgebietes vollendet und eine noch vorhandene Lücke in der geologischen Spezialkartierung der bayerischen Alpen ausgefüllt.

Für eine Beihilfe von 250 Mk., die mir von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft gewährt wurde, spreche ich an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank aus. Außerdem danke ich der philosophischen Fakultät II. Sektion der Universität München für die Zuwendung von 500 Mk. aus den Mitteln der Einhundertjahr-Stiftung zur Ermöglichung des Druckes der geologischen Karte.

Insbesondere bin ich dem Bayerischen Oberbergamt München für die Aufnahme der Arbeit in den Abhandlungen und für ihre schöne Ausstattung zu Dank verpflichtet.

Die Arbeit muß aus Gründen der Raumeinteilung in zwei Teilen erscheinen; der zweite Teil wird im Heft 18 dieser „Abhandlungen“ veröffentlicht werden. Das nachfolgende Schriftenverzeichnis bezieht sich auf beide Teile.

Stratigraphie.

1. Norische Stufe (Hauptdolomit und Plattenkalk).

Die Beschaffenheit der lediglich in der kalkalpinen Vorzone, im Norden des Hirsch-Baches, auftretenden Skytischen, Anisischen, Ladinischen und Karnischen Stufe wurde bereits früher (BODEN, 1915) eingehend geschildert. Im Süden vom Hirsch-Bach fehlen diese Ablagerungen. Die Schichtfolge beginnt hier erst mit den, der Norischen Stufe angehörigen, Bildungen des Hauptdolomits und des Plattenkalks.

Nördlich vom Hirsch-Bach tritt der Hauptdolomit nur in Form von schmalen Aufbrüchen aus den jüngeren Schichten hervor. Infolge der geringen Dicke der Plattenkalk-Stufe ließ sich dieselbe bei der Kartierung vom Hauptdolomit nicht trennen. Die Mächtigkeit der gesamten norischen Ablagerungen schwankt in der kalkalpinen Randzone etwa zwischen 100—300 m.

Im Gebirgszug Kampen—Grasleiten-Kopf, der bei Hohenreuth und am Herrn-Köpfel in einzelnen aus dem Diluvium aufragenden Hügeln seine Fortsetzung findet, sind Plattenkalk und Hauptdolomit deutlich geschieden. Im Kampen-Massiv liegt der Übergang zwischen beiden am Grat, der vom Auer-Kampen zum Spitz-Kampen hinüberführt. Durch seine lichtgraue Färbung und deutliche Bankung hebt sich der Plattenkalk des Spitz-Kampen von dem dunkleren und weniger gut gebankten Hauptdolomit scharf ab. Ebenso lassen sich auch am Südabhang vom Grasleiten-Kopf die beiden norischen Stufen voneinander trennen.

Die norischen Bildungen vom Kampen und Grasleiten-Kopf tauchen im Süden unter die jüngeren Gesteine ein, um etwa 3 km weiter südlich mit wesentlich größerer Mächtigkeit wieder an die Oberfläche hervor gehoben zu werden.

Mit großer Einförmigkeit bauen die Schichten des Hauptdolomits zwischen der Isar und der Achenpaß-Straße den Schergenwieser Berg, den Gerstenrieder-Kopf, Brunstlahner-Kopf, das Stuben-Eck, das Guggenauer Köpfl und O. der Straße den Reit-Berg, Bodig-Berg und Klamm-Berg auf.

Die im Norden anschließenden Plattenkalke setzen den Höhenzug vom Roß-Kopf, Breiten-Kopf, Saurüssel-Kopf, sowie die Sonnberg-Schneid und den Friedberg-Kopf zusammen. Im Osten beträgt die Breite der Plattenkalk-Zone 400 m, während dieselbe durch die sattelförmige Lagerung im Gebiet des Roß-Kopf—Breiten-Kopfes und der Hoch-Alpe auf 2,1 km anschwillt.

Infolge der harten und widerstandsfähigen Beschaffenheit der steil gestellten Plattenkalke bildet sich die Kammform des Höhenzuges heraus, sowie die steileren Böschungen und schrofferen Formen, gegenüber der gleichmäßigen durch die Gleichartigkeit der Gesteinsmassen hervorgerufenen Oberflächengestaltung des Hauptdolomits, der stärker der Verwitterung unterliegt, sich in lockeren, kantigen Grus auflöst und so viel schneller durch die Erosion abgetragen wird.

Zwischen dem Schliß-Bach und der Isar läßt sich die Ausbildung der Plattenkalk-Stufe an verschiedenen Profilen sehr genau studieren.

Die Grenze gegen die überlagernden Kössener Schichten ist an dem Wege aufgeschlossen, der an der rechten Seite des Klaffen-Baches entlang führt, N. von Punkt 927. Hier stellen sich im Liegenden derselben dunkle, bituminöse Kalke ein mit grauen dolomitischen Zwischenlagen, die bereits den Plattenkalken angehören. Zu diesen sind auch die O. von Punkt 927 im Bachbett anstehenden Schichten zu rechnen, über die ein Wasserfall herabstürzt. — Am Touristenwege, der bei der 900 m-Höhenlinie, von dem an der linken Seite des Klaffen-Baches entlang führenden Ziehwege, abzweigt und über das Joch zwischen Breiten-Kopf und Saurüssel-Kopf nach Glashütte führt, stellen sich oberhalb der 1000 m-Höhenlinie im Nordflügel des Sattels dolomitische Lagen ein, bis zum Punkt 1181 überwiegen schwarze und dunkelblaue, stark bituminöse Kalke in plattiger bis dickbankiger oder auch massiger Ausbildung. Im oberen Imbhäusl-Graben sind die grauen Dolomite zahlreicher, so daß gleichförmige Wechsellagerungen entstehen zwischen grauen, gelblich verwitternden, in eckige Brocken zerfallenden Dolomiten und dunkelblauen bis schwarzen, meist plattigen, oft auch recht dickbankigen, stark bituminösen Kalken. Unterhalb der 1000 m-Höhenlinie, im Südflügel des Sattels, nehmen die Kalke mehr und mehr ab, nur noch einzelne dünne, dunkle, kalkige Lagen sind hie und da im Dolomit eingeschaltet. Schließlich verschwinden auch diese und eine reine Dolomitfazies beginnt, die besonders günstig in der Klamm unter der Klause aufgeschlossen ist.

Die streichende Fortsetzung der tiefsten Plattenkalk-Schichten des

Imbhäusl-Grabens zeigt sich an dem Wege, der im Süden um den Saurüssel-Kopf herum führt. Auch hier beobachtet man den fortwährenden Wechsel von Dolomiten und plattigen blauen Kalken. Entsprechend den unteren Teilen der Plattenkalk-Zone waltet der Dolomit im allgemeinen vor. Dasselbe Profil wie an der Westseite des Saurüssel-Kopfes ist auch an dem Steig zu beobachten, der vom Saurüssel-Eck (P. 1095) am Ostabhang des Saurüssel-Kopfes auf der 1100 m-Höhenlinie entlang führt. Im ersten Abschnitt desselben überwiegt der Dolomit, in dem nur vereinzelt blaue Kalklagen eingeschaltet sind, die in den höheren Lagen immer zahlreicher werden.

Aus den Bayerischen Alpen sind diese eigenartigen Wechselagerungen von Kalk und Dolomit schon oft beschrieben worden. Dieselben stellen gleichsam nur eine Fazies vom obersten Hauptdolomit dar, da die Dolomite denjenigen des Hauptdolomits völlig gleichen. Im allgemeinen finden sich unter den Kössener Schichten zunächst Kalke mit nur einzelnen Dolomitlagen. Die letzteren reichern sich nach unten zu mehr und mehr an, so daß schließlich beide Gesteinstypen in demselben Verhältnis vorhanden sind. In den älteren Teilen der Plattenkalk-Zone gewinnen nun umgekehrt die Dolomite mehr und mehr die Oberhand. Die kalkigen, bituminösen Bänke treten nur noch vereinzelt auf und verschwinden im eigentlichen Hauptdolomit schließlich ganz. Die untere Grenze vom Plattenkalk gegen den Hauptdolomit ist also keineswegs ganz scharf festzulegen und kann lediglich da gezogen werden, wo die bituminösen Kalklagen aufhören.

Derselbe Wechsel von Kalk- und Dolomitbänken ist an dem Steig zu beobachten, der im Süden vom Breiten-Kopf bei Punkt 1096 vom Hauptwege abzweigt, zur Mitter-Hütte und von dort zur Hoch-Alm gelangt, sowie auch an dem Wege, der über den Hohenwiesner Berg und zwischen Roß-Kopf und Breiten-Kopf hinüberführt. Auch an dem steilen Abstieg, auf dem man von der Hoch-Alm ins Isar-Tal nach Hohenwiesen gelangt, läßt sich die Ausbildung der Plattenkalk-Zone gut beobachten. Sowohl im oberen Abschnitt, wie auch an der Steilstufe zwischen 1100 und 1000 m treten die dunklen, dickbankigen Kalkbänke mit Dolomitzwischenlagen in Erscheinung. Bei 950 m etwa finden sich stark bituminöse, schwarze Mergelschiefer als Einschaltung in den Plattenkalken. Unterlagert werden dieselben von gelbem Dolomit. Weiter unterhalb sind wiederum Kalke und auch Dolomite im Bachbett freigelegt.

Im westlichen Fortstreichen dieser Schichten, im Isar-Tal, an der Straße nach Fall, stehen kurz vor Punkt 712,8 die stark bituminösen Dolomite und die schwarzen brüchigen Mergelschiefer wieder an. Merkwürdigerweise finden sich in den Dolomiten Schnüre und Linsen von schwarzen Hornsteinen. Auch weiter nach Süden schalten sich im Schichtprofil immer wieder derartige bituminöse, bröckelige Mergellagen ein. Dann beginnt isaraufwärts der Dolomit gegenüber den Kalken stark

vorzuwalten. Beim kleinen verfallenen Wegmacherhaus werden die Dolomite schon sehr mächtig. Aber trotzdem folgen nochmals plattige, kalkige Lagen. Da in den Dolomiten beim Kreuz (717,5 m) die letzteren fehlen, ist nördlich davon die Grenze zu ziehen. Die Steilhänge nehmen nun am Schergenwieser Berg ganz das Landschaftsbild des Hauptdolomits an.

Die im Plattenkalk eingeschalteten bituminösen Mergellagen bilden einen auf längere Erstreckung zu verfolgenden Horizont, da dieselben auch am Weg über den Hohenwiesner Berg in 1120 m Höhe wieder auftreten.

Im Osten vom Schliff-Bach zeigt die Plattenkalk-Zone keinerlei Abweichungen von der geschilderten Gesteinsentwicklung. Ein gutes Profil mit den bekannten Wechsellagerungen liefert der vom Niederleger der Sonnberg-Alm zur Sonnberg-Alm hinaufführende Weg. — Dieselbe Ausbildung läßt sich über die Sonnberg-Schneid und den Friedberg-Kopf bis in den Schwarzen-Bach hinunter verfolgen und findet ihre Fortsetzung am Grün-Eck S. vom Leonhard-Stein, wie bereits geschildert wurde (BODEN, 1914, S. 180).

Da sowohl im Osten, wie auch im Westen des Hirschtal-Sattels Raibler Schichten vorhanden sind (s. u.), die als die normale Unterlage vom Hauptdolomit angesehen werden müssen, läßt sich die Mächtigkeit der Norischen Stufe des Kampen ziemlich genau auf 1400 m bestimmen, wovon 200 m auf die Plattenkalke entfallen. Am Hirsch-Berg sinkt dieselbe auf etwa 1200 m und geht gegen das Weißbach-Tal stellenweise auf 600 m zurück. Gegen Westen steigt die Mächtigkeit an, so daß am Grasleiten-Kopf für den Hauptdolomit 1400 m und für den Plattenkalk bis zu 600 m festgestellt werden konnten.

Im südlichen Abschnitt des Gebietes ist die Mächtigkeit vom Hauptdolomit nicht ganz sicher zu berechnen, da die Raibler nicht über die Talsohlen emporgehoben werden. Dieselbe geht jedoch bestimmt nirgends unter 2000 m zurück. Der Plattenkalk erreicht S. vom Roß-Stein nur etwa 200 m. Am Saurüssel- und Breiten-Kopf tritt eine Zunahme auf 550 m und im Gebiete der Hoch-Alpe und des Roß-Kopfes auf fast 1000 m ein.

Neuere Studien über die Bildungsbedingungen vom Hauptdolomit und vom Plattenkalk im bayrisch-nordtiroler Faziesbezirk wurden von K. LEUCHS (1928a, b und 1932a, b) und F. TRUSHEIM (1930) ausgeführt.

Vereinzelte Ansammlungen von Foraminiferen, besonders in kalkigen Hauptdolomitlagen und in Kalkbänken der Plattenkalk-Zone, in denen auch andere Schalenreste auftreten (Zweischaler, Gastropoden, Brachiopoden, Ostrakoden), deuten auf die ursprüngliche an Foraminiferen reiche Kalkschlicknatur, vorwiegend organogener Herkunft der norischen Bildungen hin, die in einem flachen Meer abgelagert wurden. Die Seicht-

wassersedimente unterlagen späterer diagenetischer Umwandlung, die im unternorischen Hauptdolomit zu einer fast völligen, im obernorischen Plattenkalk zu einer mehr oder weniger weitgehenden Dolomitisierung führten, wobei alle Feinstrukturen der Fossilschalen verloren gingen und nur der Bitumengehalt auf das ehemalige Vorhandensein von organischen Bestandteilen hindeutet. Der starke Detritusgehalt schaltete jedoch jede Entwicklung von Riffsedimentation im norischen Meerwasser aus. Auch im Laber- und Ammer-Gebirge wurde im oberen Teil des Hauptdolomits ein Kalkbereich nachgewiesen, in dem häufig eine Foraminifere auftritt, bei der es sich um eine *Vaginulina* zu handeln scheint. Diese Kalkbänke bilden ebenfalls einen Rest des Ausgangsgesteins, aus dem der ganze Hauptdolomit diagenetisch entstanden ist (C. W. KOCKEL, M. RICHTER, H. G. STEINMANN 1931, S. 27).

Konglomeratbildungen nicht tektonischer Entstehung sind im Hauptdolomit und Plattenkalk offenbar mehr an die südlicheren Zonen der bayrisch-nordtiroler Kalkalpen gebunden.

Im Karwendel-Vorgebirge finden sich nach TRUSHEIM in den verschiedensten Horizonten des Hauptdolomites Konglomeratlagen sedimentärer Entstehung konkordant eingeschaltet, die vorwiegend aus Hauptdolomit bestehen. Oft sind die Konglomerat-Trümmer, ebenso wie das Bindemittel, kalkig und bilden Reste des ursprünglichen, nicht dolomitierten Sedimentes. Die Aufarbeitung des schon verfestigten Hauptdolomits wird ohne Trockenlegung, ohne tektonische Bewegung, lediglich durch submarine Strömung in einem flachen Meer erklärt. Ebenso wie derartige monomikte Konglomerate entstanden auch Schrägschichtungen durch starke Wasserbewegung unter Meeresbedeckung.

Die Vorkommen ähnlicher Konglomerate und ähnlicher Schrägschichtung in der Plattenkalk-Stufe zeigen, daß in den Sedimentationsverhältnissen zur obernorischen Zeit keine wesentlichen Änderungen eingetreten sind.

Eigentümliche Einlagerungen im Hauptdolomit bilden die merkwürdigen, zumeist rotgefärbten Tone, die ursprünglich vielfach durch fluviatile Einschwemmungen aus einem nördlichen Festland gedeutet wurden. Neuerdings versucht LEUCHS diese Vorkommen durch äolische Staubzufuhr zu erklären, insbesondere wegen des sehr unregelmäßigen Auftretens im Schichtprofil und der vermutlich anzunehmenden großen Landferne, da auch bei rezenten Staubstürmen sehr große Verfrachtungsentfernungen für derartige Staubtransporte nachgewiesen sind.

Für die linsenförmig im Hauptdolomit und Plattenkalk eingeschalteten Bitumenmergel wird von TRUSHEIM ebenfalls eine Entstehung unter Meeresbedeckung angenommen. Die Bildung in flachen, schlammigen Meeresbuchten oder die lagunäre Sedimentation in stehenden Gewässern wird abgelehnt und die Absatzbereiche in kolkartigen Vertiefungen des Meeresbodens gesucht, ähnlich den Muddbildungen der heutigen Ost-

see. Die Bitumenmergel entstanden also nicht in flacherem, sondern im tieferen Wasser als der normale Hauptdolomit, dessen schwacher Bitumengehalt jedoch als ursprünglich anzunehmen ist und nicht als nachträglich aus den Mergeln zugeführt.

In den außerordentlich gleichförmigen Hauptdolomit- und Plattenkalk-Massen gehören fremde Bestandteile zu großen Seltenheiten.

In einem aus Dolomit und Kalkstein bestehenden Konglomerat, das im Lechbett bei Füssen im Unteren Hauptdolomit eingelagert ist, sind, fein verteilt, kleine Quarzkörnchen beigemischt, die wohl ein von weither verfrachtetes Material in dem sedimentären Konglomerat bilden müssen. (LEUCHS, 1928b, S. 411, Taf. XXXVI, Fig. 1; H. G. STEINMANN, 1931, S. 26.) An der südlichen Ilfen-Spitze in der Hornbach-Kette des Allgäus fand LEUCHS ein Aggregat von Quarzkörnern, die 1 cm Durchmesser erreichen und die als sedimentäre Einlagerung im Hauptdolomit gedeutet werden (1928b, S. 413 und 414). Kleine Quarzkörner treten nach H. G. STEINMANN als Seltenheit in den Plattenkalken W. von Farchant auf (1931, S. 29).

Einen Beitrag zur Frage der Einstreuung derartiger fremder Bestandteile in die norischen Schichten lieferte die von E. KAUTZSCH nachstehend ausgeführte sedimentpetrographische Untersuchung von schwarzen bituminösen Mergelschiefen mit feinen Karbonathäutchen, die sich im Steinbruch von Hohenreuth in den obersten Plattenkalken zwischen den dicken Bänken einschalten. Dieselben führen Pflanzenhäcksel und auf den Schichtflächen unbestimmbare kleine Zweischaler und Fischschuppen.

Bei der Schlämmanalyse (KOPECKI-KRAUS-Schlammgerät) ließen sich neben dunklen, faserigen, bituminösen Gemengteilen vorwiegend Kalkspat und Dolomit feststellen.

Außerdem fanden sich:

Muskovit, als feine, farblose Schüppchen; Biotit, stark gebleicht und häufig von Limonit und anderen Zersetzungsprodukten begleitet; Granat, farblos, splitterig; Zirkon, kurzprismatisch mit spitzer Pyramide; Rutil, hellgelb, kantengerundet; Turmalin, grünlich; Quarz.

Die Korngrößen der zuletzt aufgeführten Mineralien schwanken zwischen 0,05—0,2 mm Durchmesser. Glimmer, besonders Muskovit, tritt am häufigsten auf. Die anderen Mineralien sind seltener.

2. Rhätische Stufe.

Im Süden vom Hirsch-Graben, im Muldengebiet, heben sich die beiden Abteilungen der Rhätischen Stufe, die Kössener Schichten und die oberrhätischen Riffkalke, scharf voneinander ab und sind daher gesondert zur Darstellung gebracht, da sich die kartographische Trennung stets sicher durchführen läßt.

Die untere Abteilung bildet eine Schlammfazies, die ganz vorwiegend aus dunklen bis schwarzen Mergeln besteht, außerdem aus dunklen,

zumeist knolligen oder plattigen Kalken bzw. aus Wechsellagerungen von beiden. — In der jüngeren Periode ist eine völlige Änderung in den Ablagerungsbedingungen eingetreten. Der Einfluß des Landes war ausgeschaltet und im detritusfreien Wasser wuchsen die lichtgefärbten, in den unteren Teilen dickgebankten und in den oberen Teilen massigen Riffkalke empor, deren Fauna von den artenreichen Tiergesellschaften der Kössener Schichten stark abweicht und im wesentlichen nur aus riffbildenden Korallen und vereinzelt dickschaligen Zweischalern besteht.

Die Mächtigkeit der oberrhätischen Riffkalke [nach K. OSSWALD (1924, 1928) Thecosmilien-Kalk] ist, entsprechend ihren Bildungsbedingungen ganz erheblichen Schwankungen unterworfen, jedoch verschwinden dieselben trotz der sehr unregelmäßigen Riffsedimentation zwischen den Kössenern und dem Lias an keiner Stelle vollkommen, während in den Tegernseer Bergen ein derartiges Fehlen angenommen wurde (BODEN 1914, S. 181). Andererseits konnte in unserem Gebiet nirgends ein Profil gefunden werden, in dem die Riffbildung bis an die Basis des Rhäts hinabreicht, wie OSSWALD (1928, S. 28) im Wendelstein-Gebiet feststellt. Vielmehr sind die Kössener zwischen Plattenkalk und Oberrhät-Kalk überall entwickelt.

Die Plattenkalke gehen zumeist allmählich in die Kössener Schichten über. Auch ist unsicher, ob die petrographische Trennung der beiden Stufen immer mit der scharfen stratigraphischen Scheidung von norisch und rhätisch zusammenfällt, da in den obersten Plattenkalken vielfach Kössener Fossilien auftreten.

Aus den Kössener Schichten des Allgäus beschreibt O. M. REIS (1924, S. 71) Konglomerateinlagerungen von verschiedenen Stellen aus der Gegend von Hinterstein, die bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen und durch Aufbereitung vom Untergrund infolge Heraushebung entstanden sind. In einer Kössener Schalenbreccie bei Kufstein wies LEUCHS (1928a, S. 72) kleine Trümmer von kalkigen, mergeligen und dolomitischen Gesteinen nach, die aus dem Hauptdolomit und Plattenkalk im Liegenden stammen.

Größere Mächtigkeit und Verbreitung besitzt die konglomeratische Ausbildung der Kössener Schichten im Berchtesgaden-Salzburger Gebiet.

Derartige Vorkommen, die Bodenbewegungen vor der Sedimentation der Kössener Schichten anzeigen und eine tektonische Phase zwischen Norikum und Rhät (altkimmerische Phase) andeuten, wurden in unserem Gebiet nicht beobachtet. Unbedeutende monomikte Konglomerate finden sich nach TRUSHEIM (1930, S. 36) im Rhät vom Karwendel-Vorgebirge, die jedoch lediglich durch submarine Aufarbeitung des Untergrundes entstanden sind und feinkörnige Kalkkonglomerate in den Kössenern vom Laber-Gebirge werden von H. G. STEINMANN (1931, S. 34) als schwache Vorläufer jener Bewegungen aufgefaßt, die am Ende der rhätischen Zeit einsetzen.

An fremdartigem Material wies K. REISER (1920, S. 82) in den Kössener Schichten Quarzsandkörner und winzige Glimmerschüppchen in dünnen Mergelbänken nach und am Iseler eine Sandsteinbank als Einlagerung im Rhät.

Auch H. G. STEINMANN (1931, S. 33) fand vereinzelte Quarzkörnchen in den Kössener Mergeln.

Über den, durch einzelne Dolomitbänke gekennzeichneten obersten Plattenkalken lagern am Nordabhang vom Hohenwiesner Berg und Säurüssel-Kopf dünnplattige bis dickbankige oder massige, z. T. knollige, dunkelblaue Kalke als unterstes Glied der Kössener Schichten. Sehr günstig sind diese tiefsten Kössener Kalke im unteren Klaffen-Bach etwa bei 800 m aufgeschlossen und veranlassen hier einen Wasserfall. Weiter östlich finden sich am Wege, der am rechten Hang des Klaffen-Baches entlangführt, NW. von Punkt 927, blaue, knollige Kalke, z. T. mit mergeligen Zwischenmitteln, welche die Fortsetzung bilden. Plattige Kalke erscheinen wieder, als unterstes Schichtpaket der Kössener, bei der Kapelle W. von der Röhrelmoos-Alm und im Osten derselben stehen im Bachbett des unteren Marmormoos-Grabens, wo der Weg zum Sonnberg-Niederleger abgeht, ebenfalls im unmittelbaren Hangenden der Plattenkalke dunkle, plattige Kalke an, auf die am Wege noch dickbankige, bläuliche Kalke folgen. Die über diesem Kalkzug lagernden Kössener Mergel bilden das sumpfige Gebiet vom Hohen Moos-Graben und sind als schwarze, weiche Mergel, die einzelne feste Kalkbänke mit der Schalenbreccie enthalten, am Querwege aufgeschlossen, der beim „s“ von Moos-Graben vorbeiführt. Weiter nördlich zeigen sich die schwarzen Kössener Mergel in dem Bachriß, der bei der Quelle am Weg zur Röhrelmoos-Alm nach Norden hinaufführt, und auch in dem nächsten westlichen Bachriß ebenfalls mit eingelagerten fossilführenden dünnen, dunklen Kalkbänken. Unterhalb der Quelle stehen jedoch zu beiden Seiten des Weges und im Bachbett dickbankige und plattige Kalke an, die eine Einlagerung in den Kössener Mergeln bilden und die auch in dem hügeligen Gelände südlich vom Wege wiederkehren. Im Mittereck-Graben unterteufen die Mergel oberhalb vom Steig, der vom Gufel-Kopf kommt, die massigen Rhät-Kalke. Aufschlüsse liegen am Wege und unterhalb desselben. Dunkle, z. T. knollige Kalkbänke sind eingeschaltet. Im Gebiet des Marmormoos-Grabens sind die Mergel von Schutt verhüllt. Dieselben stehen jedoch N. von der Röhrelmoos-Alm in dem Grabenriß W. vom Tränk-Graben, überlagert durch den Oberrhät-Kalk, an. Die östliche Fortsetzung findet sich in den aus plattigen Kalken und Mergeln bestehenden Kössenern, auf denen die Weiden der Sonnberg-Alm liegen und die besonders an der Höhe 1572 gut beobachtet werden können. Dieselben entwickeln sich aus den Plattenkalken und tauchen unter die Oberrhät-Kalke des Roß- und Buch-Steins ein. Bis in den oberen Bucher-

sulz-Graben lassen sich dieselben an dessen Südseite verfolgen und verschwinden dann unter dem Schutt.

Die sattelförmige Aufbruchzone N. vom Schön-Berg zeigt die Kössener Schichten in ganz ähnlicher Entwicklung. Jedoch herrschen hier die Mergel weitgehend vor. Die mächtigeren dunklen Kalklagen des südlicheren Zuges treten ganz zurück.

Unter dem Schutt des Alm-Baches tauchen anstehende, dunkle Kössener Kalke W. von der Quelle (Kalten-Br. 1190 m) hervor. Gute Aufschlüsse in den Kössener Mergeln erscheinen oberhalb der verfallenen Redeben-Alm am Wege zum Gatterl (1468 m). Auch hinter dem Gatterl führt der Weg zum Roß-Stein noch ein Stück weit durch die Kössener Schichten, die als schwarze, weiche Mergel, wechsellagernd mit zumeist dünnbankigen, knolligen oder dickbankigen, dunklen Kalken entwickelt sind. Auch die Wiesen N. vom Gatterl (1468 m) sind aus Kössenern aufgebaut, die bis zu den zackigen schroffen Rhät-Felsen („In der Feile“) reichen. Die östliche Fortsetzung wird von der breiten, sumpfigen Talmulde des Zinner-Baches durchschnitten, in dessen oberen Teil die schwarzen, sehr fossilreichen Mergel anstehen. Im Gebiet des oberen Gurn-Baches bilden dieselben als wasserundurchlässiges Gestein ein von stehenden Wasseransammlungen erfülltes Gelände, das im Norden und Süden von aufragenden Rhätkalk-Zügen eingeschlossen ist und sich nach den Hochböden gegen die Schwarzentenn-Alm hinunterzieht.

Am Nordrand des Muldengebietes stehen die Kössener Mergel mit fossilführenden Kalkbänken im Sattel zwischen den Plattenkalken des Spitz-Kampen und dem Oberrhät-Kalk des Brand-Kopfes an, der sich als steile Mauer über den Mergeln erhebt. Infolge ihrer weichen Beschaffenheit veranlassen die Kössener Schichten die sattelförmige Einfurchung zwischen den harten aufragenden Gesteinen. Westlich vom Sattel bilden die Mergel ein sumpfiges Gebiet. Östlich sind dieselben unterhalb der steilen Wiesen und schroffen Wände des Kampen von Schutt verhüllt. Nördlich der Mühlalalm-Hütte stehen jedoch dicke, dunkle Kalkbänke der Kössener Schichten an, die Korallen enthalten und Terebratel-Schalen. Auch im Schutt finden sich Kössener Mergel, während sich S. der Alm-Hütte am Nordabhang vom Mühlal-Eck schroffe Felsen aus Oberrhät-Kalk erheben.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist hier viel geringer als bei den Vorkommnissen weiter im Süden und beträgt höchstens 50 bis 100 m. Nördlich vom Schön-Berg schwellen dieselben auf 200 bis 300 m an, wobei das Liegende nicht erreicht ist. Im südlichsten Zuge läßt sich im Klaffen-Bach die Höchstmächtigkeit von etwa 500 m feststellen, die sich S. vom Roß-Stein auf 200 m herabmindert.

Die Oberrhät-Kalke bilden für die tektonische Übersicht eine vorzügliche Leitschicht. Als weißgraue, zumeist kahle Felsrippen treten dieselben im Landschaftsbilde überall hervor, eingeschaltet zwischen den

weichen, zumeist von Vegetation oder von Schutt verhüllten Kössener Mergeln und dem mit Almweiden bedeckten Lias. Dieselben erweisen sich als das am besten aufgeschlossene Gestein des Gebietes. Nordöstlich vom Alpel, im Süden der Seekar-Alm, finden sich im Oberrhät gelbgraue, zuckerkörnige, von Drucksuturen durchzogene Dolomite mit weißen, etwas gröber kristallinen Kalzitadern.

Derartige, diagenetisch zu Dolomit umgeformte Oberrhät-Kalke sind als unbedeutende Putzen und Knauern aus dem Oberrhät des Setz-Berges, von der Boden-Spitz und der Stümpfling-Alm aus dem Tegernseer und Schlierseer Gebiet bekannt (OSSWALD, 1924, S. 124). Größere Ausdehnung erlangt diese dolomitische Oberrhät-Fazies in der breiten Mulde N. vom Brünn-Stein und Traithen. Dieselbe findet sich hier immer in den tiefsten Lagen des Oberrhäts, in der Nähe der Kössener Mergel (HASEMANN, 1929, S. 15).

Am Loch-Stein zeigt der korallenführende Oberrhät-Kalk feinoolithische Strukturen. Der Rhätkalk-Zug, welcher im S. vom Kampen durchzieht und seine Fortsetzung an der Seekar-Straße und an der Mark-Wand findet, erreicht am Brand-Kopf eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Am Nordabhang vom Mühlal-Eck konnten nur etwa 50—60 m festgestellt werden. Die geringste Dicke der oberrhätischen Riffbildungen fand sich in dem Graben, der zwischen Hochfeichten und Zinner-Leite herunterzieht. Bei der Höhenlinie 1330 m bildet der massige Kalk hier eine 20 m hohe Stufe, über die ein Wasserfall herüberstürzt. In der westlichen Fortsetzung schwillt derselbe an und erreicht in der, an Korallenstöcken reichen, zackigen, schroffen Felspartie „In der Feile“ eine Mächtigkeit von 200 m. Zwischen Alpel und Alm-Bach findet sich derselbe Rhätkalk-Zug in einer Breite von über 400 m. Gegen Osten am Loch-Stein wurden etwa 100 m ermittelt und bis zum unteren Gurn-Bach stellt sich kaum eine Veränderung ein, da die Oberrhät-Kalke hier infolge einer Spezialfalte verbreitert werden. Der Oberrhät-Zug am Nordabhang vom Schön-Berg besitzt eine Mächtigkeit von 200 m, die S. vom oberen Gurn-Bach und am Schwarz-Eck auf 300—400 m anschwillt. Bei dem südlichsten Oberrhät-Zug sind die Riffbildungen in den mittleren Teilen des Gebietes am wenigsten mächtig entwickelt. Im Mittereck-Graben stehen oberhalb vom Wege nicht über 50 m dicke, massige Rhät-Kalke an. Im Hochlahner-Graben veranlassen dieselben die Bildung eines Wasserfalles. Im Graben, der von der Ampertal-Alm herunterzieht, bildet derselbe Rhätkalk-Zug Felsen, bleibt jedoch, ebenso wie im Tränk-Graben, unter 100 m zurück. Am Roß-Stein tritt wiederum eine Anschwellung auf 300 m ein. In den tieferen Teilen desselben heben sich einige dicke Bänke heraus, während der obere Teil massig ausgebildet ist und keinerlei Schichtung oder Bankung erkennen läßt. Auch am Gufel-Kopf steigt die Mächtigkeit auf 200 m an und noch weiter gegen Westen auf 250 m.

Während die Schichten der rhätischen Stufe im S. vom Hirsch-Bach

eine ziemlich erhebliche Mächtigkeit erlangen und für die Entwicklung des Landschaftsbildes von so großer Bedeutung sind, treten dieselben in der nördlichen Randzone der Kalkalpen sehr an Bedeutung zurück. Die Fazies der oberrhätischen Riffkalke fehlt im Focken-Stein—Geigerstein-Gebiet und am Ring-Berg, sowie in der kalkalpinen Vorzone der Schlierseer Berge vollständig. Dieselben sind durch die mergelig-kalkige Kössener Fazies mit vertreten, welche hier ausschließlich das Rhät aufbaut. Diese Unterschiede erklären sich durch die verschiedenartigen Ablagerungsbedingungen. Die Schlammzufuhr dauerte in den nördlichen Gebieten im Oberen Rhät fort und hinderte die Bildung von Riffkalcken, deren Entwicklung nur im klaren Wasser möglich ist. Die unregelmäßig gestaltete Faziesgrenze fällt jedoch nicht überall mit der Grenze von Vorzone und Muldengebiet zusammen, so z. B. im Benediktenwand-Gebirge, N. vom Herzogstand, im Laber-Gebirge und am Wendel-Stein treten die oberrhätischen Riffbildungen an vereinzelt Stellen in der kalkalpinen Randzone wieder auf. Aber auch die Fazies der Kössener Schichten ist im Roßstein-Gebiet viel mächtiger als im Norden. Nördlich vom Geiger-Stein und Focken-Stein schalten sich die schwarzen Mergel und die fossilführenden, dunklen, zuweilen auch oolithischen, Kalke der Kössener Schichten nur als wenige Meter mächtige Lage zwischen Plattenkalk und Lias ein. Südlich davon erreichen dieselben, aber nur stellenweise, eine etwas größere Mächtigkeit von 30—40 m. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ring-Berg. Dieses Anschwellen der Kössener Schichten gegen Süden scheint am oberbayerischen Kalkalpenrande eine allgemein verbreitete Erscheinung zu sein.

3. Lias.

An dem Wege, der von der Röhrelmoos-Alm, im N. vom Marmor-moos-Graben, zu den Roßstein-Almen hinaufführt, fanden sich an der Grenze von Oberrhät und Lias eigenartige klastische Gesteine, die nähere Beachtung verdienen.

Das Gesteinsmaterial der einzelnen Bestandteile ist völlig gleichartig und besteht aus einem makroskopisch dichten, grau bis gelblichgrau gefärbten Kalk, der übereinstimmt mit den im Roßstein-Gebiet weit verbreiteten, fleckenlosen, gelben und grauen Lias-Kalken. Die Komponenten sind gut gerundet und ihre Größe schwankt zwischen kleinen Körnchen und rundlichen oder eiförmigen Brocken von 2 cm Durchmesser. Zuweilen erreichen dieselben auch 3 cm Größe. Die Kalkbrocken liegen in einem dunklen, sehr feinkörnigen, kalzitisch-tonigen Bindemittel ohne sich gegenseitig zu berühren. Bindemittel und Körner sind sehr eng miteinander verwachsen (Taf. 1, Fig. 1).

Im Dünnschliff zeigen die Kalkbrocken kieselige oder auch in Kalzit umgewandelte Spongien-Nadeln im Längs- und Querschnitt, außerdem Bruchstücke von Foraminiferen-Schalen und einzelne Echinodermen-Reste. Dieselben organischen Be-

standteile finden sich auch im Bindemittel. In dem letzteren sind auch dunkle Gemengteile eingestreut in Form von kleinen Körnchen und länglichen, oft stäbchenförmigen Gebilden. Makroskopisch werden dieselben als weiche Fetzen im Gestein sichtbar, die mit der Nadel herauspräpariert werden können und die sich als dunkle, von Kalzit infiltrierte, während der Sedimentation eingeschwemmte Pflanzenteile erweisen.

Ein einzelnes Stück zeigt makroskopisch eine feiner breccienhafte Struktur. Unter den Bestandteilen treten vor allem wieder die gelbgrauen, dichten Lias-Kalke hervor, die zumeist geringe Größen besitzen, nur vereinzelt erreichen dieselben 1 cm Durchmesser. Dunkle Gemengteile, die ebenfalls aus dem Lias stammen, beobachtet man als kleine Körnchen oder als Einsprenglinge von einigen Millimetern Dicke.

Im Dünnschliff zeigt sich das Gestein aus zumeist sehr kleinen Kalkbröckchen aufgebaut, die in einer klaren, kalzitischen Grundmasse schwimmen. In der Grundmasse sind zahlreiche Echinodermen-Bruchstücke und Foraminiferen eingebettet. In etwas größeren Kalkbrocken werden ebenfalls Echinodermen-Reste sichtbar, außerdem zarte, zumeist kalzitisierte Spongien-Nadeln und Bruchstücke von Foraminiferen-Gehäusen.

Ein ähnlich zusammengesetztes, klastisches Lias-Gestein fand sich 800 m W. vom Gufel-Kopf, nahe beim Punkt 880, auch unmittelbar im Hangenden vom Rhät. Die hauptsächlichsten Bestandteile werden ebenfalls von den gelbgrauen, dichten, fleckenlosen Lias-Kalken gebildet. Zumeist sind nur sehr kleine Körnchen vorhanden, die vereinzelt auf 4 mm anwachsen. Ein einzelner Brocken von 4 cm Durchmesser besteht aus einem Mergel, der z. T. schwarz gefärbt ist, z. T. grau mit dunklen Flecken. Ein anderer von 5 $\frac{1}{2}$ cm Länge zeigt einen gelblichen Kalk mit dunklen Lagen. Dazu kommen noch einige kleinere dunkle Mergelfetzen als Einsprenglinge. Sämtliche Bestandteile lassen sich ohne Schwierigkeit mit Lias-Gesteinen identifizieren (Taf. I, Fig. 2).

Im Dünnschliff erweist sich das Bindemittel aus teils gröber, teils feiner körnigem, klarem Kalzit-Aggregat bestehend. In demselben liegen unzerbrochene, Echinodermen-Reste und Bruchstücke von Foraminiferen-Gehäusen. Ferner beobachtet man Spongiennadel-Querschnitte in der Kalzit-Masse. Vereinzelt werden Neubildungen von körnigem Chalzedon im Kalzit erkennbar, die mit diesem eng verwachsen sind. Die klastischen Liaskalk-Körnchen sind gut gerundet und schwimmen in dem Kalzit-Bindemittel ohne sich gegenseitig zu berühren. Zahlreiche in Kalzit umgewandelte Querschnitte und auch vereinzelt Längsschnitte von Spongien-Nadeln werden in denselben sichtbar. Seltener treten Neubildungen von Quarz auf. Auch die dunklen pflanzlichen Gebilde finden sich im Bindemittel als kleine Körnchen oder in Form von dünnen Leisten ziemlich reichlich.

Im Hochlahner-Graben, in dem die massigen Rhät-Kalke von Lias-Fleckenkalken mit mergeligen Zwischenmitteln überlagert werden, zeigten sich mehrfach an der Grenze von Rhät und Lias dieselben eigenartigen konglomeratisch-breccienhaften Bänke.

Die Konglomerate, welche an verschiedenen Stellen am Südrand der Schönberg-Mulde an der Grenze von Rhät und Lias auftreten, bestehen fast völlig aus den fleckenlosen Kalken, die im Lias des Roßstein-Gebietes eine sehr weite Verbreitung besitzen. Andersartige Be-

standteile können ebensowohl mit Lias-Gesteinen identifiziert werden. Fremdes Material wurde bei der Anhäufung der Konglomerate nicht zugeführt und die Erosion schnitt nicht einmal bis in die unterlagernde Trias ein. Da die klastischen Bildungen das Rhät unmittelbar überdecken, die wesentlichste Sedimentation der Lias-Schichten jedoch erst später erfolgte, ist die Erosionsphase in die ältere Lias-Zeit zu verlegen. Eine dünne Decke von Lias-Sedimenten war über dem Rhät schon gebildet, als schwache, zu Heraushebungen über den Meeresspiegel führende Bodenbewegungen die Erosionserscheinungen auslösten, welche die Anhäufung der, möglicherweise noch nicht völlig verfestigten, Lias-Sedimente bewirkten. Die starke Abrollung der Komponenten deutet auf Trockenlegung der Gesteine während der Erosion hin.

In eine derartige frühliassische Bewegungsphase verlegt E. SPENGLER (1927, S. 138) die Bildung von Verwerfungsspalten im Dachstein-Kalk des Dachstein-Gebirges, die mit Lias-Hierlatz-Sedimenten ausgefüllt sind. Während LEUCHS (1928a, S. 72) die Spaltenbildung, wie viele ähnliche Vorkommen der Berchtesgaden-Salzbürger Alpen als vorliassisch deuten möchte, obgleich ebensowohl frühliassische Bewegungen angenommen werden, welche auch die vielfach beobachtete transgressive Lagerung von Lias-Stufen, die nicht dem untersten Lias angehören, über rhätischen Schichten erklären.

Für diese Fragen sind die Feststellungen H. G. STEINMANN'S (1931, S. 40) im Laber-Gebirge von Bedeutung. Die Hangendgrenze des Oberrhät-Kalkes wird im zentralen Laber-Gebirge als eine Transgressionsfläche angesehen. Der Ablagerung vom Lias gingen Störungen mit nachfolgender Erosion voraus, so daß die ungeheuer schnell wechselnde Mächtigkeit des Rhäts durch vorliassische Abtragung zu erklären ist. Zwischen Rhät und Unter-Lias vollzogen sich also einschneidende tektonische Bewegungen, während im Westen, Süden und Osten des zentralen Laber-Gebirges ein allmählicher Übergang von Oberrhät-Kalk in Lias-Kieselkalk vorhanden ist.

Die transgressive Lagerung vom Lias-Hierlatzkalk wird aus den Bergen zwischen Lech und Loisach auch von M. RICHTER eingehend geschildert. Dieselbe reicht vielfach bis auf den Hauptdolomit herab. Basalkonglomerate finden sich an der Transgressionsfläche aus Hauptdolomit-Brocken und sonstiger Ober-Trias und können eine Mächtigkeit von 10 und mehr Metern erreichen. In Klüften angereichertes Brauneisen, sowie schalige Konkretionen von Bohnerz, zeigen außerdem eine Verwitterungsperiode vor der Hierlatz-Transgression an. Auf einer gehobenen Schwelle, dem späteren Stirnrandgebiet der Lechtal-Decke, war diese vorliassische Abtragung am stärksten. Diese Krustenbewegung an der Wende von Trias und Jura ist bereits von wesentlicher Bedeutung für die geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes (M. RICHTER, 1931, S. 45—47 und S. 217—218).

Die Bewegungen, welche zur Aufhäufung der Konglomerate im Hangenden des Ober-Rhäts im Roßstein-Gebiet führten, sind in eine etwas jüngere Zeit zu verlegen, die schon der Lias-Periode angehört. Dieselben müssen also als innerliassisch oder frühliassisch bezeichnet werden. Zwischen der vorrhätischen, altkimmerischen und der oberjurassischen, jungkimmerischen Phase vollzogen sich also an einzelnen Stellen der östlichen Kalkalpen Bodenbewegungen, die sich in der Zeit zwischen Ober-Rhät und Lias abspielten und auch nachrhätische, die in den unteren Abschnitt der Lias-Zeit fallen.

Dem unregelmäßigen Relief der Oberfläche vom Oberrhät-Kalk, sowie den unsteten Verhältnissen, die durch Bodenbewegungen am Ende vom Rhät und im Unterlias hervorgerufen wurden, entspricht die reiche fazielle Gliederung vom Lias und die starken Mächtigkeitschwankungen, sowie die oft vorhandenen Sedimentationsunterbrechungen und auch die Entfernungen von Schichtlagen durch Aberosion.

Die Schilderung der Gesteinsfolgen innerhalb der Lias-Formation kann im wesentlichen nur nach der petrographischen Ausbildung erfolgen, da die Möglichkeit fehlt, überall das wirkliche Alter der Schichten festzustellen. Der Fazieswechsel ist oft sehr schroff, so daß nahe nebeneinander gelegene Profile in der Entwicklung der Schichten schon erhebliche Verschiedenheiten zeigen. Außer diesem schnellen seitlichen Verdrängen der Fazies, vertreten dieselben Gesteinsarten oft ganz verschiedene Altersstufen. Auch die einzelnen Gesteinstypen lassen sich oft schwer trennen, da dieselben durch Übergänge miteinander verbunden sind.

Die roten Lias-Kalke, die in dem Muldengebiet vom Risser-Kogel, von der Rot-Wand und vom Bränn-Stein stets die untersten Lagen vom Lias bilden und auch dem tiefsten Lias angehören, sind im Roßstein-Gebiet nur ganz vereinzelt vorhanden. Dagegen besitzen die fleckenlosen, gelben bis gelbgrauen, zumeist plattigen Kalke eine sehr große Verbreitung und erreichen oft ziemliche Mächtigkeiten. Hauptsächlich findet sich die Fazies der Fleckenkalke, aus erheblich anschwellenden Serien von dünn- und dickgebankten, gefleckten Kalken bestehend, die in ununterbrochener Folge mit grauen, weichen Mergeln wechsellagern. Fast ebenso verbreitet ist die Fazies der Kieselkalke. Dieselbe baut sich aus z. T. gefleckten, kieseligen Kalkbänken auf, zwischen denen ebenfalls fort und fort weiche Mergellagen eingeschaltet sind. Die Kieselsäure tritt in Form von Knollen und Schnüren oder in feiner Verteilung auf. Weniger verbreitet sind helle, grobspätige Crinoiden-Kalke mit Neubildungen von Quarz. Untergeordnet ist die Fazies der schwarzen Schiefer vertreten.

Ganz ähnliche Gesteinsausbildungen der Lias-Formation beschreibt OSSWALD (1924, S. 129—132) aus dem Wall-Berg—Risser-Kogel-Mulden-

gebiet und dieselben Lias-Fazies kehren auch am Brunn-Stein wieder (HASEMANN, 1929, S. 16—19).

Am Südwestrande der Lias-Mulde des Schön-Berges finden sich an dem Wege, der NO. von Punkt 880 zum Gufel-Kopf führt, Fleckenkalke und gelbe, fleckenlose Kalke als unterster Teil der Lias-Schichten. Nur vereinzelt stellen sich auch rote Kalke ein. Am Gufel-Kopf werden die oberrhätischen Riffkalke von dunklen, dichten, felsbildenden Lias-Kalken unmittelbar überlagert, in denen sich, zusammen mit Kalkspat, öfters Anreicherungen von Eisenoxydul beobachten lassen.

Die Lias-Kalke enthalten Querschnitte von Ammoniten und Brachiopoden. Ein Ammonit wurde von J. SCHRÖDER als *Aegoceras (Amblycoceras)* sp. bestimmt, der mit dem *Ammonites gagateus* YOUNG (REYNES 1879, Taf. L, Fig. 20—21) aus der Raricostaten-Zone verglichen werden kann. Die Amblycoceraten erscheinen zuerst im untersten Lias- β und reichen bis in den unteren Mittel-Lias hinauf. Zwischen dem Ober-Rhät und den dunklen Lias-Kalken klafft also eine Lücke. Zum mindesten fehlt der Lias- α .

Unter dem Mikroskop erweist sich der Lias-Kalk als äußerst feinkörnig mit länglichen und viereckigen Einschlüssen von grobkörnigem Kalzit. In dem Kalk schwimmen eine Anzahl Echinodermen-Täfelchen und außerdem werden Bruchstücke von Foraminiferen-Schalen sichtbar. Ganz vereinzelt zeigen sich auch Querschnitte von Spongien-Nadeln mit erkennbarem Achsenkanal. Ferner konnten einige kleine Quarzkörner beobachtet werden.

Am Wege vom Gufel-Kopf zur Schönberg-Alm trifft man vom Hirschenlahner-Graben ab nur Kieselkalke an, die hier also fast den ganzen Südflügel der Schönberg-Mulde von der Höhenlinie 1170 bis über 1300 m aufbauen. Wo der Almboden beginnt, stellen sich gefleckte Kalke ein, während bei den Almhütten wieder Kieselkalke vertreten sind. Nördlich der Almhütten bildet der Nordostrand des Schön-Berges einen mächtigen Steilabfall, an dem steil nördlich geneigte Fleckenkalk-Bänke mit eingeschalteten dünneren Mergellagen in ununterbrochener Folge erschlossen sind. Diese gehören dem nach Süden überkippten Nordflügel der Schönberg-Mulde an. Der ganze Gipfelbereich des Schön-Berges von der Höhe 1621 bis zum Kreuz (1555 m) und auch weiter nach Westen wird dagegen von den gelben, dickbankigen oder plattigen, fleckenlosen Lias-Kalken gebildet, in denen nur ganz vereinzelt graue Fleckenkalke auftreten. Da dieselben unter den Fleckenkalken und über dem Ober-Rhät liegen, nehmen sie am Nordrand der Schönberg-Mulde die untersten Lagen vom Lias ein.

Gesteinsentwicklung und schneller Fazieswechsel des Lias lassen sich in der östlichen Fortsetzung vom Südflügel der Schönberg-Mulde gut studieren.

Ein vereinzelt Vorkommen von Crinoiden-Lias findet sich unterhalb der Cenoman-Felsen im Südosten der Schönberg-Alm. Das Cenoman

lagert über Radiolariten und diese stoßen an einer Querstörung mit dem Crinoiden-Lias zusammen. Im Ampertal-Graben, der S. von der Ampertal-Alm beginnt und zur Röhrelmoos-Alm herunterzieht, finden sich zwischen Rhätkalk-Blöcken Aufschlüsse im Lias-Fleckenkalk mit dünnen Mergelzwischenmitteln, darunter stehen plattige und auch dickbankige, dunkle Kalke an, ebenfalls abwechselnd mit wenig mächtigen Mergelschnüren. Die letzteren werden unmittelbar von Oberrhät-Kalk unterlagert und vertreten offenbar die gelben, plattigen Kalke vom Nordrand der Schönberg-Mulde. 400 m weiter östlich, im mittleren Teil des Tränk-Grabens, von der Höhenlinie 1180 bis zur Bachgabelung bei 1260 m ist zwischen Rhät-Kalk und Oberem Jura ein fortlaufendes, sehr gleichförmiges Profil durch die gesamten Lias-Schichten aufgeschlossen, die hier lediglich in einer dunklen, schiefrigen Mergelfazies entwickelt sind. In den unteren Teilen finden sich dunkle, geflammte, schwach verkieselte Kalke eingeschaltet. Im oberen Profilabschnitt wechsellagern die Mergel mit ebenfalls dunklen, gefleckten Kalken. Eine Bank aus rotem Crinoiden-Kalk wurde beobachtet. Auch im linken Arm vom Tränk-Graben zeigen sich unter der Steilstufe, die vom Oberen Jura gebildet wird, die Lias-Gesteine als dunkle Schiefer mit Kalkbänken.

Die streichende Fortsetzung des Lias-Profiles im Tränk-Graben ist an dem Wege von den Roßstein-Almen zur Röhrelmoos-Alm aufgeschlossen. Unterhalb der roten Radiolarite treten lediglich Kiesellias-Gesteine und Fleckenkalke am Wege aus, die mehrfach miteinander wechsellagern. Etwa auf der Höhenlinie 1220 m folgen über den Oberrhät-Kalken Fleckenkalke, die mit weichen, dünnen Mergellagen abwechseln. Zwischen beiden beobachtet man an der Basis der Fleckenkalke noch 2 m mächtige schwarze Mergel, darunter eine 0,5 m dicke Kalkbank mit Eisengeoden und dann wulstige blaue Kalke.

Ein schöneres Profil in den Lias-Schichten zeigt sich an dem Wege von den Roßstein-Almen zur Sonnberg-Alm. Am nordsüdlich verlaufenden Kamm, dem der Weg folgt, lagern unter dem Oberen Jura kieselige Lias-Schichten, die am Wege als graue, entkalkte Verwitterungsprodukte in Erscheinung treten. Gute Aufschlüsse finden sich im Kiesel-Lias am östlichen Steilhang gegen den Roß-Stein zu. Darunter erscheinen Lias-Fleckenkalke in 10—20 cm dicken Bänken mit Zwischenlagen von grauen, weichen, schiefrigen Mergeln. Dann stellen sich, die Rhät-Kalke unmittelbar überlagernd, die gelben bis gelbgrauen, fleckenlosen, plattigen Lias-Kalke ein. Diese letzteren, die im Roßstein-Gebiet immer ein tieferes Lias-Niveau einnehmen, bauen auch den Kamm auf, der vom Ostfuß des Buch-Steins zur Bucher-Alm hinunterzieht. Stellenweise finden sich in denselben Hornsteinlagen und dunkelrot gefärbte Partien. Auch gefleckte Kalke wurden beobachtet.

Im Gebiet der Lias-Mulde vom Seekar-Kreuz herrscht die Fazies der Fleckenkalke vor. Zwischen Seekar-Alm und Alpel sind dieselben oft

sehr dickbankig. Auch die schönen Almböden der Rauh-Alm bestehen aus dick- und dünnbankigen Fleckenkalken mit schiefrigen Zwischenmitteln. Oberhalb der Seekar-Alm, beim Aufstieg zum Seekar-Kreuz, finden sich neben Fleckenkalken auch sehr reichlich grobspätige, weiße Crinoiden-Kalke. Der Gipfel (1601 m) wird von Fleckenkalk gebildet. Am Südflügel der Mulde legen sich über den Oberrhät-Kalk „In der Feile“ die gelben, fleckenlosen Lias-Kalke, die vielfach von Drucksuturen durchschwärmt sind und auch hier wieder die untersten Lagen vom Lias bilden.

900 m weiter östlich werden in dem Graben, der S. von der Rauh-Alm zwischen Hoch-Feichten und Zinner-Leite herunterzieht und sich beim Punkt 1265 mit dem Zinner-Bach zum Gurn-Bach vereinigt, die Oberrhät-Kalke von etwa 20 m mächtigen, plattigen, dunklen Lias-Kalken überlagert mit reichlichen, schwarzen Hornsteinknollen. Darüber stellen sich Lias-Fleckenkalke ein, die zur Rauh-Alm hinüberleiten. Die gelben, fleckenlosen Lias-Kalke sind also hier durch schwarze, hornsteinführende Plattenkalke ersetzt. Zwischen diesem Hornstein-Lias und den Fleckenkalken ist eine 1 m dicke, dunkle Kalkbank eingeschaltet, die ganz erfüllt ist von Glaukonit-Körnern.

Im Dünnschliff zeigt dieser Glaukonit-Kalk eine Grundmasse aus sehr feinkörnigem, trüb erscheinenden Kalzit. In demselben finden sich jedoch reichlich unregelmäßig nesterförmige Einschlüsse von grobkörnigem Kalzit, die auf eine diagenetische Umkristallisation hindeuten. Organismenreste bilden einen wesentlichen Bestandteil des Gesteins. Foraminiferen sind vertreten, jedoch nur in Bruchstücken, außerdem sehr reichlich Echinodermen-Täfelchen und Spongien-Nadeln. Der Glaukonit bildet zumeist gut gerundete, seltener eckige Körner. Häufig ist derselbe an die organischen Reste gebunden und füllt den Achsenkanal der Spongien-Nadeln oder häufiger noch die Lücken im Gitterwerk der Echinodermen-Platten aus. Auffallend ist auch das Auftreten von eckigen Quarzkörnern, die ziemlich zahlreich in dem mannigfaltig aufgebauten Gestein eingesprengt liegen. [Anm.: M. RICHTER (1931, S. 63) stellte auch bereits neben eckigen Quarzsplittern vereinzelt Glaukonit im Lias-Fleckenmergel fest.]

Am Nordrande der Seekarkreuz-Mulde werden am Nordabhang vom Mühlthal-Eck die Oberrhät-Kalke unmittelbar von dickbankigen Fleckenkalken überlagert, zwischen denen sich dünne Mergelschiefer einschalten. In den Fleckenkalken finden sich häufig Kieselknollen, oft reihenweise angeordnet. Dieselben hornsteinführenden Fleckenkalke lassen sich nach Westen zum Brand-Kopf hinauf verfolgen. In geringer Mächtigkeit erscheinen am Brand-Kopf auch rote Lias-Kalke. Am Zwiesel-Eck liegen unterhalb vom Gipfel über dem Ober-Rhät als unterste Lias-Schicht wieder die gelben, plattigen Kalke, die z. T. rot gefärbt sind. Der Gipfel (1459 m) wird bereits von Fleckenkalken aufgebaut, die den ganzen Südabfall einnehmen. Nur selten findet sich auch die Kieselkalk-Fazies.

Die Bestimmung einiger Ammonitenfunde aus dem Lias in der Umgebung der Roßstein-Almen wurde von J. SCHRÖDER ausgeführt.

Zwei Stücke von *Rhacophyllites diopsis* GEMM. stammen aus dem gelben, fleckenlosen Kalk. Die Form tritt im Mittleren Lias auf, bei genauerer Feststellung des Horizontes im unteren Mittel-Lias. Demselben

Gestein gehört ein *Vermiceras* sp. an, der mit *Vermiceras parthenope* REYNES aus der *Bucklandi*-Zone verglichen werden kann (REYNES, 1879, T. XVII, Fig. 10). Dieser Fund zeigt demnach unterliasisches Alter an. Ein *Harpoceras (Fuciniceras) lavinianum* MENECH. findet sich auf einer Kiesellias-Bank. Die Spezies ist im allgemeinen im oberen Mittel-Lias (Domeriano) vorhanden, wurde jedoch von K. RENZ (1920, S. 532) auch im unteren Mittel-Lias festgestellt.

Die genauesten Angaben über die Mächtigkeit vom Lias erhalten wir im mittleren Abschnitt der südlichen Mulde, in deren Kern der Obere Jura den Lias überlagert. Die Mächtigkeit schwillt hier bis zu 400 m an, erreicht jedoch stellenweise nur 300 m und bleibt auch dahinter zurück. Am Schön-Berg beträgt die Mächtigkeit vom Lias etwa 450 m, obgleich das Hangende nicht aufgeschlossen ist. Der Lias muß hier fast seine vollständige Mächtigkeit besitzen. Aber auch im Gebiet des Seekar-Kreuzes, in dem die nördliche Mulde am breitesten ist, konnten 400 m festgestellt werden. An der Gesamtmächtigkeit kann auch hier kein erheblicher Betrag fehlen.

Die Entwicklung der Lias-Schichten in der kalkalpinen Vorzone des Geiger-Steins und des Focken-Steins, sowie des Ring-Berges wurde bereits eingehend dargestellt, so daß nichts wesentliches hinzuzufügen ist.

4. Oberer Jura.

Der Obere Jura ist im Roßstein-Gebiet recht einförmig ausgebildet. Die Verbreitung ist gering und auf den mittleren Abschnitt der südlichen Mulde beschränkt, in dem sich die Schichten als schmales Band zwischen Lias und Cenoman einschalten. Die Sedimente zeigen keine so schroffen Fazieswechsel als im Lias, sondern eine viel gleichförmigere Beschaffenheit. Dieser Umstand sowohl, wie die geringe Mächtigkeit und das Fehlen von terrigenem Material, deutet auf eine Vertiefung des Meeres gegenüber der Lias-Zeit hin, so daß die wesentlichste Meerestiefe zur Oberjura-Zeit anzunehmen ist. — Anhaltspunkte für das Vorhandensein von Dogger-Sedimenten wurden bisher im Roßstein-Gebiet nicht aufgefunden.

Die Tierwelt des Ober-Juras ist, außer den hie und da auftretenden Aptychen, lediglich durch Radiolarien gekennzeichnet, die, abgesehen von der typischen Schichtentwicklung, zur Altersfeststellung dienen können. Die Mikrofauna der Lias-Schichten, Spongien, Echinodermen, Foraminiferen, wurde in den Dünnschliffen der Oberjura-Gesteine nicht festgestellt.

Im allgemeinen können rein kalkige Ausbildungen unterschieden werden, die ganz frei sind von konkretionärer Kieselsäure. Außerdem finden sich auch Kalke mit Hornsteinen in gröberer oder feinerer Verteilung und solche Ablagerungen, die nur aus zumeist rotgefärbtem Hornstein (Radiolarit) bestehen. In den Dünnschliffen zeigt sich eine wesentlichere Differenzierung der kalkig-

kieseligen Oberjura-Gesteine, ferner eine reiche Mikrofauna und starke diagenetische Umformungen.

Die wahre Mächtigkeit der Oberjura-Schichten ist kaum genau zu ermitteln, da überlagerndes Neocom fehlt und dieselbe außerdem durch die praecenomane Erosion stellenweise vermindert wurde. Dadurch werden Mächtigkeitsschwankungen vorgetäuscht. Jedoch war die praecenomane Erosion in diesem Gebiet nur recht schwach, da der Obere Jura zwischen Lias und Cenoman zwar oft etwas ausgedünnt ist, aber nie ganz fehlt. Die durchschnittlich in Erscheinung tretende Mächtigkeit kann etwa mit 40—50 m angenommen werden.

Günstige Aufschlüsse, in denen die Oberjura-Schichten eingesehen werden können, finden sich an der Südflanke der Cenoman-Mulde und lassen sich vom Ostabhang des Schön-Berges durch den Tränk-Graben bis zu den Roßstein-Almen verfolgen. Unterhalb des im Osten ausstreichenden Cenomans bildet der Ober-Jura Steilhänge und ist auch im Norden vom Cenoman, an der Südseite der Hoch-Platte, wieder sehr gut aufgeschlossen.

Im Südosten der Schönberg-Alm, O. vom Hochwand-Graben, sind die Schichten des Oberen Juras unterhalb vom Cenoman in einer mehrere Meter hohen Wand freigelegt. Diese bestehen aus rötlichen, knolligen, z. T. sehr kieselreichen, fest aufeinandergepackten Bänken von 0,1 bis 0,5 m Dicke.

Eine dichte, dunkelrote Kalkbank erweist sich im Dünnschliff als ein echter Radiolarien-Kalk, dessen feinkörnige, von rotem Pigment durchsetzte Grundmasse ganz erfüllt ist mit Gitterkugeln von Radiolarien, deren zartes, aus runden Maschen bestehendes Skelett besonders an den Rändern häufig noch erkennbar wird. Teile vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien fehlen jedoch ganz. Die ursprüngliche Kieselsubstanz der Skelette ist überall durch Kalzit ersetzt. Nur ganz vereinzelt sind Reste von körneligem Chalzedon erhalten geblieben. Neubildungen von Quarz wurden nicht beobachtet.

Eine andere Bank besteht aus einem grauen, sehr lichtrötlichen Kalk, der von Drucksuturen, mit roten, glänzenden Tonhäuten durchzogen ist. Hornstein findet sich in Form von mehr oder minder großen Knollen oder als Lagen, stets eng verwachsen mit dem von Kalzitadern durchschwärmten Kalk. Im Dünnschliff fallen besonders dunkle, rundliche oder ovale Körner auf, deren Formen auf umgewandelte Zentralkapseln von Radiolarien hindeuten. Die Struktur ist zwar zumeist völlig verloren gegangen, nur vereinzelt beobachtet man noch Teile des zarten Skelettes; auch vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien sind Bruchstücke vorhanden. Der an die Stelle der kieseligen Organismen getretene Kalzit ist sehr feinkörnig, woraus sich die Trübung und das aggregatpolarisierende Verhalten erklärt. Im allgemeinen sind die Fossilien schwebend in der ziemlich grobkörnigen und daher klaren Kalzitgrundmasse eingebettet. Die letztere sowohl, wie die Fossilreste sind teilweise von Brauneisen durchtränkt. Ab und zu erkennt man grünliche Körner, die vermutlich von einer Ferroverbindung herkommen. Die Größe der Radiolarien-Kapseln beträgt etwa 0,1 bis 0,15 mm. Die Körnung der Grundmasse ist etwas gröber. Ganz vereinzelt treten kleine Quarzsplitter oder Quarzneubildungen auf.

Eine graue Kalkbank, die infolge der zahlreichen, mit roten Tonhäuten bedeckten Drucksuturen ein flaseriges Gefüge besitzt, zeigt im Dünnschliff ein ganz

anderes Bild. Ein wesentlicher Teil des Gesteins wird von kurzen, sehr zarten, stengeligen Gebilden aus Kalzit aufgebaut, die an den Rändern oft eine feine Zähnelung erkennen lassen. Seltener besitzen die Bestandteile auch eine länglichere, gebogene oder gekrümmte Gestalt. Die Organismen, die hier gesteinsbildend auftreten, bestehen aus einem Haufwerk von Bruchstücken vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien. Nur vereinzelt sind kugelige Zentralkapseln. Die Grundmasse setzt sich aus äußerst feinkörnigem, trübem Kalzit mit Brauneisenausscheidungen zusammen. Ziemlich häufig beobachtet man kleine Quarzsplitter von 0,02 mm Größe.

Ein ähnliches Strukturbild zeigt ein Oberjura-Kalk, der in dem Graben O. von der Ampertal-Alm ansteht. Die Bruchstücke der Gerüst-Elemente (Stacheln, Nadeln) der Radiolarien liegen an einzelnen Stellen stark angehäuft. Die meisten sind kurz, seltener finden sich langgestreckte und schwach gekrümmte. Auch die feine Zähnelung kehrt an den Rändern vielfach wieder. Einzelne Bruchstücke sind hohl. Die sehr feinkörnige, trübe Kalzitgrundmasse ist häufig diagenetisch in größeren Kalzit umgewandelt und von zahlreichen Körnern aus Eisenhydroxyd durchsetzt. Neubildungen von Chalzedon beobachtet man ziemlich reichlich, die in feiner Verteilung den Kalzit durchdringen. Zuweilen zeigen auch die Radiolarien-Bruchstücke Umwandlungen in körnigen Chalzedon. Kleine Quarzsplitter sind gelegentlich eingestreut, die, ebenso wie in den anderen Schliffen, als eingewehter Quarzstaub gedeutet werden können.

Übereinstimmende Schichtentwicklungen wie am Ostabhang vom Schön-Berg beobachtet man weiter östlich im Tränk-Graben. An der Gabelung bei 1165 m ist die Überlagerung des Lias' durch die roten, knolligen, hornsteinführenden Kalke des Oberen Juras mit Aptychen im Bachbett angeschnitten. Im linken Arm vom Tränk-Graben stürzt unterhalb vom Cenoman ein Wasserfall über die Oberjura-Schichten. In plattiger Ausbildung mit Hornsteineinschlüssen finden sich die Schichten, eine kleine Stufe bildend, im rechten Arm des Tränk-Grabens, oberhalb vom Cenoman, am Nordflügel der Mulde wieder. Dieselbe Steilstufe aus hornsteinführenden Kalken tritt auch am Südwestabhang der Hoch-Platte unterhalb vom Weg zu den Roßstein-Almen nochmals in Erscheinung.

Ein graugrüner bis rötlicher, dichter Kalk von der Bachgabelung des Tränk-Grabens zeigt im Dünnschliff eine von roten Pigmentkörnern durchsetzte, feinkörnige Grundmasse, in der zahlreiche kugelige Zentralkapseln von Radiolarien eingeschlossen sind. Das zarte Gittergerüst ist an den Rändern oft noch erkennbar. Bei einem großen Teil findet sich feinkristalliner Kalzit als Ausfüllung, vielfach jedoch auch sphärolithischer Chalzedon oder ein Gemisch von Kalzit und Chalzedon.

Eine grünlichgraue bis dunkelrote Kalkbank enthält dieselben kugelligen mit Kalzit oder rosettenartigem Chalzedon ausgefüllten Radiolarien-Kapseln. Außerdem finden sich in der feinkörnigen Grundmasse kurze, stets in Kalzit umgewandelte, hohle Stacheln vom Radiolarien-Skelett, die parallel in einer Richtung angeordnet sind.

Die Oberjura-Gesteine, mit ihrem reichen Inhalt an Radiolarien, zeigen die weitgehenden Umformungen dieser, ursprünglich kieseligen Gebilde in Kalzit, sowie die Neubildungen von Chalzedon unter Verdrängung des Kalzites. Die Wanderung der organogenen Kieselsäure tritt hierdurch in Erscheinung, sowie die konkretionäre Anreicherung derselben zu Knollen und Bänken.

Ein ebensolcher gegenseitiger Austausch von kohlensaurem Kalk und organogen in Spongien-Nadeln ausgeschiedener Kieselsäure, der zur Bildung von mehr oder minder umfangreichen, chalzedonischen Quarzkonkretionen führt, ist auch in den verschiedenen Lias-Gesteinen weit verbreitet (BODEN, 1915, S. 209—210). Dieselben Erklärungen sind auch für die Entstehung der Hornsteine im Muschelkalk, in den Partnach-Kalken und im Rhät anzunehmen.

Sämtliche in den Trias- und Jura-Schichten auftretenden konkretionären Kieselsäureanreicherungen sind daher als Umlagerungsprodukte anzusehen von organischer, dem Gestein ursprünglich beigemengter Kieselsäure.

In den Flysch-Kalken sind Neubildungen von Quarz, die zur Entstehung von Kieselkalken und Kalkhornsteinen führen und deren Kieselsäure während der Ablagerung in den kieseligen Spongien-Nadeln aufgespeichert war, eine bekannte Erscheinung, die schon oft beschrieben wurde. Im Flysch sind jedoch auch Auflösungen und Wanderungen von detritogenem Quarz vorhanden, sowie Anreicherung von Quarz durch Verwitterungslösungen (BODEN, 1925a, S. 15—16; 1930, S. 85—86).

Sehr eingehende Untersuchungen alpiner Hornsteinbildungen sind von A. WINKLER (1925) und A. SCHWARZ (1929) ausgeführt. SCHWARZ liefert den Nachweis, daß irgend ein grundsätzlicher Unterschied zwischen den Feuersteinen der nordischen Kreide, deren Bildungsgeschichte schon sehr eingehend erforscht wurde, und den Hornsteinen des alpinen Mesozoikums nicht besteht.

Ebenso wie die Feuersteine der Kreide sind die eigenartigen, weitgehenden Anreicherungen von Kieselsäure in vielen Horizonten der alpinen Trias- und Jura-Formation nicht durch chemische Ausflockung der Kieselsäure im Meere als ein ursprüngliches Kieselsäuresediment entstanden, sondern dieselben bilden eine nachträgliche Einschaltung innerhalb der Schichten, die sich während der Diagenese vollzog. Es fand jedoch nicht eine Zuführung sedimentfremder Kieselsäure statt, sondern die letztere wurde durch die Organismen dem Meere entzogen und war daher dem Sediment in feiner Verteilung beigemengt. Das im Gestein zirkulierende Wasser bewirkte einen Platzaustausch der organogen ausgeschiedenen Kieselsäure gegen das umschließende Kalksediment und führte eine Konzentration derselben zu Hornsteinknollen und Bänken als nachträgliche Bildungen herbei.

Derartige diagenetische Vorgänge konnten sich aber nur über dem Grundwasserhorizont vollziehen. Zu diesem Schluß kommen auch R. HEINZ (1930) und F. TRUSHEIM (1930, S. 47—48). Waren die Sedimente unter den Grundwasserspiegel untergetaucht, so war die Hornsteinbildung verhindert. Der Zeitpunkt des Beginns derselben erfolgte also erst nach Ablagerung der gesamten Gesteins-Serie und nach der Heraushebung aus dem Meere.

In den oberjurassischen Radiolariten und hornsteinführenden Kalken finden sich die stärksten Anreicherungen von ehemals organogener Kieselsäure. Da innerhalb der Oberjura-Schichten in einzelnen Gebieten bereits Breccien mit verfestigten Hornsteinen auftreten, müßten dann wohl verschiedene Verkieselungsperioden angenommen werden, die infolge Emporhebungen und Wiederuntertauchen der Schichten hervorgerufen wurden. Durch derartige in mehrere Zeiträume zerfallende Hornsteinbildungen lassen sich vielleicht die verschiedenaltigen Hornsteingenerationen erklären (TRUSHEIM, 1930, S. 48—49). Auch im Roßstein-Gebiet, sowie in den angrenzenden Teilen der oberbayerischen Alpen wurden auf Spalten und Klüften auftretende Hornsteine bisher nicht beobachtet. Die Hornsteinbildung muß also vor der Faltung ihren Abschluß erreicht haben.

Merkwürdigerweise wurde die *Calpionella alpina* Lor. in den Schliffen von Oberjura-Gesteinen des Roßstein-Gebietes nicht aufgefunden, während dieselbe in der nördlich vorgelagerten kalkalpinen Randzone sehr häufig auftritt. Besonders zeigte sich dieselbe in großen Mengen in den, dem Ober-Jura und dem Neocom eingelagerten Feinbreccien von Tegernsee und von Lenggries (BODEN, 1915, S. 214; 1925a, S. 32—34). Die Forschungen von M. RICHTER (1931) stellten die weite Verbreitung dieser Formen in den oberbayerischen Alpen zwischen Lech und Loisach fest: im Malm-Kalk (1931, S. 54) sowohl, wie im kalkigen Radiolarit zusammen mit Radiolarien (1931, S. 65), besonders reichlich in den Aptychen-Schichten (1931, S. 68) und im Bindemittel von Aptychen-Breccien, die dem Wetzstein-Horizont des Neocoms eingelagert sind (1931, S. 80). Außerdem geht dieselbe auch in die Basiskalke vom Neocom hinein (1931, S. 81). Im Ober-Jura des Wendel-Steins wurde die Form von OSSWALD (1929, S. 54) nachgewiesen.

Am Ostabhang der Ring-Spitz, beim Oberhof, fand sich die *Calpionella alpina* in dunklen, schieferigen Mergeln mit eingelagerten härteren, gelblichen Kalken, die durch tektonischen Druck zumeist zu einer Breccie umgeformt worden sind. Die Schiefer bilden das Liegende vom sicheren Ober-Jura und sind durch Übergänge mit diesem verknüpft. Auf Grund der petrographischen Entwicklung erfolgte die Zuweisung dieser Schichten mit *Calpionella alpina* zum Lias oder Dogger (BODEN, 1915, S. 215—216).

Nach sehr eingehenden, kritischen Feststellungen von J. CADISCH (1932) ist das Auftreten der Calpionellen, die in drei Arten zerfallen, im gesamten Alpengebiet, in den Karpathen, in Toskana, auf Elba und Corsika in einwandfreien Profilen auf den Ober-Jura und die Unterkreide beschränkt. Die Angaben, welche den Formen den Leitwert für diese Schichten absprechen, werden als nicht entscheidend bewertet.

Darnach müßte man sich wohl entschließen, die Mergel im Liegenden des Ober-Jura an der Ring-Spitz auch dieser Formation zuzuweisen, obgleich derartige Oberjura-Gesteine bisher nicht bekannt wurden.

Klastische Einlagerungen fehlen in den Oberjura-Schichten des Roßstein-Gebietes, ebenso Aptychen-Breccien. Auch aus dem Risser-Kogel—Rotwand- und Brunnstein-Muldengebiet sind Küsteneinflüsse im Oberen Jura nie bekannt geworden. Dieselben waren hier wohl ganz ausgeschaltet.

Die oberjurassischen und untercretazischen Seichtwasserfazies mit den feinbreccienhaften und sandigen Einlagerungen am äußersten Nordsaum der Kalkalpen wurden in den Arbeiten über die Tegernseer und die Lenggrieser Berge näher geschildert (BODEN, 1914, 1915; außerdem 1930, S. 219). Dünnschliffbeschreibungen finden sich noch in der Arbeit über das Flysch-Gebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz (BODEN, 1925a, S. 32—34). Die Aalbach-Breccien bei Tegernsee sind dann von LEUCHS (1929, S. 417—425) nochmals eingehend untersucht. Beide, unabhängig von einander gegebenen Beschreibungen stimmen gut überein.

Feinsandige, graue bis blaugraue Bänke beschreibt neuerdings M. RICHTER (1931, S. 66 u. S. 218) aus den Aptychen-Schichten und untergeordnet Bänke von Aptychen-Breccien mit bis centimetergroßen Geröllen von Kalk und Hornsteinen. Außerdem wurden in zwei Schleifsteinbrüchen SW. von Unter-Ammergau am Bremen-Eck bis zu 1 m mächtige Einschaltungen von schwarzen und grünen Schiefnern und Mergeln mit faustgroßen Geröllen schwarzer Kalke gefunden, die aus den Kössener Schichten oder den Fleckenmergeln stammen.

Aptychen-Breccien und gröbere Breccien aus Lias, Dogger und Radiolarit sind auch im unteren Neocom eingelagert. In den Hohenschwangauer Alpen liegen in der mittleren Abteilung vom Neocom mitunter klastische Bänke, die in Aptychen-Belemniten-Breccien überleiten. Grüne, dichte Kalkbrocken erreichen Größen bis zu 3 cm. Die Neocom-Breccien erinnern teils an die des Cenomans. Auch grobe Sandkalkbänke aus eckigen Quarzkörnern mit Glaukonit und Biotit sind vorhanden (1931, S. 80, 81).

Alle derartigen Vorkommen von oberjurassischen und untercretazischen Seichtwasserfazies (Feinbreccien, Sandsteine, Aptychen-Breccien) zeigten sich immer in einer schmalen Zone am äußersten Nordrande der Kalkalpen und konnten in derselben Ausbildung vom Schlier-See bis ins Allgäu verfolgt werden. Man glaubte daher, die auf ein Flachmeer hindeutenden Oberjura-Fazies seien an den kalkalpinen Nordsaum gebunden.

Dagegen wies neuerdings TRUSHEIM dieselben oberjurassischen Flachmeerbildungen in der Mittenwalder Karwendel-Mulde bei den Türmen der Vereins-Alm und, in größerer Mächtigkeit, im Riß-Tale unweit Hinter-Riß nach. Die bei ihrer Einbettung noch formbaren Komponenten der Konglomeratbänke entstammen sämtlich dem Oberen Jura und erreichen bis 5 cm Durchmesser. Anhäufungen von Aptychen, Ammonitenschalen, Belemniten u. a. begleiten die Konglomeratbänke. [Anm.: Eine ähnliche Seichtwasserfazies der Oberjura-Neocom-Schichten, wie

am Kalkalpenrande, beschreibt auch M. FURLANI (1921) aus dem westlichen Teil der Thiersee-Mulde bei Landl. Hier treten in der Serie der bunten Aptychen-Schiefer sandige Schichten auf, deren Schichtflächen Fließwülste und Hieroglyphen zeigen. Überlagert werden dieselben von grauen, sandigen, gefleckten Neocom-Mergeln, die nach oben in eine Flysch-Fazies übergehen.]

Während diese klastischen Ablagerungen im Ober-Jura der Mittenwalder Karwendel-Mulde denjenigen am Nordrande der Kalkalpen gleichen, schildert TRUSHEIM (1930, S. 39—45) aus demselben Muldenzug weitere Konglomerate im Malm, die jedoch von den ersteren erheblich abweichen und einer jüngeren Bildungszeit entsprechen. Diese oberjurassischen Hornstein-Breccien finden sich als sedimentäre Einlagerungen, sowohl im Nord- wie auch im Südflügel der Mulde, vom Zundweiler-Kopf bis in die Gegend von Hinter-Riß, und erreichen Mächtigkeiten bis zu 6 m. Abweichend von den älteren klastischen Einschaltungen führen diese jüngeren neben reichlichen Oberjura- und Lias-Gesteinen auch Ober-Trias bis zum Plattenkalk, sowie Quarzbrocken und Quarzkörner. Das Bindemittel ist reich an organischen Resten.

Die bis in den Plattenkalk hinuntergreifende Erosion, welche diese Mittenwalder polymikten Hornstein-Breccien aufhäufte, muß wohl in ein anderes Gebiet verlegt werden, da in der Mittenwalder Karwendel-Mulde gleichförmige Lagerung zwischen den Jura- und Trias-Schichtgliedern herrscht. Auch die tektonischen Bewegungen, welche die Erosion auslösten, spielten sich in anderen Gebirgszonen ab, aus denen der Schutt zugeführt wurde.

Die Hornstein-Breccien der Mittenwalder Karwendel-Mulde werden von TRUSHEIM zeitlich und genetisch den mächtigen Breccien gleichgesetzt, die im Rofan-Gebirge den Oberjura-Schichten eingelagert sind. Die letzteren gehören bereits dem südlichsten breiten Muldenzug der bayerisch-tirolischen Kalkalpen an. Ihre Entstehung war umstritten. Entgegen der Anschauung, die in den Bildungen tektonische Reibungs-Breccien sah (WÄHNER, STEINMANN), dringt mehr und mehr die Erkenntnis durch, daß hier echte sedimentäre Konglomerate vorliegen, die infolge Verlandung zur Oberen Jura-Zeit durch die Erosion aufgehäuft wurden (AMPFERER, 1908, S. 281, 1926, S. 21; TRUSHEIM, 1930, S. 45—46). Hierfür spricht besonders die Gleichartigkeit mit den jüngeren Mittenwalder Vorkommen, deren Auftreten eine tektonische Entstehung ausschließt.

Auch nach den Darlegungen von H. P. CORNELIUS (1927, S. 120 bis 130) kommt für die polymikten Rofan-Breccien lediglich sedimentäre Aufhäufung in Frage. Vielleicht ist noch spätere tektonische Verknetung hinzugekommen.¹⁾

¹⁾ Die Urschrift war bereits abgeschlossen, als noch eine kurze Mitteilung über das Sonnwend-Gebirge von E. SPENGLER erschien (1934, S. 61—64). Nach diesen

Klastische, den Oberjura-Schichten eingelagerte Bildungen finden sich also nicht nur in einer küstennahen Zone am äußersten Nordrande der Kalkalpen, sondern auch in mittleren und südlichen Teilen des oberbayerisch-tirolischen Oberjura-Beckens, teils den nördlichen Vorkommen gleichend, teils viel gewaltiger und großartiger.

Dabei ist vielleicht hervorzuheben, daß die groben Breccien z. B. von der Rofan-Spitz im Sonnwend-Gebirge, in denen oberjurassische Hornsteine, Lias-Gesteine und solche aus der Oberen-Trias von faustgroßen Brocken bis zu kleinen Körnchen wirr durcheinandergemischt liegen, keinerlei Ähnlichkeit mit den lagenweise auftretenden Feinbreccien aus dem Ober-Jura von Schliersee, Tegernsee und Lenggries besitzen. Die Aufhäufung der Rofan-Breccien muß wohl viel stürmischeren Vorgängen ihre Entstehung verdanken. Die Erosion schnitt auch in viel mächtigere Schichtmassen ein als am Kalkalpenrande.

Die oberjurassischen Seichtwasserbildungen im äußersten kalkalpinen Norden wurden früher lediglich als eine Küsten- und Brandungsfazies aufgefaßt, die sich am emportauchenden kristallinen Nordrand der ostalpinen Geosynklinale entwickelte, der z. T. freilag oder nur eine dünne Decke mesozoischer Sedimente trug. Die Vorkommen im Rofan und in der Mittenwalder Karwendel-Mulde erfordern jedoch die Annahme von erheblichen Bodenbewegungen und Verlandungen im Oberjura-Meer. O. AMPFERER (1908, S. 298) hat schon vor Jahren betont, daß bereits vor der Anhäufung der groben oberjurassischen Rofan-Schuttmassen Gebirgsbildung stattgefunden haben muß, und zwar nicht allein Hebung, sondern auch Aufrichtung der Schichten. Diese Vorgänge fallen in eine innerjurassische Zeit und waren für die Entstehung der Hornstein-Breccien von entscheidender Bedeutung.

LEUCHS und TRUSHEIM verlegen diese orogenen Ereignisse in die jungkimmerische Gebirgsbildung, wobei eine ältere Phase, in der die feinkörnigen Breccien entstanden, von einer jüngeren unterschieden wird, in der sich die groben Schuttmassen bildeten.

Es muß nun die Frage aufgeworfen werden, ob die Oberjura-Breccien am Kalkalpenrande lediglich durch Brandungswirkung am heraustretenden Nordrand der Tethys-Region erklärt werden können.

LEUCHS (1929, S. 422) nimmt als Vorbedingung für die Bildung dieser Breccien tektonische Bewegung an, da eine Änderung der gleichmäßigen Sedimentationsverhältnisse eingetreten ist.

Diese tektonischen Vorgänge, die sich jedoch nur als reine Vertikal-

neuesten Darstellungen gibt es im Sonnwend-Gebirge zwar feinkörnige Sedimentär-Breccien von oberjurassischem Alter, welche sowohl mit den Radiolarien-Gesteinen als mit den Oberjura-Kalken in regelmäßiger Wechsellagerung stehen, während die eigentlichen Hornstein-Breccien als Dislokations-Breccien angesehen werden, die am Überschiebungskontakt zweier Faltungsstockwerke entstanden. Der Streit um die Rofan-Breccien ist also immer noch nicht abgeschlossen.

bewegungen äußern, wären dann mit den kimmerischen Orogenbewegungen weiter im Süden in nähere Beziehung zu bringen. Indessen ist nur die ältere Phase vertreten, während die jüngere Hauptphase der südlicheren Gebirgszonen fehlt oder wenigstens nicht in der gleichen Form in die Erscheinung tritt. Außerdem beginnt die Breccienbildung am Kalkalpenrande schon im Lias und dauert bis in das Neocom fort.

Auch G. STEINMANN (1925, S. 463) setzt für die Erklärung der Breccien voraus, daß während der Jura-Zeit Landstreifen auftauchten, abgetragen wurden und ihr Material zu klastischen Einschaltungen in den Meeresabsätzen verarbeitet wurde. Diese jurassischen Emporwölbungen waren die Vorläufer der cretazischen und tertiären Bewegungen und bildeten sich im Bereich der späteren Deckenstirnen bzw. der durch die spätere Faltung am stärksten beanspruchten Gebiete.

Die jungkimmerische Phase ist auch weiter im Osten am Hohen Göll durch J. KÜHNEL (1929) bekannt geworden. Hier traten vor der Ablagerung des oberen Juras flachwellige Faltungen ein, die eine tiefgreifende Erosion hervorriefen.

Vor der mittelcretazischen Gebirgsbildung vollzogen sich also mehrfach teils in der Trias, teils in der Jura-Zeit Bodenbewegungen, die für die Ausgestaltung der bayrisch-nordtiroler Kalkalpen eine wesentlich größere Bedeutung besitzen als bisher angenommen wurde. Im Gegensatz zu der mittelcretazischen und der tertiären Gebirgsbildung, die eine über das ganze Gebiet sich erstreckende regionale Verbreitung besitzen, sind diese älteren alpidischen Phasen an einzelne Gebirgsstöcke oder Gebirgszonen gebunden, während in weiten Gebieten keine Spuren davon anzutreffen sind. Die Aufrichtung der Schichten war nur unbedeutend bei diesen Vorgängen. Zumeist traten überhaupt nur Hebungen ein, die zu einer Trockenlegung und einer mehr oder minder weitgehenden Erosion und Schuttanhäufung führten. Jedoch erreichten diese, an die praemittelcretazischen Phasen geknüpften Erosionswirkungen und Aufschüttungen von Konglomeraten nicht annähernd die Bedeutung und Ausdehnung wie diejenigen in der Kreide und im Tertiär.

5. Cenoman.

Das Vorkommen von Ablagerungen der Cenoman-Periode, über deren Ausbildung bereits kurz berichtet wurde (BODEN, 1925b, S. 488—489; 1930, S. 148, 175—176), ist beschränkt auf den östlichen Abschnitt der breiten südlichen Teilmulde, dessen Kern dieselben ausfüllen. Infolge der tiefen Achsenlage der Mulde wurden hier die ehemals viel ausgedehnteren cenomanen Bildungen vor der Erosion geschützt.

Im Südosten der Ampertal-Alm tauchen die Schichten unter dem Schutt hervor, nehmen das Gebiet des Plattel-Berges, der von den Quellbächen des Tränk-Grabens durchschnitten wird, ein und streichen im

Süden der Hoch-Platte, N. von den Roßstein-Almen, aus. Das Cenoman-Vorkommen im Südosten der Schönberg-Alm gehört zu demselben Muldenkern und ist lediglich an einer Querstörung nach Süden verschoben.

Die besten Aufschlüsse in den Cenoman-Ablagerungen sind von dem Wege aus zu erreichen, der am östlichen Steilabhang der Bergkuppe N. von den Roßstein-Almen herumführt. Hier lassen sich zwei scharf voneinander gesonderte Schichtgruppen unterscheiden.

Zu unterst findet sich eine 30—40 m mächtige Folge aus unaufhörlich miteinander abwechselnden Lagen von Mergeln und feinkörnigen, fest verkitteten Breccien. Nach dem häufigen Auftreten der *Orbitolina concava* können diese Ablagerungen als Orbitolinen-Schichten bezeichnet werden.

Die dunklen, braun verwitternden, auf Schicht- und Kluffflächen von weißem Kalkspat durchsetzten Mergel und sandigen Mergel, deren Dicke zwischen 1,5 m und dünnen Schnüren schwankt, erhalten oft ein eigenartiges, an Moränenstrukturen erinnerndes Aussehen, durch unregelmäßig eingestreute, zumeist kantige oder auch gut abgeschliffene Gerölle. Derartige geröllführende Mergel, die auf ein murenartiges Abgleiten von Schlamm und Schuttströmen hindeuten, wurden auch in der südlichen Randfazies der Kieselkalkgruppe des Flysches häufig angetroffen (BODEN, 1925a, S. 17—18).

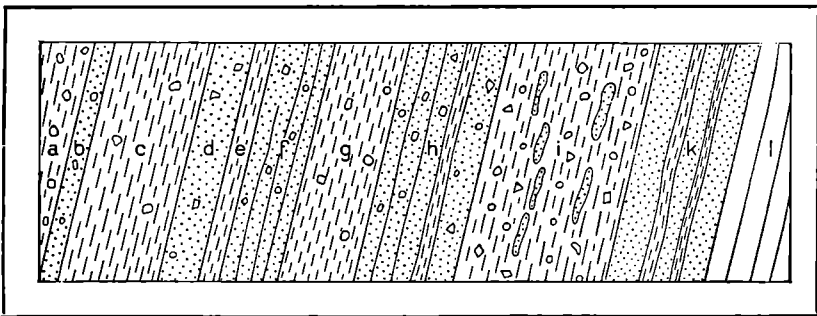


Abb. 1

Profil in den Orbitolinen-Schichten am Nordrand der Cenoman-Mulde N. von den Roßstein-Almen.

a = Mergel mit Geröllen; — b = Feinbreccien mit Geröllen; — c = Mergel z. T. mit Geröllen; — d = Feinbreccien mit einzelnen Geröllen; — e = Mergellage; — f = Feinbreccien mit einzelnen Geröllen; — g = Mergel mit einzelnen Geröllen; — h = Feinbreccien mit einzelnen größeren Geröllen und einer Mergelzwischenlage; — i = Mergel mit Geröllen und Linsen von Feinbreccien; — k = feinere und gröbere feste Breccienbänke mit Mergelzwischenlagen; — l = Oberer Jura: Kalke mit Hornsteinen und Aptychen.

Die Breccien zeigen alle Übergänge zwischen dünnen Platten und 1 m dicken Bänken oder dieselben sind zu Linsen und Knollen aufgelöst, die in den Mergeln schwimmen. Das Baumaterial besteht vorwiegend

aus feinem, splinterigen Grus von Oberjura-Gesteinen, die an der Oberfläche herauswittern, aber auch Lias und obertriassische Kalke werden kenntlich, sowie Hauptdolomit, der neben den jüngeren Gesteinen oft ziemlich häufig auftritt. Gelegentlich beobachtet man Quarkörner. Unregelmäßig verteilt finden sich auch gröbere Brocken von mehreren Zentimetern Durchmesser aus Jura und Ober-Trias als Einsprenglinge, die zumeist eine, auf geringe Verfrachtung hindeutende, kantige und eckige Beschaffenheit besitzen oder, ähnlich wie in den geröllführenden Mergeln, sehr stark abgerollt und geglättet sind. Stellenweise reichern sich dieselben auch an, so daß ein eigentümliches Gemisch von feinkörnigem und größerem Material entsteht.

Von den gut abgeschliffenen Geröllen der Orbitolinen-Schichten konnten in den Aufschlüssen N. von den Roßstein-Almen nachfolgende Gesteinstypen gesammelt werden:

1. 6 Dolomite mit stark abgeschliffener und geglätteter Oberfläche. Korngröße $1\frac{1}{2}$ —6 cm. Hauptdolomit oder Dolomit aus dem Plattenkalk.
2. 3 dunkle, dichte, völlig gerundete Kalke. Korngröße 2—10 cm. Kössener Kalk oder Plattenkalk.
3. 1 feinkörniger Kalk. Korngröße 5 cm. Plattenkalk.
4. 8 Lias-Hornsteine, zumeist schwarz oder seltener ausgebleicht und porig, glatt abgeschliffen, glänzende, wie mit Lack überzogene Oberfläche. Korngröße 1—8 cm. Ein dunkler Lias-Hornstein erweist sich im Dünnschliff ganz erfüllt von Spongien-Nadeln aus Chalzedon im Längs- und Querschnitt. Ein anderer schwarzer Lias-Hornstein zeigt im Dünnschliff eine körnelige Chalzedon-Grundmasse mit zahlreichen Einschlüssen von Kalzit, die stellenweise die Struktur von Crinoiden-Resten erkennen lassen. In der Chalzedon-Grundmasse reichlich Spongien-Nadeln, im Längs- und Querschnitt.
5. 10 Lias-Kalke, stark abgerollt und geglättet. Zumeist ganz frisch, seltener mit gelber Verwitterungsrinde. Korngröße $2\frac{1}{2}$ —7 cm.
6. 1 hellroter Oberjura-Kalk, Korngröße 3 cm.
7. 1 oberjurassischer Hornstein. Korngröße 4 cm.

Die obere bis zu 20 m mächtige Abteilung vom Cenoman stellt in Bezug auf Gesteinsmaterial und Bildungsgeschichte stark von den Orbitolinen-Schichten abweichende Ablagerungen dar. Dieselben bilden grobe Hauptdolomit-Breccien, in denen alle Korngrößen vermischt liegen und die durch gelb verwitterndes Dolomitmehl verkittet wurden. Gut abgeschliffene Bestandteile fehlen vollkommen. Durchmesser von 5—10 cm sind bei den eckigen und kantigen Brocken ziemlich häufig. Größen von 30—40 cm kommen nur vereinzelt vor. Ganz selten sind auch andere Gesteine eingesprengt. Zum Beispiel wurde oberjurassischer Hornstein gefunden und mehrere Stücke von rotem, grobspätigen Lias-Crinoidenkalk, die wohl von weiterher verfrachtet sein müssen, da diese Lias-Fazies in dem Roßstein-Gebiet nur ganz selten entdeckt wurde. Aufbereitete Gesteine der Orbitolinen-Schichten konnten in den Hauptdolomit-Breccien nicht nachgewiesen werden.

Die günstigsten Aufschlüsse in den Hauptdolomit-Breccien liegen wiederum am Steilhang N. von den Roßstein-Almen, wo die Grenze gegen

die unterlagernden Orbitolinen-Schichten scharf ausgeprägt ist. Auch an dem Wege, der von den Almen nach Nordwesten führt, finden sich die Hauptdolomit-Breccien und lassen sich bis in den oberen Teil vom östlichsten Quellbach des Tränk-Grabens verfolgen. Weiter im Westen fehlen dieselben.

In den beiden westlichen Quellbächen des Tränk-Grabens, am Plattelberg, sind die Orbitolinen-Schichten ebenfalls freigelegt. Im linken Grabenast bestehen dieselben aus meist massigen oder sehr dickgebankten, orbitolinenreichen Mergeln und sandigen Mergeln mit stellenweisen Einlagerungen von Feinbreccien. Im rechten Grabenast lagert über den Aptychen-Schichten eine 1 m dicke Bank aus feinkörniger Breccie und sandigem Mergel, darüber folgen, 1,50 m mächtig, blaue Mergel mit sehr vielen Orbitolinen. Unterhalb vom Wasserfall findet sich eine Breccienbank, die aus einem Gemisch von grobem und feinerem, klastischem Material besteht, unter dem Oberer Jura stark hervortritt, als Einlagerung in den blauen, sandigen, z. T. feinbrecciösen Mergeln, die weiter oberhalb nochmals eine Steilstufe bilden, über die ein Wasserfall herüberstürzt. Die Ausbildung der Orbitolinen-Schichten ist hier viel weniger abwechslungsreich wie N. von den Roßstein-Almen. Vor allem treten die gröber klastischen Bänke sehr zurück.

Eine ganz ähnliche Entwicklung aus orbitolinenführenden, sandigen Mergeln und Feinbreccien mit viel herausgewitterten Oberjura-Hornsteinen zeigt das Cenoman-Vorkommen im Südosten der Schönberg-Alm, das hier hohe Felsabstürze bildet und ebenfalls den ober-jurassischen Radiolarit überlagert.

Die nachfolgenden Dünnschliffbeschreibungen der mannigfaltig zusammengesetzten Feinbreccien des Roßstein-Cenomans bestätigen und ergänzen die makroskopischen Beobachtungen in Bezug auf die Bestandteile, welche die Gesteine aufbauen:

Körner aus feinkörnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse (Trias-Gesteine). Körner aus dichtem Kalk mit Einschlüssen von Spongien-Nadeln aus Chalzedon. Eckige Splitter aus körnigem Chalzedon. Ziemlich reichlich kleinere und auch gröbere Quarzkörner. 2 Crinoiden-Bruchstücke. Bindemittel klarer Kalzit. — Roßstein-Alm.

Vornehmlich wird die Feinbreccie aus Trias-Dolomit- oder Trias-Kalzitkörnern mit feinkörnigem Gefüge und ohne organische Einschlüsse aufgebaut. Außerdem Lias-Körner mit zahlreichen Spongien-Nadeln aus Chalzedon, die den Achsenkanal erkennen lassen. Splitter aus körnigem Chalzedon oder aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalk. Kleine eckige Quarzsplitter. Die Komponenten sind durch ein klares kalzitisches Bindemittel miteinander verkittet. — Roßstein-Alm.

Splitter aus dichtem Kalk mit kleinen Chalzedon-Rosetten (Radiolarien). Kalkkörner mit Spongien-Nadeln aus Chalzedon mit Achsenkanal. Reichlich Splitter aus körnigem Chalzedon und auch aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalzit bestehend. Teile von Muschel- oder Schneckenschalen. 2 Echinodermen- und 1 Lithothamnien-Bruchstück. Das kalzitische Bindemittel tritt gegenüber anderen Schliffen etwas zurück. — Roßstein-Alm.

Zahlreiche Körner aus feinkörnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse (Trias-Dolomit). Dichte Kalkkörner mit Neubildungen von körnigem Chalzedon und Ein-

schlüssen von Spongien-Nadeln, die im Längsschnitt und Querschnitt den Achsenkanal erkennen lassen. Splitter aus körnigem Chalzedon. Einzelne kleine Quarzkörner. Kalkspat als Bindemittel und auf Adern. — Roßstein-Alm.

Hauptsächlich mehr oder minder kantengerundete Kalkkörner mit kreisrunden, aus sphäroidischem Chalzedon bestehenden Einschlüssen, die von Radiolarien oder Spongien-Nadeln herrühren. Vielfach sind dieselben in Kalzit umgewandelt. Auch Spongien-Nadeln im Längsschnitt, teils aus Chalzedon, teils aus Kalzit bestehend, werden in den Kalkkörnern sichtbar. Splitter aus meist körnigem, seltener büscheligem Chalzedon oder aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalk. 1 Echinodermen-Bruchstück und 1 Lithothamnien-Rest. Die Bestandteile schweben in einer klaren kalzitischen Grundmasse. — Roßstein-Alm.

Im wesentlichen finden sich kantengerundete Splitter aus dichten, oberjurassischen Kalkkörnern, mit Einschlüssen von Radiolarien, deren Skelett vereinzelt noch erkennbar ist. 1 Korn aus schmutzigem, sandigen Kalk mit eckigen Quarzsplittern. Ganz selten auch vereinzelte Quarzsplitter. Die Bestandteile schweben in einer klaren, kalzitischen Grundmasse ohne sich gegenseitig zu berühren. — Roßstein-Alm.

Vorwiegend Körner aus dichtem Kalk mit Einschlüssen von Spongien-Nadeln und Radiolarien-Kapseln aus Chalzedon. Die Struktur vom Radiolarien-Skelett vielfach noch gut erkennbar. Außerdem Neubildungen von Chalzedon im Kalk. Zahlreiche eckige und kantige Splitter aus Chalzedon. Einzelne Körner aus körnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse. Mehrere Echinodermen-Reste. Grobkörniges kalzitisches Bindemittel. — Roßstein-Alm.

Einzelne gröbere kantige Körner und viele kleine Splitter aus körnigem Chalzedon. Dichte Kalkkörner mit Neubildungen von Chalzedon und kreisrunden Querschnitten von Spongien-Nadeln aus radialstrahligem Chalzedon, z. T. mit Achsenkanal. Einzelne kleine gerundete Körner aus Quarz und sehr zahlreiche kleine Quarzsplitter. — Tränk-Graben.

Quarzkörner und Quarzsplitter sind sehr reichlich in einer trüben Kalzitmasse eingelagert. Außerdem auch Körner aus körnigem Chalzedon. — Tränk-Graben.

Das Gestein besteht ganz vorwiegend aus Crinoiden-Täfelchen, die Größen von 3—4 mm erreichen und durch eine klare, grobkörnige, kalzitische Grundmasse miteinander verkittet sind. Die Maschen der Crinoiden sind zumeist von Kalzit ausgefüllt, jedoch häufig auch von körnigem Chalzedon oder von Quarzkörnern. Zuweilen werden Querschnitte von Spongien-Nadeln innerhalb der Crinoiden-Täfelchen sichtbar. Vereinzelt Körner aus dichtem Kalk mit Spongien-Nadeln im Längs- und Querschnitt und mehrere eckige Körner aus körnigem Chalzedon. Ein länglich-oval geformtes Gebilde läßt die zarte Struktur einer Lithothamnien erkennen. — Tränk-Graben.

Körner aus dichtem Kalk, zumeist mit organischen Einschlüssen, Spongien-Nadeln oder Radiolarien. Kleinere und gröbere Körner aus körnigem Chalzedon, außerdem Körner aus körnigem Karbonat, so daß ein buntes Gemisch von kantengerundeten Körnern entsteht, die teils dem Jura, teils der Trias angehören. Einzelne kleine Quarzsplitter sind beigemengt. Das Bindemittel aus klarem Kalzit tritt sehr zurück. Die Körnchen erreichen Größen von 1 mm und seltener von 2 mm, vielfach aber auch nur von 0,1 mm oder 0,03 mm. — Südöstlich von der Schönberg-Alm.

Dichte Kalkkörner mit kreisrunden Einschlüssen von Spongien-Nadeln aus radialstrahligem Chalzedon. Einzelne mit Achsenkanal. Ein Kalkkorn mit Radiolarien-Kapsel. Eckige und kantige Splitter aus Chalzedon. Körnchen aus körneligem Karbonat. Zahlreiche eckige und kantige Quarzkörner und Quarzsplitter von etwa $\frac{1}{10}$ mm Größe. Dünne Blättchen aus grünem Biotit. Sehr reichlich kleine Körnchen, oder unregelmäßige, gröbere Gebilde aus organischer Substanz. 1 Echinodermen-Täfelchen von 3 mm Größe, durchsetzt von Quarzkörnern. Trübe, feinkörnige kalzitische Grundmasse mit Neubildungen von Chalzedon.

Durch eine von E. KAUTZSCH ausgeführte sedimentpetrographische Untersuchung von demselben Gestein wurden an Mineralien mit dem spezifischen Gewicht $s > 2,901$ (Abtrennung in Bromoform mit Zentrifuge) folgende Komponenten bestimmt:

1) Muscovit, farblos, in feinen dünnen Schüppchen; — 2) Biotit, apfelgrün in kleinen Blättchen. Bisweilen Erzeinschlüsse. In bräunlichen Abarten Rutilnadeln in Sagenitstruktur; — 3) Hornblende, stark gebleicht; — 4) Glaukophan in faserigen Bruchstücken mit Pleochroismus von blau-violett nach farblos; — 5) Turmalin in kleinen Nadeln (Pleochroismus von braun-violett nach farblos); — 6) Granat in farblosen und braunen Varietäten; — 7) Zirkon in langprismatischen und kurzen, gute Flächen besitzenden Kristallen; — 8) Rutil in hellbraunen bis gelblichen Nadeln; — 9) Titanit, wahrscheinlich als Neubildung. — Südöstlich von der Schönberg-Alm.

Das feinklastische kalkalpine Material, welches die Breccien vornehmlich aufbaut, stimmt mit den gröberen Einsprenglingen völlig überein. Es sind auch hier Oberjura- und Lias-Gesteine, sowie obertriassische Bildungen vertreten.

Die karbonatischen Jura-Körner sind an ihrem dichten Gefüge zu erkennen, sowie an den meist vorhandenen kieseligen, z. T. in Kalzit umgewandelten, organischen Einschlüssen (Radiolarien-Kapseln oder Spongien-Nadeln). Außerdem ist die Neubildung von Chalzedon im Kalk für die Jura-Gesteine bezeichnend. Auch die eckigen und kantigen Chalzedon-Splitter stammen aus den kieseligen Einschlüssen der Lias- und Oberjura-Gesteine.

Die Komponenten aus feinkörnigem Karbonat, ohne Verkieselungen und ohne organische Einschlüsse, sind als obertriassische Dolomite oder Kalke anzusehen. Diese reichern sich zuweilen gegenüber den Jura-Körnern stark an, treten oft sehr zurück oder verschwinden ganz. Ältere Gesteine als Hauptdolomit konnten weder unter dem groben noch unter dem feinen Material nachgewiesen werden.

An organischen Bestandteilen zeigten sich Muschel- und Schnecken-schalen, Echinodermen-Reste und Lithothamnien. Auch ein ganz aus Crinoiden-Täfelchen aufgebautes Gestein wurde festgestellt.

Quarzkörnchen und Splitter finden sich fast in allen Schliffen, vereinzelt auch Glimmerplättchen. Grobe Bestandteile, die nicht aus den Kalkalpen hergeleitet werden können, wurden nicht entdeckt, sondern nur feines Quarz- und Glimmermaterial. In den sandigen Mergeln, die durch Übergänge mit den Feinbreccien verknüpft sind, reichern sich die Quarzkörner stark an.

Für das Auftreten von weiteren, aus kristallinen Gesteinen stammenden Beimengungen im Roßstein-Cenoman sind die schweren Mineralien von Wichtigkeit. Die große Menge von Hornblende und Glaukophan lassen vermuten, daß Amphibolite dabei beteiligt waren. Auch der Granat, sowie die ganze Mineralkombination, deutet auf die Zerstörung von kristallinen Schiefen hin.

Die mittelcretazischen Transgressions-Sedimente liegen konkordant auf ihrem oberjurassischen Untergrunde. Eine Winkeldiskordanz

ist nicht vorhanden. Die mittelcretazische Orogenese trat daher in der Roßstein-Mulde nicht durch Strukturveränderungen, sondern lediglich durch flache Heraushebungen in die Erscheinung. Auch kann die Erosion, die der Transgression des Cenoman-Meeres vorausging, in unserem Gebiet nur ein ganz unbedeutendes Ausmaß erreicht haben. Dieselbe griff nicht einmal auf den Lias herunter. Vom Oberen Jura sind auch nur geringe Teile abgeräumt. Ob noch Schichten, die in die Lücke zwischen Ober-Jura und Cenoman fallen, ursprünglich vorhanden waren und durch praecenomane Erosion abgeräumt wurden, entzieht sich der Beobachtung.

In den angrenzenden Landgebieten, welche die cenomane Meerestransgression nicht überflutete, muß sich dagegen die Erosion schon während der Ablagerung der Orbitolinen-Schichten bis in die Obere Trias eingeschnitten haben, da außer den Jura-Komponenten auch obertriassische Gesteine gefördert wurden.

Das Vorkommen von stark abgeschliffenen Geröllen, sogar von sehr harten Hornsteinen, neben eckigen und kantigen Bestandteilen deutet vielleicht auf sehr verschieden weite Verfrachtung hin, auf denen das Material zugeführt wurde. Muß doch für den Quarz, für den Glimmer und für die Schwermineralien ein Verfrachtungsweg sogar aus dem im Süden unter den Kalkalpen hervortauchenden Kristallin angenommen werden, ähnlich wie für die bekannten exotischen Cenoman- und Gosau-Gerölle.

Die vornehmlich gleichmäßig feinkörnige Beschaffenheit der Bestandteile, welche die Feinbreccien aufbauen, läßt auf eine langdauernde, gleichförmig wirkende Erosion schließen, während der abwechselnd Feinbreccien, Mergel oder sandige Mergel in den sehr seichten cenomanen Meerestrog gefördert wurden, in dem sich reiches organisches Leben entwickelte, bei allmählichem Tiefsinken des Troges und langsamer Hebung des angrenzenden Landes. Die Ausbildung der Orbitolinen-Schichten liefert uns den Beweis, daß dieselben als ein unbedeutender Rest einer ehemals sehr viel ausgedehnteren Cenoman-Hülle anzusehen sind.

In den Erosions- und Akkumulationsverhältnissen traten zur Bildungszeit der oberen Abteilung vom Roßstein-Cenoman ganz wesentliche Veränderungen ein. Die Aufwärtsbewegungen im angrenzenden Landgebiet steigerten sich nach Ablagerung der Orbitolinen-Schichten sehr erheblich und führten zur viel kräftigeren und schnelleren Aberosion der Hauptdolomitmassen, die über den Orbitolinen-Schichten ausgebreitet wurden. Die Heimat vom groben Hauptdolomitschutt ist wohl in den südlich angrenzenden ausgedehnten Hauptdolomitmassen zu suchen. Im Wirkungsbereich der Erosion waren durch praecenomane Erosionsvorgänge die über dem Hauptdolomit gelegenen Schichten schon fast völlig entfernt.

Besonders bezeichnend für die Feinbreccien der Orbitolinen-Schichten

ist die stark hervortretende Verkittung durch Kalzit. Eine sehr weitgehende Zuführung von karbonatischen Lösungen hat demnach stattgefunden, wovon in den, lediglich durch Dolomitmehl verbackenen Hauptdolomit-Breccien nichts bemerkbar wird. Gegenüber diesen zeigen also die Orbitolinen-Schichten eine durchgreifende diagenetische Veränderung. Die Gegensätze deuten darauf hin, daß nach Ablagerung der Orbitolinen-Schichten Trockenlegung derselben und die damit sich vollziehende Diagenese stattfand, bevor sich die groben Breccien als breite Schuttströme darüberlegten. Hiermit stimmt die Beobachtung überein, daß die letzteren am östlichen Plattel-Berg unmittelbar auf Oberem Jura liegen. Der Bildung der Hauptdolomit-Breccien würde also eine teilweise Erosion der Orbitolinen-Schichten vorhergegangen sein.

In den Kernen der einzelnen Spezialmulden vom Brünstein-Muldengebiet liegt das Cenoman auf Schichten vom Lias bis zum Neocom. Im Bereiche vom nördlich anschließenden Hauptdolomit-Sattel transgrediert das Cenoman dagegen auf Hauptdolomit. Die Abräumung war also hier im Gefolge der mittelcretazischen Gebirgsbildung und vor der cenomanen Transgression stärker als in der Muldenzone. Das spricht aber dafür, daß die erste Anlage vom Hauptdolomit-Sattel bereits in die mittelcretazische Gebirgsbildung fällt und daß überhaupt die tektonische Gliederung in die Hauptgebirgszonen schon vor der Cenoman-Transgression erfolgte, während die postcretazischen Bewegungen eine gleichsinnige Fortführung der mittelcretazischen bilden.

Diese von HASEMANN (1929, S. 43—44) für das Brünstein-Gebiet ausgesprochene Ansicht, läßt sich auf das Roßstein-Gebiet übertragen und wurde früher vom Verfasser (BODEN, 1925b, S. 489) schon angedeutet. In den Sattelzonen N. und S. vom Roßstein-Muldengebiet fehlen zwar cenomane Ablagerungen, aber die groben und feinen Komponenten der Orbitolinen-Schichten und auch besonders der Hauptdolomit-Breccien, zeigen uns, daß hier während der Einsenkung und Zufüllung vom Cenoman-Trog bereits Hauptdolomit freilag, der eben während der mittelcretazischen Faltung aufgewölbt wurde. Die ersten Anlagen von Sattel- und Muldenzügen fallen daher auch in diesem Gebiet in die praecenomane Gebirgsbildung.

Ein ganz ähnliches Bild von der vorcenomanen Gebirgsbildung wie am Brünstein und Roßstein erhalten wir nach den Untersuchungen von KOCKEL, RICHTER und STEINMANN im Gebiet des großen Muldenzuges von Hohenschwangau bis zum Laber-Gebirge, in dem die Cenoman-Ablagerungen eine viel größere Verbreitung besitzen.

Eine nördliche Zone läßt sich hier unterscheiden, in der das Cenoman auf norischen Gesteinen liegt, eine mittlere mit Cenoman über Rhät- und Jura-Gesteinen und eine schwächer entwickelte südliche, in der es wiederum auf Hauptdolomit und Plattenkalk transgrediert. Der Mulden-

zug besitzt also in seinen allerersten Anfängen bereits praecenomane Anlage.

Im Kern der Ammer-Mulde des Laber-Gebirges, der mittleren der drei dort deutlich erkennbaren Cenoman-Mulden, liegt das Cenoman auf den verschiedenen Stufen des Juras, bezw. auf Neocom. Nördlich und südlich transgrediert dasselbe auf Hauptdolomit oder gering mächtigem Plattenkalk. Genau wie heute wurden auch schon vorcenoman die Muldenflügel im Norden und Süden von älteren Gesteinen gebildet und Schritt für Schritt kann die Transgression über immer jüngere Schichten nach dem Muldenkern zu verfolgt werden. Die postcenomane Ammer-Mulde fällt also mit dem praecenomanen Muldentiefsten zusammen. Weiter südlich in der Lahnenwies-Mulde ist wiederum Jura und Neocom von der vorcenomanen Abtragung verschont geblieben (KOCKER, RICHTER, STEINMANN, 1931, S. 86, 92, 93, 100, 158, 159).

Die erste Anlage der Ammer-Mulde, sowie der hauptsächlichsten Mulden und Sättel zwischen Lech und Loisach, ist also ebenso wie am Brunn-Stein und Roß-Stein praecenoman. Alle tektonischen Grundelemente der späteren Faltung sind vorcenoman als weitgespannte Tektonik schon vorhanden.

In dem interessanten Gebiet zwischen Lech und Loisach wurde auch festgestellt, daß die vorcenomanen Bewegungen sich nicht allein auf eine leichte Faltung und Hebung erstreckten, sondern sich auch in einer gewissen Schollentektonik äußerten. Praecenomane Quer- und Diagonalestörungen sind vorhanden, über die das Cenoman hinweggreift, sogar die ersten Anfänge der Deckenbewegung zeigen sich bereits (K., R., St., 1931, S. 102 und 219). Die Annahme einer Überschiebung der oberen auf die untere Vilser Decke etwa in der Mittleren Kreide wird erwogen (K., R., St., 1931, S. 194).

Im nördlichsten Abschnitt der Kalkalpen wurde in der Hölle (Schleifmühl-Graben) O. von Schwangau über Neocom auch Gault abgelagert, der nach oben allmählich in das Cenoman übergeht. Hier fand also keine praecenomane Heraushebung und Abtragung statt (K., R., St., 1931, S. 83 und 84 und 220).

Übereinstimmend mit den Verhältnissen am Roß-Stein reichen die Bestandteile der cenomanen Breccien und Konglomerate zwischen Lech und Loisach vom Hauptdolomit bis zu den Radiolariten. Als Seltenheit finden sich Quarzbrocken. Im Dünnschliff wurden, ebenso wie in den Orbitolinen-Schichten am Roß-Stein, eckige Quarzkörner, Muscovit und Biotit festgestellt (K., R., St., 1931, S. 91 und 96). Grobe exotische Gerölle fehlen auch hier im Cenoman und stellen sich erst in der Gosau ein (K., R., St., 1931, S. 104).

Zum Schluß sei in einer Tabelle noch die Fauna aufgeführt, die in den Orbitolinen-Schichten N. von den Roßstein-Almen auf-

gesammelt wurde. Hauptsächlich sind Gastropoden und Anthozoen durch Individuen- und Artenreichtum vorherrschend.

Die meisten Faunenelemente ließen sich gleichsetzen mit denjenigen der bekannten Cenoman-Vorkommen in den Bayerischen Alpen. Lediglich unter den Anthozoen zeigten sich einige unbekannte Typen, die wohl als Besonderheiten der Tierwelt vom Roßstein-Cenoman anzusehen sind.

Eine eingehende Durchsicht und Neubearbeitung der Cenoman-Faunen in den Bayerischen Alpen verdanken wir M. SCHLOSSER (1924, S. 82—95). Die damals noch vorhandene Lücke in der Kenntnis der Cenoman-Vorkommen ist nun durch die Aufsammlungen und Bestimmungen der Formen in den Orbitolin-Schichten am Roß-Stein auch ausgefüllt.

	Zahl der unter- suchten Stücke:		Zahl der unter- suchten Stücke:
<i>Belemnites</i> sp.	2	<i>Cidaris</i> sp.	2
		<i>Cidaris</i> -Stacheln	3
<i>Terebra cingulata</i> SOW.	1		
<i>Cerithium margaretae</i> GEIN.	7	<i>Cycloseris cenomanensis</i> E. u. H.	1
<i>Turritella granulata</i> SOW.	30	<i>Trochosmilia didymoides</i> FROM.	30
<i>Turbo scobinosus</i> GEIN.	4	<i>Trochosmilia cenomanensis</i> FROM.	2
		<i>Trochosmilia</i> cfr. <i>inconstans</i> FROM.	6
<i>Vola quinquecostata</i> SOW.	2	<i>Trochosmilia</i> n. sp.	9
<i>Spondylus latus</i> SOW.	1	<i>Trochosmilia</i> n. sp.	5
<i>Ostrea</i> sp.	1	<i>Coelosmilia</i> n. sp.	1
<i>Exogyra conica</i> SOW.	3	<i>Heliastrea lepida</i> REUSS.	2
		<i>Heliastrea</i> sp.	1
		<i>Astrocoenia decaphylla</i> E. u. H.	7
<i>Serpula rotula</i> GOLDF.	1	<i>Astrocoenia</i> aff. <i>konincki</i> E. u. H.	18
<i>Serpula cincta</i> SOW.	2	<i>Astrocoenia</i> div. sp.	3
<i>Serpula gordialis</i> SCHLOTH.	1	<i>Heliopora</i> n. sp.	4
<i>Serpula ampullacea</i> SOW.	1		
<i>Serpula quadricarinata</i> GOLDF.	4		
<i>Serpula septemcostata</i> GOLDF.	1	<i>Orbitolina concava</i> LAM.	zahl- reiche

Angeführte Schriften.

- AIGNER, A., Das Tölzer Diluvium. — Mitt. d. Geogr. Gesellsch. München, 5, 1. Heft, München 1910.
- Das Benediktenwandgebirge. — Landeskundl. Forschungen herausgeg. v. d. Geograph. Ges. in München, 16. Heft, München 1912.
- AMPFERER, O., Studien über die Tektonik des Sonnwend-Gebirges. — Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. 58, Wien 1908.
- Blatt Achenkirch und Benediktbeuern d. Geolog. Reichsanst., Wien 1912.
- Zur Geologie d. Unterinntaler Tertiärs. — Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., Wien 1922.
- Zur Deutung der Hornsteinbreccien des Sonnwend-Gebirges im Unterinntal. — Geolog. Rundschau, Berlin 1926.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., 81, Wien 1931.
- BODEN, K., Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. — Geogn. Jahresh., 27, 1914, München 1915.
- Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. — Geogn. Jahresh., 28, 1915, München 1916.
- Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Geogn. Jahresh., 35, 1922, München 1923.
- Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 75, M.-B. Nr. 5—10, Berlin 1923.
- Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern. — Geogn. Jahresh., 38, 1925a, München 1926.
- Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. d. Geograph. Ges., 18, 3. Heft, München 1925b.
- Geolog. Wanderbuch f. d. bayer. Alpen. — F. Enke, Stuttgart 1930.
- CADISCH, J., Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — Geol. Rundschau, 23, Berlin 1932.
- CORNELIUS, H. P., Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1927.
- FELS, E., Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. — Petermanns Mitt., Erg.-Heft Nr. 202, Gotha 1929.
- FUHLANI, M., Zur Stratigraphie der Jura- und Neocomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. math.-naturw. Klasse, Wien 1921.
- HAHN, F. F., Ergebnisse neuer Spezialforschungen i. d. deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rundschau, 5, 2. Heft, Berlin 1914.
- HASEMANN, W., Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — Waldshut (Baden) 1929.
- HEINZ, R., Geologische Beobachtungen zur Bildungsweise und Entstehungszeit des Feuersteins und zum Schichtungsproblem. — Jahresber. d. Niedersächs. Geolog. Ver., 23, Hannover 1930.
- KLEBELSBERG, R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, III und IV. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, 8, Berlin 1914.
- KNAUER, J., Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. — Geogn. Jahresh., 37, 1924, München 1925.

- KNAUER, J., „Grundfragen alpiner Formenkunde“ und die Entstehung des Walchenseebbeckens. — Geol. Rundschau, 17, Berlin 1926.
- Glazialgeol. Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. 80, M.-B., Berlin 1928.
 - Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognost. Karte von Bayern 1:100 000: Teilblatt Landsberg, München 1929. Teilblatt München-Starnberg, München 1931.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., STEINMANN, H. G., Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Nr. 10, Innsbruck 1931.
- & RICHTER, M., Deckengrenzen in den Vilser Alpen. — Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., 81, Wien 1931.
- KOEGEL, L., Der Schuttmantel unserer Berge. — Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, 55, München 1924.
- Alpine Schuttformen. — Die Naturwissenschaften, 13, Berlin 1925.
- KÜHNEL, J., Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 61, Abt. B, Stuttgart 1929.
- LEUCHS, K., Polygene Konglomerate im nordalpinen Rhät und die altkimmerische Phase. — Geol. Rundschau, 19, Berlin 1928 a.
- Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 59, Abt. B, Stuttgart 1928 b.
 - Die Oberjurabreccien des Aalbachtales östlich Tegernsee. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1929.
 - Die Bedeutung von Staubbürmen für die Sedimentation. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1932 a.
 - Die Bitumenführung des Hauptdolomits der norischen Trias. — „Kali“, 26, Heft 8, Berlin 1932 b.
- LEYDEN, F., Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes und seiner Nachbargebiete. — Ostalpine Formenstudien, Abt. I, Heft 1, Berlin 1920.
- Grundfragen alpiner Formenkunde. — Geol. Rundschau, 15, Berlin 1924.
 - Gliederung des altbayerischen Spätglazials. — Geol. Rundschau, 16, Berlin 1925.
 - Zur Entstehung des Walchensees. — Geol. Rundschau, 17, Berlin 1926.
- OSSWALD, K., Das Risserkogelgebiet. — Geogn. Jahresh., 37, 1924, München 1925.
- Geolog. Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, 21, 1928, München 1929.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1909.
- PENCK, A., Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Klasse, Berlin 1922.
- Glazialgeol. Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen. — Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. — Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Klasse, Berlin 1925.
 - Geographischer Führer durch das Tor von Mittenwald. Berlin 1930.
- REISER, K., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. — Geogn. Jahresh., 33, 1920, München 1922.
- RENZ, K., Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso. — Eclogae geol. Helvetiae, 15, Lausanne 1920.
- REYNÈS, P., Monographie des Ammonites, Paris 1879.
- RICHTER, M., Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 68, Abt. B, Stuttgart 1929.
- Referat über: K. BODEN, Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. Stuttgart 1930. — Geol. Rundsch., Berlin 1931 a.

- SCHLOSSEB, M., Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. — Centralbl. f. Min. usw., Stuttgart 1924.
- SCHWARZ, A., Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kiesel-säuregesteinen nicht klastischen Ursprungs. — *Senckenbergiana*, 11, Frankfurt 1929.
- SIMON, L., Natur- und heimatkundliche Streifzüge im Bereich des Isarwinkels. — „Alt-heimatland“, Wochenschr. f. Heimatkunde, Heimat und Naturschutz, Nr. 30 u. 40, München 1926 und 1927.
- Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 1. Die Sonderstellung des Tölzer Isar-Sees. — Abhandl. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, 3, München 1931.
- SPENGLER, E., Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1927.
- Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundschau, 19, Berlin 1928.
- Der zweite Teil von F. WÄHNER's „Sonwendgebirge“. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1934.
- STEINMANN, G., Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rundschau, 16, Berlin 1925.
- TROLL, K., Die Rückzugstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. d. Geograph. Ges. München, 18, München 1925.
- TRUSHEIM, F., Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Wiss. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Nr. 7, Innsbruck 1930.
- WINKLER, A., Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. — Ein Beitrag zur Sediment-petrographie der Julischen Alpen. — TSCHEREMAK's Mineral. u. petrogr. Mitt., 38, Wien 1925.
- WOLF, H. v., Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achensee-Gebietes in Tirol. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, 15, München 1922.
- Eiszeitstudien im Risser Gebirge. — Mitt. d. Geogr. Ges. München 17, München 1924.
- Geolog. Ausgabe des Blattes Tegernsee d. Karte d. Deutschen Reiches 1:100 000, Piloty & Loehle, München 1926.

Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach

II. Teil*)

Von
Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 1 Profiltafel

Inhaltsübersicht

	Seite
6. Diluvium und Alluvium	3—24
a) Der Achensee-Gletscher	3—8
b) Der Isar-Gletscher	8—16
c) Eiszeitliche Lokalvergletscherung	16—18
d) Der jüngste Hochgebirgsschutt	18—24
Tektonik	24—40
1. Das Hauptdolomit-Plattenskalkgebiet im Süden	24—28
2. Das Muldengebiet und sein Nordrand	28—34
3. Bemerkungen zur Tektonik der kalkalpinen Vorzone	34—40

6. Diluvium und Alluvium.

Der Achensee-Gletscher. — Über die Ausdehnung des Eisstromes, der zur Würm-Eiszeit vom Inn-Gletscher abzweigte und über den Achen-Paß in unser Gebiet eindrang, geben uns die Moränenreste und besonders die Verbreitung der zentralalpiner Geschiebe genaue Anhaltspunkte. [Anm.: Sehr eingehende Untersuchungen der glazialgeologischen Verhältnisse sind bereits durch H. v. WOLF (1922) ausgeführt worden.]

Die größte Eigenart dieser Achensee-Eismassen besteht darin, daß dieselben N. vom Achen-Paß fächerförmig auseinandertreten. Ein Teil paßt sich völlig der Talform an und folgt dem Längstal der Weißbach

*) Der erste Teil ist im Heft 17 der „Abhandlungen“ erschienen.

bis Kreuth, biegt dann in das Weißbach-Quertal ein und erreicht den Alpenrand N. vom Tegern-See. — Durch das Tal der Langen-Au und durch das Rottach-Tal erhielt dieser Weißbach-Gletscher noch Zuflüsse, die über die Brandenberger-Ache vom Inn-Gletscher abzweigten, während ein dritter Arm vom Brandenberger Eis über den Spitzing-Sattel zum Schlier-See verlief. — Ein anderer Teil der Achantaler Eismassen überflutete die westlichen Höhen, insbesondere das Gebiet um die Hoch-Alpe, sank dann steil in das Isar-Tal ab und vereinigte sich mit dem viel tiefer durchziehenden Isar-Gletscher.

Die Verteilung der Erratika gibt uns den Höchststand und die maximale Verbreitung der Eismassen an. Die Moränen wurden abgelagert, als das Eis bereits im Abschmelzen begriffen war. Dieselben stellen also Rückzugsbildungen dar. Ihre höchste Lage ist daher nicht immer maßgebend für die Höchstgrenze der Eismächtigkeit. Die Moränen finden sich vorwiegend in tieferen Lagen, während die kalkalpinen und auch die kristallinen Erratika häufig höher am Gehänge emporsteigen und offenbar zumeist nicht die Reste erodierter Moränen bilden, sondern vielmehr auf der Eisoberfläche oder auch als Einzelgerölle im Eis fortgeschafft wurden und nach dem Abschmelzen liegen blieben. Die aus den Zentralalpen verfrachteten Gerölle werden im Weißbach-Tal abwärts immer seltener. Dieselben lassen sich jedoch im Weißbach-Quertal und auch in den Seitenmoränen und Endmoränen am Tegern-See vereinzelt nachweisen. Der kristalline Schutt sank, je weiter das Eis nach Norden vordrang, in immer tiefere Eisschichten und geriet schließlich in die Grundmoräne (H. v. WOLF, 1922, S. 216.).

Im Weißbach-Längstal, vom Achen-Paß bis zum Wildbad Kreuth, zeigen die Talhänge fast überall die Merkmale glazialer Unterschneidung infolge seitlicher Gletschererosion, da die unteren Teile der Gehänge stets einen mehr oder minder steileren Böschungswinkel aufweisen als die höheren. Die schwache glaziale Umformung des schon vor dem Eintritt der Eismassen vorhandenen Tales fällt ebensowohl in die letzte, wie auch in die vorletzte Eiszeit, deren Gletscher das Tal ausfüllte, obgleich Ablagerungen, die der Reiß-Vergletscherung zuzuweisen wären, nicht mehr vorhanden sind. Dieselben wurden in der Reiß-Würm-Interglazialzeit wieder erodiert.

Vorwiegend bestehen die würmeiszeitlichen Moränen aus Hauptdolomit-Grus. Außerdem kommen nicht selten Oberer Jura, Lias und Trias-Kalke vor und vereinzelt auch zentralalpine Quarze, Gneise und Amphibolite.

Die mächtigsten Moränenaufschlüsse finden sich in der engen Schlucht am Achen-Paß in den Gräben unmittelbar S. vom Zollgebäude. Aber auch die mit einem Sumpfmoor bedeckte Paßhöhe an der Stuben-Alm wird von Moränenablagerungen eingenommen, die sich bis zu den ersten Häusern von Glashütte als flache Decke ausdehnen. Die nach Norden

und Süden abfließenden Bäche haben nur stellenweise die Moränen abgetragen und den unterlagernden Hauptdolomit freigelegt. Westlich vom Guggenauer-Köpfl lassen sich die Moränen im Stuben-Bachl aufwärts verfolgen und enthalten stets kristalline Geschiebe. Außerdem treten dieselben im Lichten-Graben wieder auf, während die Gegend des Wunderbaumes sehr reich an groben, erratischen Kalk- und Dolomitblöcken ist. — Einzelne unbedeutende Moränenvorkommen finden sich im Gebiet der Groß-Weißbach im unteren Abschnitt des Weges von der Stuben-Alm zur Hoch-Alpe bis zu 1035 m und an dem zur verfallenen Klause abzweigenden Wege auf 1130 m. — Sehr viel zahlreicher sind Moränenvorkommen an dem Wege zu beobachten, der von Glashütte aus am rechten Talgehänge der Groß-Weißbach entlangführt bis zur Höhe 970. Ein einzelner Moränenfleck wurde noch am Ostabhang des Brunstlahner-Kogels auf der Höhenlinie 1250 m festgestellt und der höchstgelegene bei der Mitter-Hütte auf 1277 m.

Auf die große Verbreitung erratischer Geschiebe in der Umgebung der Hoch-Alpe, unter denen sich sehr viele aus den Zentralalpen herbeigeführte vorfinden, hat schon H. v. WOLF (1922, S. 176) eingehend hingewiesen.

Auf dem Wege von der Stuben-Alm zur Mitter-Hütte fallen die kristallinen Gerölle besonders auf und lassen sich vereinzelt bis an den Plateaurand der Hoch-Alpe (1400 m) verfolgen. Sehr zahlreich liegen dieselben am Wege, der im Osten um den Brunstlahner-Kopf von der Mitter-Hütte zur Höllal-alm herum führt und am Sattel zwischen Hoch-Alpe und Gerstenrieder-Kopf (1363 m). Südlich vom Roß-Kopf fand H. v. WOLF einen Block bei 1370 m und am Breiten-Kopf bei 1180 m.

Der Erratikaschleier beweist uns, daß das ganze Gebiet der Hoch-Alpe (1428 m), des Roß-Kopfes (1401 m) und des Breiten-Kopfes (1347 m) vom Ferneis überzogen war. Dasselbe bildete also eine Eiskuppel, deren Spiegel sich nach Westen, Norden und Osten senkte. Nach Norden endigten die Ferneismassen schnell, so daß die nördlich vorgelagerten Höhen des Schön-Berges (1621 m), des Plattel (1505 m) und auch des Roß- und Buch-Steins in ihren oberen Teilen bereits frei waren vom Ferneis.

Der Hauptteil dieses Achentaler Eises fiel nach Westen zum niedriger gelegenen Isar-Gletscher ab und verstärkte diesen Gletscherstrom, der seine Haupteismassen schon bei Wallgau an den Walchensee-Gletscher abgegeben hatte. Indessen war auch das ins Weißbach-Tal abfließende Eis nicht ganz unerheblich, das sich im Gegensatz zu der Hochalp-Eiskuppel zu einem einfachen Talgletscher entwickelte.

Die Moränenreste dieses Weißbach-Gletschers, die in unserem Gebiete erhalten geblieben sind, wurden von H. v. WOLF (1922, S. 208) zumeist schon näher beschrieben und sind auch auf dem Blatt Tegernsee 1:100 000 bereits eingetragen.

Im Imbhäusel-Graben findet sich bei der Klaus (980 m) eine flache Talstufe, die mit Moränenresten bedeckt ist; unterhalb entstehen am steilen Gehänge Wasserfälle, die über die nördlich geneigten Schichtköpfe hinüberstürzen. — Die Moränenverkleidungen unmittelbar über der Weißbach-Talsole heben sich zumeist durch die üppigere Weide von dem Hauptdolomit ab. Einzelne kleinere Vorkommnisse finden sich oberhalb der Kirche von Glashütte, sowie gegenüber auf der rechten Talseite, außerdem im untersten Saurüssel-Graben und kurz vor demselben. Etwas ausgedehntere überziehen beim Triftplatz und unterhalb desselben den Nordfuß des Bodig-Berges. Östlich der Schliffbach-Mündung steht das Forsthaus auf Moräne, die sich als Talriegel gegen die Straße vorschiebt. Vorwiegend wird dieselbe aus Hauptdolomit aufgebaut. Aber auch rote Jura-Gesteine und fossilführendes Rhät wurden beobachtet. Ein wenig ausgedehntes Moränenvorkommen liegt im unteren Alpel-Graben. Höher oben, am südlichen Weißbach-Talhang, beobachtet man Moränenreste im Groß-Reitbach zwischen Mosel-Graben und Reitberg-Graben oberhalb der 1000 m-Höhenlinie; ferner im Klein-Reitbach NW. von der Bodigberg-Alm bei 1100 m sowie $\frac{1}{2}$ km weiter südlich im oberen Klaus-Graben; am Wege von der Bodigberg-Alm zum Schilch-Eck (bis 1160 m), im obersten Platten-Graben (bis 1100 m), oberhalb der Königs-Alm (bis 1150 m). Zu beiden Seiten des unteren Alberts-Baches nehmen die Moränenablagerungen eine etwas größere Ausbreitung an und am Wege neben dem Urber-Graben, oberhalb der 900 m-Höhenlinie, findet sich ein kleinerer Fleck. Kurz oberhalb der Vorder-Alm am linken Weißbach-Ufer beginnt ein schmaler Moränenstreifen, der sich bis zur Schwarzenbach-Mündung hinzieht. H. v. WOLF (1922, S. 298 und 299) hat diese Bildungen als eine Flußterrasse angesehen. Dieselben lassen sich jedoch an der rechten Talseite des Schwarzen-Baches weiter aufwärts verfolgen und zeigen hier Aufschlüsse mit echter Moränenstruktur. Fast in allen Vorkommen ließen sich zentralalpine Gerölle (zumeist Amphibolite oder auch Gneisgerölle) nachweisen. Am Blauberg-Kamm wurde das Eis bis mindestens 1620 m hochgestaut. Reit-Stein und Platten-Eck waren noch vom Eis überflossen (H. v. WOLF, 1922, S. 270 und 283). Nördlich der Kammlinie ist die Eisoberfläche wieder stark gefallen. In der Gegend von Bad Kreuth lag die Eishöhe nach OSSWALD zwischen 1300 und 1400 m, nach H. v. WOLF (1922, S. 272) erreichte dieselbe höchstens 1350 m.

Nach dem Rückzuge des Weißbach-Armes vom Achensee-Gletscher bildeten sich durch Umlagerung der Moränen in der Talsole Flußschotter, die im Weißbach-Quertal so eindrucksvoll in Erscheinung treten und an der Weißbach-Mühle mit einem Delta endigen, in dem Weißbach-Längstal zwischen Glas-Hütte und der Schwarzenbach-Mündung jedoch nur in ganz geringen Resten erhalten geblieben sind, deren Oberfläche sich etwa 10 m über der Talsole erhebt. Am rechten

Weißbach-Ufer findet sich das ausgedehnteste Vorkommen dieser spät-diluvialen Talfüllung. Auf eine Erstreckung von etwa 1,85 km begleiten die Schotter den Talhang. Dieselben beginnen bei der Einmündung des Bart-Grabens und lassen sich flußabwärts noch ein Stück weit über den Alberts-Graben hinaus verfolgen. Mit steilem Böschungswinkel hebt sich die Terrasse von dem Talalluvium ab und besitzt eine fast völlig ebene Oberfläche. Im westlichen Abschnitt ist dieselbe infolge starker Waldbedeckung nicht gut sichtbar. Weiter unterhalb tritt ihre Form jedoch sehr deutlich in Erscheinung und ist auch von der Straße aus gut zu erkennen. Am linken Weißbach-Ufer wird ein kleines Vorkommen etwa 800 m oberhalb vom Wirtshaus Bayerwald, unmittelbar W. von der Einmündung des Alpel-Grabens, zur Schottergewinnung in 2 m Höhe abgebaut. Die Ablagerung ist deutlich geschichtet und besteht aus eckigen und kantigen Trias-Gesteinen, denen auch etliche rote Jura-Gesteine beigemischt sind. Ein weiteres flaches Terrassenstück schiebt sich NW. vom Triftplatz gegen die Straße vor.

Die Moränenvorkommen an der linken Talseite des Schwarzen-Baches, sowie im hinteren Rumpel-Graben, nahe der Schwarzentenn-Alm, zeigen, daß vom Weißbach-Gletscher ein Seitenarm in den Schwarzen-Bach abzweigte. Nach einer älteren Annahme sollten die Endmoränenwälle beim Jägerhaus an der Schwarzentenn-Alm das Ende dieses Seitengletschers andeuten. Die Bildung der Moränen weiter nördlich im Stinker-Graben, im Neuhütten-Graben und Scheiben-Graben wurde örtlicher Eisentwicklung zugeschrieben. Die Moräne des Stinker-Grabens sollte von einem Lokalgletscher abgelagert sein, der vom Ochsen-Kampen herabstieg (A. PENCK, 1909, S. 172; BODEN, 1914, S. 191). — Indessen besitzen wir für derartig mächtige Lokalmoränen in diesen Gebieten mit geringen Höhen keine Äquivalente. Im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet fehlen örtliche Glazialbildungen überhaupt. Auch tragen die Seitenhänge vom Hirsch-Berg und Kampen die deutlichen Merkmale starker glazialer Unterschneidung und nachfolgender Talverschüttung durch Bergsturm Massen nach dem Abschmelzen des stützenden Eises.

So wird man dazu geführt, sich der neueren Darstellung H. v. WOLF'S (1922, S. 273) anzuschließen, der den Seitenarm vom Weißbach-Gletscher nicht beim Jagdhaus an der Schwarzentenn-Alm endigen läßt, sondern weiter nach Norden führt, so daß die in den linken Seitengraben des Söll-Baches eingebauten Moränen von diesem Ferngletscherarm abgelagert wurden.

Im Neuhütten- und Scheiben-Graben lassen sich die Moränen bis 1120 m, im Stinker-Graben bis 1200 m verfolgen. Dieselben reichen hier also bis zu denselben Höhen hinauf, wie am Westrand des Weißbach-Tales. Die Moränen im hinteren Rumpel-Graben sind sogar bis etwa 1250 m hinauf festgestellt. Die Eishöhe senkte sich also nach Norden, ähnlich wie im Weißbach-Tale, da nach OSSWALD (1924, S. 148) die Ufer-

Moränen O. von Dorf Kreuth auf 1250 m liegen und am Wall-Berg auf 1150 m. Beim Abschmelzen dieser Eismassen vom Schwarzen-Bach und Söll-Bach bildeten sich die durch die Ufermoräne des Tegernsee-Gletschers gestauten mächtigen Flußschotter des Söll-Baches.

Die Form der in dem breiten Talboden bei der Jagdhütte N. von der Wasserscheide von Söll-Bach und Schwarzen-Bach sich unvermittelt erhebenden Wälle, läßt jedoch nicht auf Bergsturz schließen. Abgesehen davon, daß ein Ursprungsgebiet desselben oder Zusammenhänge mit anderem Bergsturzmaterial völlig fehlen. Die Wälle müssen wohl eine glaziale Ablagerung darstellen, die allerdings nicht dem ursprünglichen Ende, sondern einem Rückzugsstadium des Gletscherarmes entspricht.

Der Isar-Gletscher. — Die diluviale Geschichte des Isar-Tales von seinem Ursprung bis zum Tölzer Becken ist bereits von A. PENCK (1922, 1925, 1930) und FR. LEYDEN (1920) sehr eingehend dargestellt worden.

Während der Isar-Gletscher zur Mindel-Eiszeit im wesentlichen Kalkalpenglischer war, bildeten die Eismassen, die das Isar-Tal zur Riß- und Würm-Eiszeit erfüllten eine Abzweigung des zentralalpiner Inn-Gletschers, die sich im Ober-Inntal abspaltete, das Einfallstor am Seefelder-Paß durchfloß und fächerförmig auseinandertretend, sich nach Mittenwald ins Werdenfelser Land heruntersenkte.

Für die Festlegung der Ausbreitung vom zentralalpiner Gletscherstrom dieses Mittenwalder Eisfächers sind für die Zeit der letzten Vereisung sehr reichliche Zeugen erhalten geblieben. Die Eismassen waren ungleich gewaltiger, als diejenigen, welche den schmalen Durchlaß des Achen-Sees querten und lösten sich in zwei Hauptgletscherströme auf. Ein Ast floß nordwestlich ins Loisach-Tal. Der Hauptast folgte der Eintiefung des Walchensee—Kochelsees und dem Lenggrieser Isar-Tal. Obgleich der Isar-Arm des Mittenwalder Gletschers mit seinem reichlichen kristallinen Geschiebmaterial, das durch die enge Scharnitzer Pforte (Tor von Mittenwald) hindurchgefördert wurde, als eigentlicher zentralalpiner Gletscher zu gelten hat, erhielt derselbe noch mächtige kalkalpine Zuflüsse aus dem Karwendel-Gebirge (Riß-Gletscher) und außerdem einen wesentlichen Teil der inneralpiner Achensee-Eismassen, die über das Gebiet der Hoch-Alpe nach Norden und Süden herüberquollen. Unterhalb der Talenge von Fall biegt der Isar-Gletscher in das Isar-Quertal ein, durchzieht unser Gebiet, strömt dann mit ziemlich raschem Oberflächengefälle auf das Alpenvorland ab, in dem die Endmoränen aufgehäuft wurden, deren Bildung mit dem Höchststand des zentralalpiner Würm-Isareises zusammenfällt.

Diese peripher gelegenen Endmoränen, die das Zweigbecken des Isar-Gletschers umsäumen, lassen sich in drei Abschnitte gliedern, die als Phasen der Hoch-Würmeiszeit auseinandergehalten werden. Im Be-

reich des Isar-Gletschers werden dieselben durch die Orte Schäftlarn, Ebenhausen, Icking bezeichnet, die der allgemeinen Benennung Schaffhausener, Diessenhofener und Singener Phase entsprechen (TROLL, 1925, S. 281). Der innerste Moränenkranz von Münsing und Icking (Wessobrunner Phase), der von K. TROLL als Rückzugsstadium und damit als die jüngste Phase angesehen wurde, wurde von J. KNAUER (1928, S. 300; 1929, S. 19; 1931, S. 22) als eine Vorrückungsphase und damit als die älteste erkannt.

Etwa 23 km hinter den äußersten Jungendmoränen des Isar-Gletschers bei Schäftlarn liegen die hohen Endmoränen von Tölz. Dieselben wurden früher dem Bühl-Stadium zugerechnet. Indessen haben H. v. WOLF (1922, S. 290), LEYDEN (1925, S. 337) u. a. gezeigt, daß der bühlstadiale Isar-Gletscher nicht mehr so weit nach Norden gereicht haben kann. Die mächtigen Moränenbildungen, die den Ausgang des Isar-Tales und das engere Stammbecken umschließen, müssen also einem älteren Stadium des Eisrückganges, dem Walchsee-Stadium oder Ammersee-Stadium = α -Stadium TROLL's = Weilheimer Stillstandsloge eingeordnet werden.

Das dem Bühl-Stadium (β -Stadium TROLL's) angehörige Ende des Isar-Gletschers hat die Enge am Sylven-Stein vermutlich nicht mehr überschritten und ist bei Fall zu suchen. Dieses Rückzugsstadium liegt also, ebenso wie bei den anderen großen Vorlandgletschern, schon weit innerhalb der Alpen. Zur Zeit der bühlstadialen Stillstandsloge während des Schwindens der großen Vereisung hatte der Isar-Gletscher unser Gebiet bereits verlassen. Das Fehlen von Endmoränenwällen bei Fall erklärt sich nach LEYDEN durch das Vorhandensein eines großen Tal-sees, den die hohen Endmoränen des Walchsee-Stadiums stauten und in dem die Gletscherzunge endigte.

20 km weiter südlich wird von LEYDEN (1925) in der Talweitung von Wallgau und Krünn in der Spätglazialzeit ein weiterer Gletscherhalt als „Krünn-Stadium“ angenommen, das also hinter dem Bühl-Stadium liegt und älter ist als der Vorstoß des Gschnitz-Stadiums, welches einen Gletschervorstoß mit stark entwickelten Endmoränenwällen bedeutet.

Faßt man die Wälle N. von der Schwarzentenn-Alm als Endmoränen eines Rückzugsstadiums auf und versucht dieselben dieser Zeitfolge des Spätglazials einzuordnen, so käme nur eine Stillstandsloge in Frage, die mit dem Ammersee-Stadium zusammenfallen könnte.

Die diluvialen Ablagerungen des würmeiszeitlichen Isar-Gletschers bilden in unserem Gebiet eine zusammenhängende Zone an der Ostseite der Isar in einer Längserstreckung von etwa 6 km und einer Breite von 2 km. Zwischen den harten und widerstandsfähigen Plattenkalken des Hohenwiesner Berges und dem vornehmlich aus älteren Trias-Gesteinen aufgebauten Querriegel von Hohenburg weichen die jüngeren Trias- und Lias-Gesteine des Schön-Berges und der Plattenkalk und Hauptdolomit des Grasleiten-Kopfes gegen Osten zurück, so daß

eine flache Nische entsteht, welche sich in die Höhen einschiebt und in der die diluvialen Sedimente zur Ablagerung kamen. Dieselben bestehen aus Moränen der Würm-Vergletscherung und aus postglazialen Talschottern. Die Moränen lassen sich zunächst vom Klaffen-Bach bis zu dem Rhät-Kalk des Schmicker-Steins und bis gegen Hohenreuth verfolgen. Hier werden sie von dem schmalen diluvialen Schuttkegel des Alm-Baches unterbrochen. Die Oberkante erreicht am Hohen-Moosgraben eine Höhe von 910 m und senkt sich gegen den Schmicker-Stein auf 824 m. Die wellige Oberfläche ist gegen die Isar zu geneigt. Südlich der Zahl 836 bildet die Moräne eine schmale, hügelige Hochfläche, an deren Westrand zahlreiche trichterförmige Vertiefungen sichtbar werden, die durch Sackungen infolge späteren Abschmelzens von totem Eis, das in der Moräne erhalten geblieben war, entstanden. Die Schmelztrichter lassen sich über eine Erstreckung von etwa $1/2$ km verfolgen.

Vom Klaffen-Bach bis über den Alm-Bach hinaus sind die Moränen im Osten von jüngeren Schuttmassen überdeckt, während sich im Westen die mehrfach abgestuften, postglazialen Talschotter von Hohenwiesen, Klaffenbach, Winkel und Hellerschwang anschließen. Diese sind in die Moränenablagerungen eingesenkt und heben sich durch ihre ebene und trockene Oberfläche, die bis zu 30 m über den Isarspiegel ansteigt, von dem welligen und unregelmäßig hügeligen, zumeist sumpfigen Moränengebiet scharf ab.

400 m N. vom Alm-Bach schließen sich die Moränen unmittelbar an den Plattenkalk und den Hauptdolomit der Gras-Leite, erfüllen das Gebiet des Unteren und Oberen Bichl und erreichen bei Hohenau eine Höhe von 975 m. Westlich von Lasseln wird die Moräne in einer Kiesgrube abgebaut. — Südöstlich von Mühlbach finden sich Geröllmassen mit kalkigem Bindemittel von sehr unregelmäßigem, groben und kleineren Material, die offenbar eine verkittete Moräne bilden. Vorwiegend sind gröbere Kalke und Dolomite und feinere Hornsteine vertreten. Außerdem wurde Glimmerschiefer und Buntsandstein festgestellt. — Die postglazialen Talschotter setzen sich im Westen der Moränen am rechten Isarufer über Hohenreuth, Fleck, Almbach, Holz und Wies nach Anger fort und vereinigen sich hier mit dem gleichzeitig gebildeten Schuttkegel des Hirsch-Baches.

Höher am Talgehänge waren die Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen für Moränen nicht sonderlich günstig. Südwestlich von der Gufel-Wand findet sich ein Vorkommen auf 1030 m Höhe und zwei kleinere an der linken Talseite des Klaffen-Baches bei 850 und 800 m. Die Eishöhe muß hier jedoch mindestens mit 1100 m angenommen werden.

Beim „kalten Wasser“ S. von Hohenwiesen endigen die jungdiluvialen Talschotter. Die Plattenkalke und der Hauptdolomit des nördlichen Schergenwieser Berges treten unmittelbar an die Isar heran. In einem

etwa $1\frac{1}{2}$ km langen Talstück war an dem Steilufer keine Möglichkeit zur Aufschotterung der fluviatilen Gerölle gegeben. Der Fluß wirkte lediglich erodierend. Weiter im Süden stellen sich jedoch wieder die postglazialen Ablagerungen ein, die sich als eine schmale, bis zu 40 m breite, Terrasse beim Bacherleger (N. davon Kiesgrube) und Herrnleger unmittelbar an den Hauptdolomit-Fuß des Schergenwieser Berges in einer Höhe von etwa 20 m über der Isar, anlehnen und fast bis zur Talenge am Sylvan-Stein unterhalb von Fall herabreichen. In den Schottern beobachtete LEYDEN (1929, S. 47) schräge Deltastruktur. Weiter oberhalb erlangen die postglazialen Terrassen im Isar-Längstale zwischen Krünn und Fall ihre bedeutendste Entwicklung und steigen hier 20—30 m über den Fluß an.

Die Aufschotterung der postglazialen Terrassen kann erst nach dem Rückzug des Talgletschers erfolgt sein. Da dieselben bei Winkel und Fleck in die Moränen eingesenkt liegen, muß außerdem eine vorhergegangene Erosionsperiode angenommen werden.

Im Bereich der diluvialen Ablagerungen, in der Nische zwischen Hohenwiesner Berg und dem Hohenburger Rücken finden sich einzelne Aufragungen aus härteren Trias-Gesteinen, O. von Winkel eine Rippe aus Rhät-Kalk bis zu einer Höhe von 830 m, ferner eine kleine Kuppe aus Rhät-Kalk die Höhe 784 bildend. Bei Hellerschwang besteht die bewaldete Kuppe 783 aus Kössener Kalk. Der Plattenkalk-Zug SO. von Hohenreuth in rund 770—780 m Höhe. Östlich vom Alm-Bach Plattenkalk in 790 und 803 m. Die Hauptdolomit-Kuppe des Herrn-Köpfls 807 m. Hauptdolomit und Raibler O. von Tradln 788 m. Die Vorkommen besitzen annähernd gleichmäßige Höhen und vereinigen sich zu einer breiten, vom Talgehänge scharf abgesetzten Felsterrasse, die als die praeglaziale Talsohle vom Isar-Tal anzusehen ist (A. PENCK, 1922, S. 204; LEYDEN, 1925, S. 48, 49). Die Ausräumung der Nische durch die praeglaziale Isar hängt in den südlichen Teilen mit dem Ausstreichen der zumeist weichen Kössener Schichten zusammen, die im Norden auf den harten Plattenkalk-Zug des Hohenwiesner Berges folgen und die besonders W. vom Schön-Berg den Untergrund vom Diluvium bilden, während W. vom Grasleiten-Kopf Plattenkalk und Hauptdolomit abgetragen wurden. Zum mindesten vor dem Eintritt der letzten Vereisung wurde diese praeglaziale Talsohle durch Flüsse, die von den östlichen Bergen herabströmten, wieder zerstört und nur von den widerstandsfähigeren Gesteinslagen blieben einige Härtlinge erhalten. In dieser Nische waren günstige Bedingungen sowohl für die Ablagerung wie auch für die Erhaltung der Moränen und Schotter gegeben.

In der kalkalpinen Randzone des Fockenstein- und Geigerstein-Gebietes und in dem nördlich anschließenden Flysch-Gebiet treffen wir, besonders in den tiefeingerissenen Tälern, recht zahlreiche Moränenreste

als Zeugen der ehemaligen Bedeckung mit dem würmeiszeitlichen Isar-Gletscher, der sich dem schon vorhandenen Gebirgsrelief anpaßte.

In dem zwischen Geiger-Stein und Focken-Stein tief eingefurchten Sonners-Bach finden sich im Unterlauf einige vereinzelt Moränenreste. Bei der Sonnersbach-Alm beginnt dann ein fast ununterbrochenes Band, das bis nahezu 1100 m hinaufreicht. Im oberen Traten-Bach steigt die Moräne bis 1065 m an und im Baumgarten-Graben-N. von der Baumgarten-Alm bis 1150 m. In dem N. von Lenggries in die Isar einmündenden Stein-Bach (AIGNER, 1910, S. 16) und dessen Seitentälern liegen viele Moränenreste, die infolge der Farbgebung nicht sehr deutlich auf der Karte in Erscheinung treten. Im Gaisachau-Graben, der gegenüber vom Sonners-Bach in den Stein-Bach einmündet, reicht die Moräne noch bis 1000 m Höhe. In dem Seitental W. vom Blarch-Graben bis 900 m Höhe und ebenso im Grün-Graben. Neben vereinzelt Stellen zu beiden Seiten des westlichen Geigerstein-Zuges wurden im Südosten des Geigersteins, im Ramls-Graben, Moränenreste bis 1100 m gefunden. Im oberen Abschnitt des Hirsch-Grabens wird die linke Talseite durch Moränenablagerungen von 970 m bis 1170 m eingesäumt. Der Hirschtal-Sattel (1224 m) war nicht vom Eis überdeckt. Die Moräneneintragung am Sattel ist irrtümlich erfolgt. Die Moränen vom Isar-Eis im Westen und diejenigen vom Weißach-Eis im Osten endigten unterhalb der Sattelhöhe. Die Endigung der Moränen wird schon unterhalb der Straßenschleife gut sichtbar. Ein zentralalpines Geschiebe (Glimmergneis) fand sich an dem Wege, der von der Hirschbach-Straße zur Seekar-Alm und zur neuerbauten Jubiläums-Hütte hinaufführt in einer Höhe von 1050 bis 1100 m.

Die Vorkommen zeigen, daß die kalkalpine Randzone O. von Lenggries zur Zeit der größten Gletscherausbreitung bis etwa 1200 m im Isar-Eis begraben war. Im Flysch-Gebiet senkte sich die Eisoberfläche nach Norden ab.

Die eigenartige Eintiefung, in der die Weiher von Hohenburg liegen und welche die Hügel von Hohenburg vom eigentlichen Geigerstein-Höhenzug abtrennt, deutet L. SIMON (1926, 1927) als einen alten Lauf des Hirsch-Baches, der vom Eis des schmelzenden Isar-Gletschers abgeriegelt und zu diesem Umweg gezwungen wurde. Nach dem Abschmelzen vom Eishindernis schob sich der Hirschbach-Schuttkegel gegen die Isar vor, in den der Hirsch-Bach, das alte Bett verlassend, sich eingrub, um auf kürzerem Wege die Isar zu erreichen.

Nördlich vom Hohenburger Rücken wird die rechte Talflanke des Isar-Tales von zwei mächtigen, breiten Schuttkegeln eingenommen, die aus den seitlichen Tälern hervorbrechen. Dieselben erheben sich bis 120 m über den Isarspiegel und reichen bis an die Isarauen heran. Die unteren, flacher geböschten Teile sind in mehrere Terrassen abgestuft. Der südlichere, etwas kleinere Schuttkegel von Lenggries beginnt beim

Austritt des, an der südlichen Flysch-Grenze verlaufenden, Traten-Baches aus dem Gebirge und verschmilzt mit demjenigen des Hals-Baches und des Geigerstein-Grabens, der sich bis über 900 m in den Lias hinauf verfolgen läßt. Der Traten-Bach weicht dem Schuttkegel nach Norden aus und umfließt den Nordrand, ebenso wie der Reiter-Bach dem Südsaum folgt. Das Tal wurde durch seine eigenen Schuttmassen verbaut. — Die nördlicheren, ausgedehnteren, gegenüber von Arzbach ausgebreiteten Lockerprodukte entstammen völlig dem Flysch-Gebiet des Stein-Baches, der ebenfalls nicht seine eigenen Schuttmassen durchfurcht, sondern nach dem Austritt aus dem Flysch, nach Süden umbiegend, an deren Südrand entlangzieht.

Die auffallend mächtigen Trümmernmassen, die nördlich vom Hohenburger Riegel das Isar-Tal ausfüllen, wurden nach dem Rückzug des Isar-Gletschers aufgehäuft, also gleichzeitig mit den postglazialen Talschottern, sowie gleichzeitig mit dem Hirschbach- und Almbach-Schuttkegel. Nicht nur im Isarbett, sondern auch an dessen seitlichen Hängen müssen zu dieser Zeit reichliche Wassermengen die Schottermassen in Bewegung gesetzt haben.

Die glazialgeologischen Verhältnisse in den Bergen links der Isar sind bereits von D. AIGNER (1910 und 1912) und R. v. KLEBELSBERG (1914, S. 243) ausführlich geschildert. Die geologische Kartierung des Flysch-Gebietes zwischen Isar und Loisach (BODEN, 1925a) galt mehr der Erforschung der Stratigraphie und der Tektonik des Flysches als den diluvialen Ablagerungen, die hierbei nur hinderlich waren.

Besonders auffallend und eigenartig sind in diesem Flysch-Gebiet die zahlreich auftretenden zentralalpinen Erratika, die oft erhebliche Größen erreichen. Dieselben werden zumeist ganz vereinzelt angetroffen und gehören wohl nicht ursprünglich dem Moränenbestand an, aus dem sie durch die Erosion freigelegt wurden, sondern ihre Verfrachtung erfolgte als einzelne Blöcke auf dem Eisrücken oder im Eis.

Das hauptsächlichste Verbreitungsgebiet liegt im südlichen Teil der Flysch-Zone zwischen der Linie Fahrt-Kopf—Lehenbauern-Berg im Norden und Windpassel-Kopf—Buchenauer-Kopf—Görgl-Köpfl im Süden. Im oberen Stein-Graben, am Nordabhang des Buchenauer-Kopfes erreichen die kristallinen Blöcke eine Höhe von 1030 m, am Waxen-Eck 1010 m, im oberen Lain-Bach 800 m, am Rieder Vorberg 920 m, N. davon 780 m. Zumeist sind dieselben zwischen den Höhenlinien 900 und 1000 m ange-reichert. Die Verfrachtung erfolgte durch den Loisach-Gletscher der Würm-Eiszeit, der ungleich viel größer und mächtiger war als der Isar-Gletscher. Im Bereich des letzteren an den östlichen Isarhängen und im Osten der Isar wurden derartig häufig auftretende grobe Findlinge aus den Zentralalpen nicht beobachtet.

Die Verbreitung der Moränenablagerungen, die sich zumeist in den Talfurchen vorfinden, beschränkt sich fast ganz auf den südlichen

Abschnitt der Flysch-Zone, während der nördliche Höhenzug des Blom-Berg—Zwiesel—Enzenauer-Kopf frei davon ist. Vornehmlich stammen die Moränen vom Loisach-Gletscher, aber auch die nach Osten abfließenden Täler sind vom Isar-Eis mit Moränenschutt hoch aufgefüllt, während in den Flysch-Bergen O. von der Isar derartig mächtige und zusammenhängende glaziale Bildungen fehlen. Tiefe und breite Täler müssen im Flysch-Gebiet zwischen Isar und Loisach vor dem Eintritt der letzten Eiszeit vorhanden gewesen sein, die sich auch in das kalkalpine Gebiet hineinestreckten und in denen die mächtigen Moränenmassen zur Ablagerung kamen. Dieselben blieben zum großen Teil erhalten und wurden lediglich von jüngeren Taleinschnitten durchfurcht, so daß eine wesentliche Umgestaltung der Oberflächenformen durch die glazialen Talauffüllungen entstand.

Die große Mächtigkeit der glazialen Einschüttungen war schon KNAUER (1926, S. 116) aufgefallen. An der linken Isarseite, im Klein-Graben SO. vom Zwiesel, beträgt dieselbe 80 m, im Letten-Bach—Tiefen-Graben 110 m, in den linken Seitentälern der Kot-Laine im Kreuz-Graben und dem oberhalb der Lainbach-Hütte einmündenden, der schon südlich der Flysch-Zone verläuft, 200 m.

Die 1000 m Höhenlinie erreichen die Moränen recht häufig, im oberen Stein-Graben steigt dieselbe über 1000 m hinauf. AIGNER (1910, S. 17) gibt für die Moränenhöhe im Flysch-Gebiet 1030 m an und in den südlich anschließenden Kalkalpen 1080 m.

Nimmt man eine maximale, nach Norden allmählich absinkende Eishöhe während der Würm-Eiszeit von rd. 1030 m im Flysch-Gebiet an, so ragten im nördlichen Abschnitt nur die oberen Kuppen des Blom-Berges (1248 m, 1237 m), des Zwiesels (1348 m), des Stallauer-Ecks (1216 m), des Enzenauer-Kopfes (1201 m) und des Fahrt-Kopfes (1203 m) über die Eisoberfläche hervor, im Süden diejenigen des Windpassel-Kopfes (1145 m), des Buchenauer-Kopfes (1225 m) und des Hochtannen-Kopfes (1184 m). Südlich vom Hochtannen-Kopf und vermutlich auch nördlich desselben kamen Isar- und Loisach-Eis miteinander in Berührung.

Als ein wesentliches Ergebnis der Flysch-Kartierung zeigte sich, daß die im Kalkalpengebiet bekannten Kesselberg-Störungen nicht am Westrand des Flysches verlaufen und diesen Talrand morphologisch bedingen, sondern die Flysch-Falten in diagonalen Richtung von SW. nach NO. durchfurchen. Während die Kesselberg-Störungen und auch andere Querstörungen in der Morphologie der Kalkalpen so eindrucksvoll in Erscheinung treten, sind dieselben in der Oberflächengestaltung der Flysch-Berge, ebenso wie die Hauptquerstörungen des Tegernseer und Schlierseer Flysches nicht ausgeprägt (LEYDEN, 1924; KNAUER, 1924, S. 49 und 1926; LEYDEN, 1926, S. 347). Diese Tatsache hängt jedoch lediglich mit der Gesteinsbeschaffenheit zusammen und erlaubt keinerlei Rückschlüsse auf die Entstehungszeit der Störungen, deren Aufreißen nach wie vor

vom Verfasser mit der letzten großen Alpenfaltung in Zusammenhang gebracht wird.

Von besonderer Bedeutung für die diluviale Geschichte des Isar-Tales ist das Auftreten von Ablagerungen der Riß-Würm-Interglazialzeit, die eine Mächtigkeit von mehr als 100 m erreichen und zu unterst aus Seetonen und Seekreide bestehen, die in einem interglazialen See gebildet wurden, und zu oberst aus fluviatilen Geröllmassen. Diese interglazialen See- und Schotterablagerungen, die von Riß-Moräne unter- und von Würm-Moräne überlagert werden, lassen sich von Mittenwald über Wallgau und Vorder-Riß bis oberhalb von Fall verfolgen. Seetone finden sich ebensowohl bei Fall und bei Tannern im östlichen Abschnitt des Jachenau-Tales. Auch am Wackers-Berg bei Tölz kehren dieselben interglazialen Bildungen, eingeschaltet zwischen den Moränen der beiden letzten Eiszeiten, wieder. Hierdurch wird die Annahme begründet, daß ein einheitlicher langgestreckter Interglazialsee von Mittenwald bis Tölz im Isar-Tal vorhanden war, der später zugekiest wurde. Die Höhenlage der interglazialen Bildungen des Isar-Tales, die von Tölz bis Mittenwald dauernd ansteigen (von 700—950 m), deutet auf eine Schrägstellung durch tektonische Heraushebung des Isargebietes hin, deren Eintritt gegen Ende der letzten Interglazialzeit erfolgte. Nach LEYDEN (1924, S. 205 und 206) ist jedoch eine unmittelbare Zusammengehörigkeit der interglazialen Bildungen am Wackers-Berg bei Tölz mit denjenigen im Längstal der Isar nicht bewiesen. Vielmehr wurde der interglaziale Isar-See, dessen Mindestspiegelhöhe 930 m betrug, N. von Fall durch eine gegen 1000 m hohe Schwelle gestaut. In dem Aufnahmegebiet können zu der Frage, ob der Interglazialsee N. von Fall eine Unterbrechung erfuhr oder sich mit dem Interglazialsee von Tölz unmittelbar verband, keine Beiträge geliefert werden, da weder fluviatile noch lakustre Ablagerungen der Riß-Würm-Interglazialzeit beobachtet wurden. Aber das Auftreten der Seeablagerungen im Jachenau-Tal (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 256), die nicht dem postglazialen Isartal-See angehören können (s. u.), spricht doch für einen Zusammenhang. Unterhalb von Fall wurden dieselben eben vor dem Eintritt der letzten Eiszeit wieder erodiert oder es liegen Reste derselben vergraben unter dem jüngeren Diluvium. H. v. WOLF (1924) lehnt ein postglaziales Alter des Isar-Durchbruchs am Sylven-Stein ab und glaubt, daß das Eis die Enge schon passierte, wodurch eine Fortsetzung älterer Seeablagerungen aus dem Längstal ins Quertal der Isar gegeben wäre.

Nicht nur in der letzten Interglazialzeit, sondern auch in der Postglazialzeit finden sich bei Tölz Sedimente, die in einem Seebecken abgelagert wurden. Im Tölzer Reh-Graben (SIMON, 1931) erreichen diese Seekreide-Absätze des jüngeren Tölzer Isar-Sees eine Mächtigkeit von 20 m und überdecken eine alte Landoberfläche mit Überkrustung von Quellsinter- und Moorbildung. Das Vorhandensein des

nacheiszeitlichen Sees reicht vom Praeboreal bis ins Subatlantikum. Der See füllte als schmaler Arm zwischen Tölz und Lenggries das Hauptbecken und griff nur wenig auf das seitliche Gehänge über. Im Norden wurde derselbe durch eine Schwelle abgeschlossen, die heute auf etwas über 1 km Breite von der Isar durchsägt ist. Gegen Süden dehnte sich der See nach SIMON bei einer Spiegelhöhe von 675 m etwa nur bis Lenggries aus, während LEYDEN eine südliche Reichweite bis zum Bacherleger unterhalb der Enge von Fall annimmt, da hier Deltaschichtung in den postglazialen Talschottern anzeigt, daß der Schutt dieser Terrasse sich in ein postglaziales Seebecken ergoß (LEYDEN, 1920, S. 47), deren Ablagerungen später durch tektonische Heraushebung eine Schrägstellung erfuhren (LEYDEN, 1924, S. 206).

Eiszeitliche Lokalvergletscherung. — Über der Oberfläche vom Eisstromnetz, das als Abzweigung des Inn-Gletschers während der letzten Vereisung in unser Gebiet eindrang, lassen sich noch die Anzeichen einzelner, wenig ausgedehnter Vorkommen von örtlichen Eisansammlungen erkennen. Ablagerungsspuren der örtlichen Vergletscherung sind gering, morphologische Merkmale treten etwas deutlicher hervor. Insbesondere beobachtet man Talabschnitte, in denen sich selbständige Firnflecken entwickelten und in denen die Eisbewegung erodierend und formbildend gewirkt hat.

Mehrere, ehemals vom Lokaleis ausgefüllte und glazial ausgeweitete, Firnwannen finden sich an der Ostseite vom Seekar-Kreuz. In der flachen, fast wagrechten Sohle der südlichen, zwischen Seekar-Kreuz und Zinner-Leite, liegen bei der Zahl 1397 die südlichen Hütten der Rauh-*Alm*. Eine Karschwelle ist noch schwach angedeutet. Der Südrand wird von Oberrhät-Kalk, der Nordrand von Lias gebildet. Die nördliche, zwischen Seekar-Kreuz und Brand-Kopf, völlig im Lias eingefurchte, zeigt ebenfalls die deutlichen Formen glazialer Auskolkung. Die Karausgänge liegen etwa bei 1400 m, also mindestens 200 m über dem Höchststand des Ferneises.

Eine ähnliche, vom Eis ausgehobelte, Trogform findet sich an der Bucher-*Alm* im Süden der Schwarzentenn-*Alm*. Die verfallene und die noch bezogene *Almhütte* stehen auf einem Schuttwall, der auch noch weiter nach Süden reicht und der sich vor die breite sumpfige Talwanne legt, die im Norden und Süden von den mit *Almweiden* bedeckten Lias-Höhenzügen eingerahmt wird, während sich am westlichen Talschluß die Rhätkalk-Felsen des Buch-Steins mit einer kleinen Trümmerhalde erheben. Der Schutt bei den *Almhütten* ist als Lokalmoränenbildung aufzufassen, aufgehäuft vom Eis, das den Trog erfüllte. Östlich der flachen Firnwannensole fällt das Gehänge steil ins Schwarzenbach-Tal ab. Der Karausgang liegt bei 1300 m, also 100 m tiefer als wie diejenigen am Seekar-Kreuz, aber noch 50 m über dem nächstgelegenen Fernmoränenauflschluß im Rumpel-Graben (s. o.).

Die erwähnten Talkare sind nach Osten geöffnet. Ähnliche gegen Westen gerichtete Hohlformen fehlen an der Isar-Talseite.

Die Talformen am Seekar-Kreuz und an der Bucher-Alm sind im wesentlichen durch Flußerosion ausgefurcht und erfuhren später durch Glazialarbeit lediglich eine geringe Ausgestaltung, die eine Verflachung der Talsohle und eine schwache Rücktiefung, sowie eine Versteilung der Wände hervorrief.

Die ursprünglichen Flußtäler, von denen uns nur die kurzen Talenden erhalten geblieben sind, besitzen ein höheres Alter als die Haupttalfurchen und bilden Teile eines praeglazialen Oberflächensystems. Durch Heraushebung des Gebirgskörpers wurde dieses alte Talsystem ausgeschaltet und die Erosion neu belebt, so daß sich die tiefen Haupttäler einschneiden konnten, wobei die alten Formen zerstört und im wesentlichen nur die Talenden als Reste übrig blieben.

Die glaziale Ausgestaltung kann sowohl in der vorletzten, wie auch in der letzten Eiszeit erfolgt sein. Die Hauptarbeitsleistung vom Eis, während der Würm-Vergletscherung, ist auch in unseren unbedeutenden Hohlformen zur Zeit der größten Eisausbreitung anzunehmen, als dieselben völlig unter Schneebedeckung lagen.

In den Tegernseer Bergen wurde die Schneegrenze von PENCK (1909, S. 170, 255) während der Hochwürmeiszeit in einer Höhe von 1200 m gesucht. In den Bergen zwischen Lech und Loisach wird dieselbe von H. G. STEINMANN (1931, S. 129) auf 1300—1350 m bestimmt. Nach den neueren Moränenfunden dürfte dieselbe auch im Tegernseer Gebiet etwas höher, zum mindesten auf 1250—1300 m, verlegt werden. Aber auch beim Rückzug der Würm-Eismassen bestanden die kleinen Ferner in den Talmulden noch weiter.

Nach der von PENCK angewandten Methode würde die stadiale Schneegrenze des Eisrückzuges sich aus dem Mittel zwischen Karbodenhöhe und umgebenden Höhen auf etwa 1500 m bestimmen lassen. Indessen bestehen nach den eingehenden Darstellungen von E. FELS (1929) aus dem Karwendel genetische Beziehungen zwischen den Karen und der Schneegrenze nicht, zum mindesten ist die größte Vorsicht anzuwenden bei der Bestimmung der ehemaligen Firngrenze aus den Karhöhen. Zumal die Karhöhen sehr unregelmäßig sind und in sehr verschiedenen Höhenlagen auftreten. Vor allem auch weil die Kare nicht durch eiszeitliche Vorgänge ihre erste Anlage und ihre wesentlichste Ausbildung erfuhren, sondern glazial umgeformte Talreste des jungtertiären Hochflurensystems bilden.

Zu dem gleichen Ergebnis kommt auch H. G. STEINMANN (1931, S. 211, 213) in den nördlicheren Teilen der Alpen. Jedoch müssen bei einer Schneehöhe von etwa 1500 m, die dem ersten großen Rückzugsstadium (Ammersee-Stadium, α -Stadium TROLL's) entsprechen würde, als der Ferneisspiegel in den angrenzenden großen Tälern schon um 200—250 m

gesenkt war, die kleinen Ferner mit einem geringen Nährgebiet noch wirksam gewesen sein. Insbesondere ist in dieses Stadium die Aufhäufung der Lokalmoräne an der Bucher-Alm zu verlegen, deren Bildung somit in dieselbe Stillstandslage des Eisrückzuges fällt wie die vom Seitenarm des Weißbach-Gletschers abgelagerten Endmoränenwälle N. von der Schwarzentenn-Alm (S. 7, 8 u. 9). Bei weiterem Aufrücken der Schneegrenze, blieben in den Firnmulden auch während der späteren Rückzugsstadien, als das zentralalpine Eis aus unserem Gebiet schon zurückgewichen war, die abgestorbenen Eismassen erhalten, ähnlich wie andere Eisrelikte, die durch die morphologischen Verhältnisse vor dem Abschmelzen geschützt lagen.

Im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet zeigen die vom Ferneis freien Höhen über 1200 m (1562 m und 1491 m) keine deutlichen glazialen Umgestaltungen der Formen, die auf Bedeckung mit Lokaleis hinweisen könnten, im Gegensatz zu dem zu viel größeren Höhen (1801,0 m) aufsteigenden Benediktenwand-Gebirge (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 260). Besonders klar treten diese durch die Erosion örtlicher Eisansammlungen bedingten Firnmulden im Norden der Benedikten-Wand an der unteren und oberen Hausstatt-Alm in Erscheinung. Auch an der Südseite des Benediktenwand-Gebirges deuten die Formen nach v. KLEBELSBERG auf das Vorhandensein von Lokalgletschern und Firnen hin. Die Höllgrube am Südabfall der Benedikten-Wand besitzt jedoch nicht eine vom Eis ausgeschliffene Karform. Es ist vielmehr eine ovale Vertiefung von 20 m, die in steilgestellten, ganz weichen Partnach-Mergeln liegt, im Norden und Süden begrenzt vom harten Wetterstein-Kalk, der die Flanken eines steilen Gewölbes bildet, das sich über den Mergeln spannte. Auch im östlichen Fortstreichen der letzteren, im SO. der Achsel-Köpfe, sind dieselben von ähnlichen kleineren, trichterförmigen Vertiefungen begleitet (BODEN, 1915, S. 224, 225), deren Auftreten an die Partnach-Mergel gebunden und durch ihre weiche plastische Beschaffenheit bedingt ist. Sogar noch am Nordrand vom Blom-Berg wird eine kleine Abstufung als Karnische aufgefaßt, die bei 1010—1020 m, schon über dem Vorlandgletscher lag (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 261).

Außer diesen Lokalgletschern fanden sich über der Ferneisbedeckung noch vielfach Eisansammlungen, die zu gering waren, um deutliche glaziale Formen oder glaziale Aufschüttungen zu hinterlassen. Dieselben sollen im nächsten Kapitel Erwähnung finden.

Der jüngste Hochgebirgsschutt.— Im Norden der mächtigen Plattenkalk- und Hauptdolomitmassen, in der vom Rhät, Lias, Oberen Jura und Cenoman ausgefüllten Muldenzone, fallen die ausgedehnten Schuttbildungen auf, die weite Gebiete bedecken und die älteren Schichten verhüllen. Die Trümmernmassen liegen nicht wirr und unregelmäßig in dem Gebiete verteilt, sondern es lassen sich vielfach bestimmte Gesetzmäßigkeiten in ihrem Auftreten feststellen. Zumeist haben dieselben,

wie ihre starke Überwachsung — teils durch Grasdecke, teils durch Wald — erkennen läßt, das Endstadium ihrer Entwicklung erreicht und entstanden durch ein einmaliges Ereignis. Infolgedessen heben sich die Anhäufungen nicht so scharf heraus wie im vegetationsfreien Hochgebirge (L. KÖGEL, 1924, 1925). Nur durch recht mühsame Kartierung können die Grenzen festgelegt werden.

Eigentliche Nacktschutthalden, die sich noch fortentwickeln und ergänzen, sind seltener und meist von geringer Ausdehnung. Dieselben finden sich z. B. unterhalb von den steil aufragenden, felsigen Rhätkalk-Massen des Roß- und Buchsteins oder am Nordrand der Wettersteinkalk-Wände des Geiger-Steins. Außerdem treten auch einzelne derartige Lias-Halden an steileren Gehängeflanken auf. Die ausgedehnteren, zusammenhängenden Schuttmassen erfüllen langgestreckte breite und tiefe Talfurchen, die vorwiegend in der Streichrichtung der Schichten verlaufen, so daß weitgehende Talverschüttungen entstehen. Dem Niederbrechen vom Schutt ging also die Bildung von flachen Talwannen voraus, deren Einfurchung vielfach durch die Ausbildung der Schichten und durch die tektonischen Strukturverhältnisse genetisch bedingt ist.

Eine derartige mit Schutt ausgefüllte Furche findet sich im Gebiet des Buchersulz-Grabens. Dieselbe beginnt am Südrand des Roß-Buchsteins in einer Höhe von 1550 m und reicht bis in den Schwarzen-Bach hinunter. Nur in den obersten Teilen, unmittelbar unter den Rhätkalk-Wänden fehlt der Pflanzenwuchs. Der Weg von der Höhe 1223 über Punkt 1230 zum Ostabhang vom Friedberg-Kopf durchquert diese Trümmernmassen und zeigt besonders in den Grabeneinschnitten ihre außergewöhnliche Mächtigkeit. Im Süden lehnen sich die Schuttanhäufungen an die steilgestellten Plattenkalke des Friedberg-Kopfes und der Sonnberg-Schneid. Nur im Gebiet der Sonnberg-Alm ist noch ein schmaler Streifen von dunklen Kössener Kalken und Mergeln sichtbar. Im Norden erheben sich die oberrhätischen Riffkalke des Roß-Buchsteins, die ihre Fortsetzung etwa bei der Höhenlinie 1300 bis zum Bucher Wald finden. Das Vorspringen des Rhätkalk-Zuges im Osten an zwei Querverwerfungen bedingt auch das Vordringen vom Schutt weiter nach Norden. Lediglich an dem Kamm O. vom Buch-Stein werden die aufgehäuften Lockerprodukte ein Stück weit vom Lias begrenzt, der an zwei Querstörungen nach Süden gerückt ist. — Die tiefe Rinne, welche durch den Schutt ausgefüllt wird, verläuft also genau in dem Gebirgsstreifen, der aus den steilstehenden Kössener Schichten besteht, deren weiche Beschaffenheit die Erosion begünstigte, während die aufgelockerten Gesteine von den im Norden und Süden angrenzenden Plattenkalken und Rhät-Kalken in die ausgehöhlte Furche hineinbrachen.

An der Westseite des Sattels, zwischen Roß-Stein und Sonn-Berg, breitet sich im Gebiet des Marmormoos-Grabens eine in entgegengesetzter

Richtung geneigte, mit Schutt erfüllte Talfurche aus, die sich zwischen Plattenkalk im Süden und Rhät-Kalk im Norden einschaltet, also ebenfalls etwa die ganze Breite der Kössener Schichten einnimmt, und von der Röhrelmoos-Alm bis zu einer Höhe von 1570 m hinaufreicht. Die niedergebrochenen Gesteinsmassen lassen sich außerdem noch weit nach Süden in den Schliff-Bach hinunter verfolgen.

Das Sumpfmooergebiet an der Röhrelmoos-Alm liegt in denselben Kössener Mergel-Zug eingebettet. Die Entwässerung wird durch einen Schuttstrom verhindert, der am Nordwestrand niedergegangen und als ein breiter Wall der Eintiefung vorgelagert ist. Derselbe durchschneidet den nördlich folgenden Rhätkalk-Zug und zieht sich noch in den Lias und den Ober-Jura des Muldenkernes hinein. Der Ursprung geht jedoch nicht vom Roß-Stein aus wie H. v. WOLF (1922, S. 299) annahm.

Ähnlich wie an der Röhrelmoos-Alm ist auch die Abriegelung von dem abflußlosen Sumpf bei der Seekar-Alm an der Nordseite durch Gehängegleitungen hervorgerufen.

Die Ansammlungen von Trümmernmassen im Hochlahner-Graben setzen die Schuttbildungen in dem südlichen Ausstrich der Kössener Schichten nach Westen fort. Dieselben überdecken im wesentlichen nur die Kössener Schichten und greifen lediglich im Süden ein Stück weit auf die Plattenkalke über.

Ebenso wie das südliche, zwischen harten Gesteinen eingeschaltete, Kössener Band auserodierte mit Schutt erfüllte Talfurche zeigt, ist dieselbe Erscheinung auch an den Streifen von Kössener Schichten gebunden, der als sattelförmiger Aufbruch zwischen Schön-Berg und Seekar-Kreuz hindurchzieht.

Ausgedehnte Trümmernmassen füllen eine Talwanne N. vom Schön-Berg aus und werden vom Alm-Bach und dessen Seitentälern, sowie einem Grabenstrang durchflossen, der vom Kalten Brunnen an der Südseite vom Schmicker-Stein vorbeizieht und in den Klaffen-Bach mündet. Diese Almbach-Schuttrinne verläuft in der Streichrichtung des Sattels aus Rhät-Kalken, der sich ehemals über dem Tale spannte, und in dessen First sich die breite Talwanne bis auf die Kössener Schichten eingegraben hat, so daß die Lockerprodukte die weichen Kössener Mergel völlig verhüllen und zu beiden Seiten von den aufragenden Rhät-Kalken, die den nördlichen und südlichen Sattelflügel bilden, eingerahmt werden. Nur im obersten bis 1410 m hinaufreichenden Abschnitt, bei der verfallenen Redeben-Alm, heben sich die Kössener als Unterlage vom Schutt heraus, der hier teilweise aus Trümmernmaterial vom Lias besteht. Westlich der Alpel-Wand, bei der Bauernrast, springen die Schuttmassen nach Norden vor und schließen sich unmittelbar an die Plattenkalke. Auf Rissen und Spalten im aufgebrochenen Sattelfirst sind die erodierenden Wässer eingesunken bis auf die weichen Kössener, durch deren leichte Ausräumung die harten Rhät-Kalke unter-

waschen wurden, abbröckelten und niederbrachen. Reichliche Wassermengen förderten die Trümmersmassen zu Tal und schufen eine breite Wanne, die sich später wieder mit Schutt ausfüllte.

Auch O. vom Joch bei 1468 m ist eine breite Talfurche, in welcher der obere Zinner-Bach fließt, in die weichen Kössener Schichten eingegraben. Das Umbiegen des Zinner-Baches nach Norden ist veranlaßt durch die Querstörung an der Westseite des Plattel, an der die harten Rhät-Kalke nach Norden geschoben sind und so den Knick in der Talmulde bedingen. Schuttanhäufungen sind hier jedoch nicht vorhanden.

Eine weitere, sehr breite mit Schutt ausgefüllte Talwanne liegt im Norden des Roß- und Buchsteins und wird von dem vorderen und hinteren Rumpel-Graben, sowie einem mittleren Grabenstrang durchflossen, der bis etwa 100 m unter die Roßstein-Almen hinaufreicht. Diese ausgedehnten Trümmersmassen zwischen Roß-Buchstein und Mühlried-Eck brachen aus mehreren Ursprungsgebieten nieder und sind dann miteinander verwachsen. Die wesentlichsten Ausbruchsstellen lagen zwischen Roß- und Buchstein, sowie NW. vom Roß-Stein und außerdem in der Furche S. vom Mühlried-Eck. Der Schuttstrom verläuft hier nicht im Streichen der Schichten, sondern durchquert die aus Lias, Ober-Jura und Cenoman aufgebaute Mulde im Norden der am Südflügel derselben aufragenden Rhät-Kalke des Roß- und Buchsteins. Der gesamte östliche Rand wird aus Lias-Gesteinen, der Westrand aus Lias und Oberem Jura gebildet, während im Süden die Rhät-Kalke darunter hervortauchen. Ihrem Ursprung entsprechend bestehen daher die aufgehäuften Gesteinsmassen aus harten Rhät-Kalken, Lias, Ober-Jura und Cenoman. Der südlichste oberste Teil, der zwischen den Gipfeln des Roß-Steins und des Buch-Steins herausgebrochen ist und noch viel frisches grobes Blockmaterial aus Rhät-Kalk enthält, besitzt bis zur 1300 m Höhenlinie einen ziemlich steilen Böschungswinkel. Ebenso der obere, im Liegenden der austreichenden Oberjura-Gesteine sich ausbreitende Schuttmantel. Während unterhalb der 1300 m Höhenlinie, bis in den Schwarzen-Bach hinunter, sich starkes Verflachen der Oberfläche einstellt. Am unteren Rande der Schuttrinne liegt der durch seine schöne Fächergestalt ausgezeichnete Schwemmkegel an der Schwarzentenn-Alm, dessen Aufschüttungsform die Wirkung vom Wasser, das im hinteren Rumpel-Graben austrat, erkennen läßt. Der Wasserlauf wird durch seine eigenen Schuttmassen, die sich 80 m über der Talsohle des Schwarzen-Baches erheben, nach Süden abgelenkt. Von Wichtigkeit ist der im hinteren Rumpel-Graben erhaltene Moränenrest, der anzeigt, daß schon vor der letzten Vereisung eine Hohlform vorhanden war, die vom Würmeis und später von Lockerprodukten ausgefüllt wurde.

Am Ostrande des obersten Schwarzen-Baches und des Oberlaufes vom Söll-Bach ist die Schutthöhe sehr wechselnd und z. T. durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingt. Nördlich vom Mühlried-Eck reicht im

Schwarzlahner die Bildung der Trümmernmassen bis 1340 m am Gehänge empor. Der Rhätkalk-Zug vom Gurn-Bach zieht dagegen fast bis in die Talsohle hinunter. Nördlich davon läßt sich der Schuttmantel am Ostrand der Lias-Mulde des Zwiesel-Eck bis auf 1180 m verfolgen und dann stellen sich die mächtigen, niedergebrochenen Massen am Ostrande des Plattenkalk-Hauptdolomit-Massivs vom Kampen ein, die ihr Gegenstück am Hirschberg-Westrand finden. Infolge starker glazialer Unterschneidung, die in den felsigen Gesteinen ausgiebiger wirkte, entstand eine Versteilung des Gehänges. Nach dem Abschmelzen des Eises wurde das Gleichgewicht der durch das Eis gestützten Massen gelöst, dieselben sanken in die Tiefe und bildeten den Schuttfuß an den Bergflanken.

Die Schuttüberstreuung im Gebiete der Ampertal-Alm verhüllt den Boden einer flachen Talwanne, die sich am Ostabhang des Schön-Berges vom Rhätkalk-Zug am Nordrand desselben von 1530 m Höhe durch die Muldenschichten von Lias, Ober-Jura und Cenoman hinunterzieht bis auf 1320 m. Das Lockermaterial ist hauptsächlich von dem nördlichen Rhätkalk-Zug niedergebrochen, aber auch von den steilen Lias-Hängen am Ostrand des Schön-Berges, an dem Haldenteile unbewachsen sind und sich noch weiter ergänzen. Die flache Hohlform deutet auf die Umformung eines ehemaligen Bacheinschnittes durch örtliches Firneis hin, nach dessen Abschmelzen die aufgelockerten Massen von den steilen Hängen abbröckelten, in den Taltrog hineinstürzten und den Boden desselben mit einer Trümmerschicht überdeckten.

In der Talmulde der Mühlal-Alm, zwischen den Hauptdolomit-Plattenkalk-Massen des Auer-Kampen und dem schmalen Rhätkalk-Zug des Mühlal-Ecks, finden sich ebenfalls hochgelegene Schuttüberdeckungen, die von 1420 m N. vom Brand-Kopf bis auf 1300 m am Zwiesel-Eck hinunterreichen und im wesentlichen von den südlichen Steilwänden des Auer- und Spitzkampen niedergegangen sind. Die erste Anlage der Eintiefung ist durch die weiche Beschaffenheit der hier durchstreichenden, zwischen Plattenkalk und Rhät-Kalk eingeschalteten, Kössener Schichten bedingt, während die spätere Ausweitung auf die Wirkung eines lokalen Ferners zurückzuführen ist, dessen Abschmelzen das Niederbrechen der aufgelockerten Gesteine im Gefolge hatte. Östlich der flachen Schuttwanne unterhalb der 1300 m Höhenlinie fällt das Gehänge steil zum Söll-Bach ab.

Sehr auffallend ist das große Schuttfeld, das die gesamte Westseite des Kampen-Massivs begleitet und von den Rhät-Schichten des Walpesried-Berges in einer Höhe von 1460 m über den Stickel-Berg bis zum Hirsch-Graben herunterreicht und hier bei 1010 m die Isar-Moränen überdeckt. Infolge von Vermurungen, die in jüngster Zeit entstanden sind, durchbrechen die Schuttmassen die Moränen und dringen bis an die Hirschbach-Straße vor. Die Bildung dieser ausgedehnten Trümmernmassen dürfte im engsten Zusammenhang stehen mit

dem Aufreißen der großen Querstörung, die am SO.-Rand vom Grasleiten-Kopf entlangzieht und an welcher der östliche Gebirgs-Abschnitt nach NO. vorgeschoben wurde. Hierdurch geriet der Hauptdolomit des Kampen mit Lias-Schichten in Berührung, die leicht der Erosion anheimfielen, so daß an der Westseite des Kampen eine Steilwand entstand, an der durch Abwitterung der Schutt abbröckelte und dadurch der Rand vom anstehenden Hauptdolomit mehr und mehr nach Osten rückte.

Außer den beiden hochgelegenen Schuttanhäufungen in den Glazialwannen an der Ampertal-Alm und der Mühlal-alm und dem Schuttfeld zwischen Kampen und Grasleiten-Kopf füllen die ausgedehnten Trümmersmassen im Gebiet des Buchersulz-Grabens, des Alm-Baches und der Rumpel-Gräben weite Talmulden aus, welche in die Haupttäler einmünden, und für deren Aushöhlung ziemlich erhebliche Wassermengen anzunehmen sind, die sich von den Haupttälern aus rückschreitend in das seitliche Gehänge einschnitten. Die jetzigen, im Schutt eingegrabenen Bäche bilden nur ganz geringe Überreste von den Gewässern, welche die Täler ausfurchten. Diese äußerst stark gesteigerte Erosionswirkung hat sich zu einer Zeit abgespielt, als das Gebiet vom Eise völlig befreit war. Zum mindesten fällt diese weitgehende ausräumende Tätigkeit des Wassers vor den Eintritt der letzten Vergletscherung. Vielleicht kann dieselbe an das Ende der Rib-Würm-Interglazialzeit verlegt werden oder auch schon in eine frühere diluviale Erosionsphase.

In demselben Zeitabschnitt wurde auch der praeglaziale Talboden zwischen Hohenwiesner Berg und dem Riegel von Hohenburg durch die vom Isar-Tal aus gegen das Gehänge rückschreitende Erosion bis auf einige Härtlinge zerstört und so die Nische von Winkel--Fleck ausgeräumt, in der das Würm-Eis nach dem Abschmelzen die mächtigen Moränenablagerungen hinterließ, an deren Westrand sich später die postglazialen Talschotter anlagerten.

Die in den Talmulden vorhandenen Schuttmassen lassen an ihren Oberflächenformen und an ihrer schichtungslosen Struktur erkennen, daß bei ihrer Anhäufung das fließende und transportierende Wasser unbeteiligt war. Vielleicht findet sich eher eine Erklärung für die Entstehung dieser Lockerprodukte, wenn man die Wirkung des erodierenden und abschmelzenden Eises in Betracht zieht.

Als zur Zeit der maximalen Würm-Vergletscherung die Ferneisdecke das Oberflächenrelief verhüllte, waren alle vorher schon bestehenden Hohlformen mit Eis ausgefüllt. In den Talwannen schob sich dasselbe auch vermutlich noch über die eigentliche Eisoberfläche hinauf.

Die Bewegung dieser Eismassen hat formverändernd auf die Taltröge eingewirkt. Dieselben wurden, ebenso wie die Haupttäler, noch tiefer ausgefurcht und die seitlichen Wände versteilt und untergraben. Das Abschmelzen vom Ferneis ging nicht in allen Teilen des Gebietes gleichförmig vor sich, sondern die Eisausfüllungen der Tal-

tröge blieben noch lange als totes, unbewegliches Eis erhalten, als das zentralalpine Isar- und Achen-Eis die großen Talfurchen bereits verlassen hatte und auch die postglazialen Talschotter, sowie die mit diesen gleichzeitig gebildeten Schuttkegel vor den Tälern schon aufgeschüttet waren. Nach dem Schwinden dieser stützenden, von abgebröckelten Trümmern überdeckten Toteiskörper, brachen die durch die Verwitterung aufgelockerten und durch die Eisbewegung unterhöhlten Talwandungen in die ehemals vom Eis eingenommenen Hohlformen nieder. Gleichzeitig mit den Ferneisrelikten der in die Haupttäler einmündenden Taltröge verschwanden auch die Ansammlungen vom Lokaleis, die ebenfalls den Rückzug vom Ferneis lange überdauert haben. An der Ampertal-Alm und der Mühlal-alm war das Abschmelzen mit Schuttbildung verknüpft, in den Firnwannen am Seekar-Kreuz und an der Bucher-Alm fehlt die Ausfüllung mit Lockerprodukten.

Die Aufschotterung der postglazialen Talterrassen im Isar-Tal und Weißbach-Tal begann erst, als die Haupttäler der Kalkalpen und auch die ganze Längstalfurche des Inns schon frei geworden war vom zentralalpinen Eis, also erst nach dem Bühl-Stadium, jedoch zu einer Zeit, als die kurzen Ferner des Gschnitz-Stadiums in den höheren Abschnitten des Gebirges noch bestanden. In dieselbe spätdiluviale Aufschüttungszeit fällt auch die Schuttkegelbildung vor den breiten Seitentälern. Die Aufhäufung der Trümmermassen in den Hohlformen des Hochgebirges wurde dagegen zunächst durch das längere Fortbestehen der Rückstände vom Fern- und Lokaleis gehindert und erfolgte erst nach dem verzögerten Abschmelzen derselben. Dieser Vorgang ist daher in eine noch spätere postglaziale Zeit zu verlegen. Die Entstehung vom Schuttfuß an den unterschrittenen Haupttalflanken setzte nach dem Rückzug der großen Eisströme ein, dauert jedoch bis in die Gegenwart fort.

Die Anhäufung der Schuttmassen im Hochgebirge gehört demnach zu den letztvergangenen Formbildungsvorgängen, also in die jüngste Entwicklungsgeschichte des Landschaftsbildes, in der, durch das Schwinden der Eisrelikte bedingt, eine Verhüllung ehemals vorhandener Talformen eintrat. Ein letzter Eisrückstand ist im Röhrel-Moos anzunehmen, der die Ausfüllung des flachen Beckens mit Schutt verhinderte. Ebenso blieb an der Stuben-Alm auf der Achen-Paßhöhe in den Moränen ein Eisklotz erhalten, nach dessen Abschmelzen die Beckenhohlform entstand.

Tektonik.

1. Das Hauptdolomit-Plattenkalkgebiet im Süden.

Der südlichste tektonische Abschnitt des Roßstein-Gebietes wird von einem breiten Hauptdolomit-Streifen eingenommen, den im Norden und Süden die Plattenkalk normal überlagern.

In den mächtigen und einförmigen Hauptdolomit-Massen treten die tektonischen Strukturformen nicht so klar in Erscheinung wie in Gebieten mit schnellem Schichtwechsel. Die auf weite Strecken ganz fehlenden oder sehr unvollkommenen Aufschlüsse verhindern auch vielfach die Wahrnehmung tektonischer Einzelheiten. Soweit jedoch Fallwinkel beobachtet werden konnten, läßt der Hauptdolomit eine einfache, breite, sattelförmige Lagerung erkennen, so daß sich dieser Gebirgsabschnitt den sonstigen Beobachtungen in der südlich vom Muldengebiet durchziehenden Hauptdolomit-Zone eingefügt.

Nördlich der Weißbach, zwischen Schlift-Bach und Schwarzen-Bach, ist der unter die Plattenkalke des Sonn-Berges und der Sonnberg-Schneid untertauchende Nordflügel des Hauptdolomit-Sattels sehr schön abgeschlossen. Das Streichen der Schichten ist, abgesehen von geringen Abweichungen, stets ostwestlich gerichtet und die Beträge der zahlreichen gemessenen Fallwinkel schwanken zwischen 30° und 75° . Auch S. von der Weißbach, im unteren Alberts-Bach und im Urber-Graben, wurden noch überall nördliche Fallwinkel von 45° beobachtet und ebenso auch bei der Königs-Alm. Der nördliche Sattelflügel, in den sich das Längstal der Weißbach eingegraben hat, besitzt also eine erhebliche Breite von etwa 2,7 km. Erst im obersten Alberts-Bach an der Kirch-Wand und N. von der Bodigberg-Alm zeigten sich sehr steil mit 80° — 85° südlich gerichtete Fallwinkel. Da die Südabhänge vom Platten-Eck bereits von südlich fallendem Plattenkalk gebildet werden, der den Südflügel vom Hauptdolomit-Sattel überlagert (AMPFERER, 1912; v. WOLF, 1926), bleibt für den letzteren nur eine Breite von etwa 1,7 km übrig. Auch im östlich anschließenden Gebiet bildet die Hauptdolomit-Zone einen ähnlichen, einheitlich angelegten Sattel, ohne wesentliche Spezialfalten, dessen First im südlichen Drittel liegt und dessen südlicher Schenkel stärker geneigt ist als der nördliche (OSSWALD, 1924, S. 141).

Südliche Neigungswinkel mit 75° finden sich auch weiter westlich am Bodig-Berg. Erst am Nordfuß desselben beginnt steiles nördliches Fallen mit 75° , das sich N. von der Weißbach, im Westen von der Einmündung des Schlift-Baches, auf 45° verflacht. Der Sattelfirst biegt also etwas nach Norden vor und die Breite des nördlichen Sattelflügels beträgt nur noch 1,7 km.

Sehr gut ist die einfache gewölbeförmige Lagerung vom Hauptdolomit auch an den Fallwinkeln im Gebiet des Reit-Baches wahrzunehmen. Der am linken Hang desselben entlangführende Weg zeigt etwa von der 1000 m Höhenlinie gegen Süden zu nur südlich mit 75° — 85° geneigte oder ganz senkrecht stehende Schichten. Auch im Grob-Breit-Bach läßt sich dieses steile südliche Fallen bis zur Klause weiter verfolgen, während im untersten Reit-Bach unterhalb vom Futterstadel bei Punkt 897 und auch in dem an der Straße unter dem Diluvium hervortauchenden Hauptdolomit nördliche Einfallswinkel zu beobachten sind.

Diese Fallrichtung setzt sich N. von der Weißbach im unteren Imbhäusel-Graben und auch am Wege von Glashütte zum Punkt 1096 fort. Zwischen der Klause und der Plattenkalk-Grenze stellen sich im Imbhäusel-Graben lediglich einige Spezialfalten ein. Die Sattelpuppe liegt also S. von der Zahl 897 und N. vom ersten Knie des Reit-Baches. Die Breite vom nördlichen Sattelflügel beträgt etwa 1,2 km.

Weniger deutlich ist die einheitliche Gewölbebildung im Hauptdolomit W. vom Achen-Paß an den Fallzeichen zu erkennen. Die wechselnden Fallwinkel am Wege von der Stuben-Alm zur Hoch-Alpe, N. vom Stuben-Eck, und auch diejenigen N. von der Groß-Weißbach deuten auf Lokalfaltung hin. Südlich vom Plattenkalk der Hoch-Alpe, zwischen Brunstlahner-Kopf und der Mitter-Hütte, zeigen sich steile südliche Fallwinkel von 80° — 85° . Bei der Diensthütte sogar 50° südliche Neigung. Der nördliche Sattelflügel ist also hier nach Norden überkippt. Die senkrecht stehenden Schichten bei der Höllel-Alm gehören vermutlich auch noch zum nördlichen Sattelflügel. Schon S. vom Kartenblatt, an dem Wege, der $\frac{1}{2}$ km unterhalb der Kaiser-Wacht nach Fall hinüberführt, ist der Hauptdolomit überall mit steiler südlicher Neigung von 75° und ebenso auch N. von der Kaiser-Wacht im Pitten-Bach aufgeschlossen. Diese Schichten, welche ihre Fortsetzung im Westen am steil südlich einfallenden Hauptdolomit des Sylven-Steins finden, entsprechen dem südlichen Sattelflügel O. vom Achen-Paß.

Der Plattenkalkzug, welcher den Nordflügel vom Hauptdolomit-Sattel überlagert und zugleich den Südflügel vom Muldengebiet bildet, besitzt eine eigenartige Form, da seine Breite von Osten gegen Westen ganz wesentlich zunimmt.

Im östlichen Drittel zwischen Schwarzen-Bach und Schliff-Bach schwillt die Breite nur in geringem Maße, von 400 bis auf 600 m, an. Im Schwarzen-Bach, am Friedlberg-Kopf, an der Sonnberg-Schneid und am Sonn-Berg herrscht in den Plattenkalken stets gleichförmiges, steiles, nördliches Einfallen mit 75° . Lediglich im Gebiet der oberen Sonnberg-Alm sind die Plattenkalke steil südlich mit 75 — 85° geneigt und ebenso auch die im Norden angrenzenden Kössener Schichten. Erst am Roß-Stein stellen sich wieder nördliche Fallwinkel ein. Hierdurch entsteht in der Grenzregion von Plattenkalk und Kössenern ein schmaler nach Süden schwach überkippter Spezialsattel. Kleinfaltung zeigt sich in den Kössenern an der Höhe 1572.

Am Ostabhang vom Saurüssel-Kopf ist die Südgrenze vom Plattenkalk am Saurüssel-Eck etwa 500 m N. der Weißbach zu suchen, während der tiefere Talhang des Schliff-Baches und der gegenüberliegende Talabschnitt vom Hauptdolomit aufgebaut werden. Erst N. der verfallenen Holzstube beginnen die Plattenkalke. Das Streichen ist jedoch überall ostwestlich gerichtet, so daß sich die Lagerungsverhältnisse nur durch eine im Bereich des Schliff-Baches verlaufende Querstörung deuten

lassen. Diese ist von großer Wichtigkeit, da die Plattenkalk-Zone im Westen derselben gegenüber dem östlich angrenzenden Gebirgstheil um die doppelte Breite anwächst.

Ogleich zwischen Schliff-Bach und Isar die Nordgrenze der Plattenkalkzone ziemlich ostwestlich verläuft, weicht die Südgrenze mehr und mehr nach Süden zurück. Dadurch erreicht die Plattenkalk-Zone im Gebiet des Roß-Kopfes und der Hoch-Alpe eine Breite von 2,1 km.

Einige Querstörungen von 150 und 500 m Ausmaß versetzen im Süden vom Breiten-Kopf und O. von der Hoch-Alpe die südliche Plattenkalk-Grenze mehr und mehr nach Süden. Von der wesentlichsten Bedeutung ist jedoch, daß die Einfallswinkel der Schichten Spezialfaltungen erkennen lassen, welche die Verbreiterung der Plattenkalk-Zone erklären.

Am Hohenwiesner Berg N. vom Roß-Kopf und Breiten-Kopf, zeigen sich überall mit 75° — 80° nördlich geneigte, stellenweise auch senkrecht stehende Schichten, während an dem vom Sattel zwischen Roß-Kopf und Breiten-Kopf nach Südwesten führenden Wege steil mit 75° — 85° gegen Süden gerichtete Fallwinkel und nahe der Grenze gegen den Hauptdolomit auch flachere südliche Neigungen mit 45° festgestellt wurden. Aus diesen Fallrichtungen ergibt sich eine steile gewölbeförmige Umbiegung und der Gebirgskamm des Roß- und Breiten-Kopfes, der zwar eine ostnordöstliche Richtung besitzt, während das Streichen der Schichten ostwestlich verläuft, fällt mit der Sattelummbiegung zusammen. Dieselbe domartige Lagerung läßt sich in den Plattenkalk-Schichten auch weiter gegen Westen aus den Fallzeichen an dem Wege erkennen, der von der Hoch-Alpe nach Norden in das Isar-Tal hinunterführt. Der Sattelfirst, der hier im Landschaftsbild nicht ausgeprägt ist, liegt zwischen den Höhenlinien 1200 m und 1300 m, da die Schichten oberhalb der 1300 m-Höhenlinie, bis zu den Almwiesen hinauf, steil mit 75° südlich geneigt sind, während unterhalb 1200 m ebenso steile nördliche Einfallswinkel oder auch senkrechte Schichtstellungen beobachtet wurden. Die östliche Fortsetzung dieses Sattels wäre am Saurüssel-Kopf zu erwarten. Im oberen Imbhäusel-Graben sind jedoch die Fallwinkel mit 45° — 75° nach Norden gerichtet oder die Schichten stehen senkrecht. Nördliche Fallrichtung, zumeist flach mit 45° , zeigt sich auch am gesamten südlichen und östlichen Teil des Saurüssel-Kopfes. Falls sich die sattelförmige Lagerung vom Roß—Breiten-Kopf nach dem Saurüssel-Kopf fortsetzt, müßte der Sattel nach Süden überkippt sein. Die Plattenkalkzone würden dann am Saurüssel-Kopf durch die Zusammenfaltung doppelt liegen und dadurch das Anwachsen der Mächtigkeit auf 1200 m gegenüber den einfach gelagerten nur 600 m breiten Plattenkalk-Schichten an der linken Seite des Schliff-Baches seine Erklärung finden. Im Westen der Schliffbach-Störung erfolgte steile sattelförmige Zusammenpressung, im Osten blieb die einfache Lagerung erhalten. Die

Mächtigkeit der Plattenkalke beträgt daher W. vom Schliff-Bach, ebenso wie im Osten desselben, 550 m. Aufreißen der Spalte und Faltenbildung stehen also im engsten Zusammenhang und sind gleichzeitig und durch denselben tangentialen Druck entstanden.

Ebenso wie nach Osten kann die Fortsetzung der Aufwölbung des Roß—Breiten-Kopfes nach Westen in den stets mit 75° nördlich einfallenden Plattenkalk-Schichten gesucht werden, die an der linken Isar-Tal-seite austreichen. Auch hier müßte, gerade wie am Saurüssel-Kopf, in der wieder etwas verschmälerten Plattenkalk-Zone ein steiler nach Süden überkippter Sattel angenommen werden.

Ein weiterer, südlicherer Sattel zeigt sich in den Plattenkalken der Hoch-Alpe, da die Fallwinkel am Nordrand der Hochfläche mit 75° nördlich, am Südrand dagegen nach Süden gerichtet sind. Die Erhebung der Hoch-Alpe bildet also auch ein Gewölbe, an das sich im Süden unmittelbar eine Mulde anschließt, dessen mit 80° — 85° nördlich einfallender Südschenkel im linken, von der Hoch-Alpe kommenden, Quellbach der Groß-Weißbach aufgeschlossen ist. Auch diese Faltenbildung steht im ursächlichen Zusammenhang mit dem Aufreißen der Spalte im Osten der Hoch-Alpe.

An den wechselnden Fallzeichen in den Plattenkalken des oberen Klaffen-Baches, nahe an der Grenze gegen die Kössener Schichten, wird eine weitere Lokalfaltung wahrnehmbar, die offenbar die streichende Fortsetzung derjenigen von der Sonnberg-Alm bildet. Eine muldenförmige Umbiegung ist in den dickbankigen Kalken im Bachbett bei der Höhenlinie 940 aufgeschlossen.

2. Das Muldengebiet und sein Nordrand.

Viel klarer ist der Faltenbau in dem nördlich anschließenden Muldengebiet zu erkennen, da hier mehrere Schichtstufen mit schroffen petrographischen Unterschieden vorhanden sind, wodurch sich Mulden und Sättel sicherer nachweisen lassen und besser hervortreten als in der einförmigen Hauptdolomit—Plattenkalk-Zone.

Das im Norden und Süden von Hauptdolomit—Plattenkalk-Aufwölbungen begrenzte Großmuldengebiet gliedert sich vornehmlich in eine nördliche und eine südliche breite Mulde, deren Flanken der oberrhätische Riffkalk aufbaut und deren innere Teile zumeist von mächtigen Lias-Schichten, bei größerem Muldentiefgang auch von Oberem Jura und Cenoman ausgefüllt werden. Durch die emporragenden oberrhätischen Riffbildungen heben sich die Umrahmungen der Mulden zumeist schon auf der topographischen Karte an den Felszeichnungen heraus.

Der westliche Abschnitt der südlichen Mulde umfaßt im wesentlichen das Gebiet des Schön-Berges. Am Westfuß des-

selben liegt die Oberkante der Rhät-Kalke auf 910 m und erhebt sich gegen Osten N. vom Gipfel bis auf 1580 m. Am Südfuß des Berges steigt dieselbe von Punkt 880,0 m über Gufel-Kopf und Gufel-Wand zum Hochwand-Graben nur bis auf 1190 m. Der südliche Muldenflügel liegt also 400 m tiefer als der nördliche. Der breite Lias-Kern der Mulde baut daher im wesentlichen die Gipfelbereiche und die ganze Südseite vom Schön-Berg auf. Hierdurch erhält der Berg seine eigenartige Gestalt, da die harten Rhät-Kalke die steile Nordseite und die weichen Lias-Schichten die flacheren Südabhänge bedingen. Den westlichen Rand vom Schön-Berg säumen die Rhät-Kalke ein und die Lias-Ausfüllung der Mulde findet dadurch im Westen ihren Abschluß. Unter dem Diluvium taucht O. von Winkel ein 900 m langer Rhät-Kalkzug auf mit 85° nördlich geneigten oder senkrecht gestellten Schichten, der die Fortsetzung vom nördlichen Muldenflügel bildet, während SO. von Klaffenbach zwei kleinere Rhät-Vorkommen zum südlichen Flügel der gegen Westen geneigten Mulde gehören.

Die Rhät-Kalke und auch die überlagernden Lias-Schichten zeigen am Südrand der Mulde steiles nördliches Fallen mit 75° . Dasselbe steile nordwärts gerichtete Einfallen lassen auch die dickbankigen Rhät-Kalke an der Nordseite vom Schön-Berg und ebenso auch der angrenzende Lias erkennen. Der Nordflügel der Mulde liegt also nach Süden überkippt. Sehr günstig ist der überkippte Nordflügel auch am steilen Nordostabfall des Schön-Berges in den mit 75° nach Norden einschließenden Fleckenkalken und Mergeln aufgeschlossen.

Während der Südflügel der südlichen Mulde fast ununterbrochen, abgesehen von ganz geringen Verschiebungen, vom Südrand des Schön-Berges zum Roß- und Buch-Stein durchstreicht und sich hier bis zu einer Höhe von 1698 m erhebt, tritt der Nordflügel an mehreren Querstörungen kräftig nach Norden vor.

Östlich der westlichsten Querstörung liegt der Rhät-Kalkzug, der sich vom Nordabhang des Schön-Berges bis zum Punkt 1435 m (Maria-Eck) ohne Unterbrechung verfolgen ließ, um 400 m weiter nördlich, so daß O. vom Zinner-Bach die Kössener Schichten an Rhät-Kalk und Lias stoßen. Westlich vom Punkt 1435 m stellt sich in den Rhät-Kalken vorübergehend wagrechte, durch örtliche Sattelbildung hervorgerufene, Lagerung ein.

Eine weitere Querstörung, die mit der ersten zusammenfließt, durchschneidet das Plattel und läßt auch eine Versetzung der östlich angrenzenden Schichten um 50 m nach Norden erkennen. Eine dritte gleichsinnige, mit derselben Sprungweite, schließt sich im Osten an, so daß der Muldenordflügel etwa um 500 m nördlicher liegt als wie am Schön-Berg. Im Zusammenhang mit dieser Erweiterung der Mulde steht auch der größere Tiefgang derselben, und dadurch erklärt es sich, daß der Muldenkern nicht wie im Westen vom Lias, sondern von einem

schmalen, aus Oberem Jura und Cenoman bestehenden Streifen eingenommen wird, dessen Breite etwa der Verbreiterung der Mulde entspricht.

Östlich von den Roßstein-Almen gehen die Oberjura-Cenoman-Schichten des Muldenkernes frei in die Luft aus, während das westliche Ende derselben S. von der Ampertal-Alm von Schutt verhüllt wird. Im Südosten der Schönberg-Alm findet sich jedoch eine aus Oberem Jura und Cenoman bestehende Scholle, deren Schichten fast nordsüdlich streichen. Diese bilden die nach Süden abgebogene Fortsetzung vom Muldenkern und werden im Westen gegen den Lias des Schön-Berges durch einen Quersprung begrenzt, welcher als die Verlängerung des westlichsten zwischen Plattel und Maria-Eck durchziehenden anzusehen ist. Der Muldenkern aus Cenoman und Oberem Jura wird also im Westen durch diese Störung abgeschnitten, die auch den südlichen Rhät-Kalkzug zu beiden Seiten des Hochwand-Grabens um einen geringen Betrag verschiebt.

Die nordsüdlich verlaufenden Störungen erweisen sich, ebenso wie im südlichen Hauptdolomit—Plattenkalk-Bereich, auch hier als Blattverschiebungen, die durch denselben tangentialen Schub wie der Faltenwurf und damit gleichzeitig entstanden. Die faltende Kraft wirkte jedoch zu beiden Seiten der Störungen verschiedenartig. Im Westen, am Schön-Berg, wurde engere Zusammenpressung und stärkere Überkipfung hervorgerufen, im Osten ist die Mulde weiter gespannt und besitzt einen größeren Tiefgang.

Der südliche Flügel zeigt in dem mittleren Abschnitt der Mulde, gerade wie am Schön-Berg, ziemlich regelmäßigen Bau. Im Graben, der von der Ampertal-Alm herunterzieht, ist der Lias, der den Rhät-Kalk überlagert mit 20° — 30° Nordfallen aufgeschlossen. Im unteren Tränk-Graben beobachtet man im Rhät örtliche Sattelbildung und steiles nördliches Fallen, während der Lias in mehrere Spezialfalten gelegt ist. Weiter östlich sind Rhät und Lias mit 75° nördlich geneigt und an der Gabelung vom Tränk-Graben fällt der Obere Jura mit 45° nach Norden unter das Cenoman ein. Am Roß-Stein zeigen die Rhät-Kalke nördliche Einfallswinkel von 60° . Am Kamm N. vom Roß-Stein konnten im Lias und im Oberen Jura etwas flachere Fallwinkel mit 50° nach derselben Richtung festgestellt werden. Im rechten Quellbach des Tränk-Grabens bildet oberhalb vom Cenoman der Obere Jura eine kleine Stufe mit 85° Nordfallen. Dasselbe nördliche Fallen mit 70° wurde im Lias des Plattel gemessen und der gleiche Fallwinkel kehrt auch neben senkrechter Schichtstellung im Lias der Hoch-Platte wieder. Nördlich davon zeigen die Rhät-Kalke am Schwarz-Eck ebenfalls nördliches Fallen mit 85° . Der Nordflügel der Mulde liegt also entsprechend den Verhältnissen am Schön-Berg nach Süden überkippt. Im Norden der Roßstein-Almen, am Süabhäng der Hoch-Platte, sind die Oberjura-Schichten des Nordflügels steil gestellt, und an dieselben lehnen sich ebenso steil die

tieferen Cenoman-Bildungen, während im Inneren der Mulde die letzteren ganz flach liegen.

Der östlichste Abschnitt der südlichen Mulde ist durch breite Schuttmassen von dem mittleren Teil derselben abgetrennt. Auch die östliche Fortsetzung der Rhät-Kalke des Buch-Steins ist im oberen Buchersulz-Graben von Schutt verhüllt. Etwa in der Mitte zwischen Buch-Stein und der Dienst-Hütte beim Punkt 1223 m erscheinen dieselben, an einer Querstörung nach Norden verschoben, wieder und erreichen an einem weiteren, O. von der Dienst-Hütte verlaufenden Sprung, noch mehr nach Norden gerückt, den Schwarzen-Bach. Der Südflügel der Mulde zeigt in den Lias-Schichten, die den Kamm aufbauen, der von der Bucher-Alm zum Buch-Stein führt, nördliches Einfallen. Da die Lias-Bänke ostwestlich streichen, ist zwischen ihnen und den Rhät-Kalken des Buch-Steins eine von Schutt überdeckte Querstörung anzunehmen, an der die Rhät-Kalke nach Norden vorbewegt sind. Im Nordflügel der Mulde zeigt sich zwischen der Schwarzentenn- und der Bucher-Alm, sowie im hinteren Rumpel-Graben in den Lias-Schichten wechselndes Nord- und Südfallen. Nördlich der Bucheralm-Wiesen ist am Wege ein Gewölbe im Lias freigelegt mit steilem Süd- und flachem Nord-schenkel. Die weichen, leicht faltbaren, Lias-Bildungen lassen also trotz der einfachen muldenförmigen Lagerung zahlreiche Spezialfalten erkennen.

Ein breiter Streifen aus Kössener Schichten, der zwischen den Oberrhät-Kalken vom Südflügel der nördlichen Teilmulde und denjenigen vom Nordflügel der südlichen Teilmulde durchzieht, bildet den Kern des sattelförmigen Aufbruches, der die beiden Mulden trennt. Der ganze westliche Abschnitt desselben ist im oberen Alm-Bach von Schutt verhüllt. Unterhalb vom Gatterl beim Punkt 1468 m fallen die schwarzen Kössener Mergel des Südflügels mit 45° nach Norden und ebenso zeigt sich nördliches Fallen im Südosten vom Gatterl. Auch am Nordflügel des Sattels wurde S. vom Punkt 1563 m nördliche Neigung in den Kössenern beobachtet. Der Sattel liegt also auch nach Süden überkippt.

Zu beiden Seiten vom Kalten Brunnen unterhalb der Redeben-Alm treten die Sattelschenkel aus Oberrhät-Kalk ziemlich eng zusammen. Der vereinzelte Ausbiß von dunklen Kalken unterhalb vom Kalten-Brunnen gehört zu den Kössener Schichten des bereits stark verschmälerten Sattelkernes. In den Oberrhät-Kalken des Schmicker-Steins und in einem Vorkommen NO. von Winkel heben sich aus der Überdeckung Teile des nördlichen Sattelflügels hervor, die bereits ganz nahe an den vom Nordabhang des Schön-Berges herunterstreichenden Oberrhät-Kalkzug O. von Winkel grenzen. Für die Kössener Schichten bleibt hier zwischen beiden Sattelflügeln kein Raum mehr. Dieselben sind be-

reits untergetaucht. Die Sattelachse ist also kräftig gegen das Isar-Tal zu geneigt.

Der Zinner-Bach durchfurcht die Kössener Schichten des Sattelnukerns in einer Breite von 700 m, während dieselbe weiter im Osten, jenseits der Blattverschiebungen, im Gebiet vom oberen Gurn-Bach und im Gebiet der Hoch-Böden infolge stärkerer Zusammenpressung auf 400 bis 500 m vermindert wird.

Die Querstörungen zerschneiden auch die Oberrhät-Kalke vom Südflügel der nördlichen Mulde. Westlich vom Loch-Stein wird der Kalkzug um 100 m und östlich um weitere 200 m nach Norden verschoben. Da die Störungen am Nordrande der Mulde zu beiden Seiten des Mühlal-Eck nur geringe Sprungweiten besitzen, erfährt der Lias-Kern der nördlichen Mulde am Zwiesel-Eck eine Verschmälerung auf 700 m gegenüber der Breite von 900 m am Seekar-Kreuz, während in der südlichen Mulde umgekehrt der östliche Abschnitt gegenüber dem westlichen sich erheblich erweitert.

Auch im westlichen Abschnitt der nördlichen Mulde fehlt es nicht an Blattverschiebungen. An einer nordsüdlichen, die westlich vom Seekar-Kreuz durchzieht, entsteht in den Oberrhät-Kalken des südlichen Muldenflügels eine merkwürdige Verdickung. Östlich derselben, beim Punkt 1563 m, beträgt die Breite nur 200 m und wächst im westlich angrenzenden Abschnitt auf 500 m an. Ein weiteres nordnordöstlich gerichtetes Blatt verschiebt die Nordgrenze der Oberrhät-Kalke um 250 m südlich bis zur Alpel-Wand. Am Südrand vom nördlichen Muldenflügel vergrößert sich die Sprungweite noch um 150 m.

Eine Transversalstörung von viel erheblicherem Ausmaß dringt nun mit Nordost- bis Ostnordostrichtung von Westen her in das Gebiet ein. Dieselbe verläuft zwischen Grasleiten-Kopf und Mark-Wand. Hauptdolomit und Plattenkalk der Gras-Leite werden an derselben bis zum Kampen um etwa 1,4 km nach Nordosten vorgeschoben und dadurch wird die gesamte nördliche Mulde im Westen abgeschnitten, so daß der Lias-Kern und der Rhät-Nordflügel unmittelbar mit Hauptdolomit und Plattenkalk in Berührung geraten.

Der östliche Steilabfall des Grasleiten-Kopfes ist durch diese Störung bedingt, die infolgedessen auch landschaftlich sehr eindrucksvoll in Erscheinung tritt. Gegen das Isar-Tal ist ihre Verlängerung zwischen dem Oberrhät-Kalk vom Schmicker-Stein und den Kössenern O. von Hellerschwang durchzuziehen. Die im Hirsch-Graben und S. vom Mark-Graben den Hauptdolomit der Gras-Leite und des Grasleiten-Kopfes begrenzende Störungsfläche wird zwar durch die Blattverschiebung am Grasleiten-Kopf bis zum Nordrand des Kampen vorgestaffelt, aber ein Eindringen in die kalkalpine Vorzone findet nicht statt. Nur insofern macht sich ein Einfluß geltend, da die Vorzone N. vom Kampen stärker zusammengedrückt ist als im westlichen Abschnitt.

Die Transversalstörung am Grasleiten-Kopf gehört zu dem System von Diagonalsprüngen, die besonders vom Kessel-Berg und aus dem Tölzer Flysch bekannt geworden sind und die auch noch in das Gebiet westlich der Loisach durch die Neuaufnahmen verfolgt werden konnten (KOCKEL, 1931, S. 185). Ebenso wie bei diesen Blattverschiebungen wurde am Grasleiten-Kopf der östliche Flügel nach Norden vorbewegt.

Im Zusammenhang mit den vorher geschilderten Blattverschiebungen des Roßstein-Gebietes zeigt es sich, daß auch hier die Bildung der Falten und das Aufreißen der Nordoststörungen durch denselben Bewegungsmechanismus und gleichzeitig erfolgte, wie vom Verfasser (1925a, S. 25—27) schon früher dargelegt wurde.

Gleichsinnig mit diesen Diagonalstörungen verlaufen auch die Blattverschiebungen zu beiden Seiten der Gindel-Alm zwischen dem Tegern-See und dem Schlier-See (BODEN, 1922), während sich im Brunnstein- und Traithen-Gebiet (HASEMANN, 1929) weitausholende, nordwestlich gerichtete, diagonale Sprünge einstellen, welche eine starke Zerstückelung der einzelnen Muldenzüge und der dazwischen eingeschalteten Sättel des Brunnstein-Muldengebietes hervorrufen. Dieselbe entgegengesetzte Streichrichtung findet sich bereits bei der Schliersberg-Störung O. vom Schlier-See.

Der Oberrhät-Kalkzug des südlichen Muldenflügels zeigt an der Alpel-Wand, „In der Feile“, im oberen Gurn-Bach steiles nördliches Fallen mit 75° . Südlich vom unteren Gurn-Bach gegenüber vom Jagd-Haus stellt sich am Südrande der Oberrhät-Kalke eine vom Tal aus sehr schön zu sehende örtliche Sattelbildung ein, welche die Verbreiterung des Rhät-Zuges hervorruft. Dasselbe steile nördliche Fallen mit $60\text{--}75^{\circ}$ läßt sich im gesamten Südflügel der Lias-Mulde feststellen. Aber auch im Nordflügel finden sich an der Münchseitenlichte, am Mühlthal-Eck und am Zwiesel-Eck steile nördliche Fallwinkel. Nördlich vom Zwiesel-Eck stellt sich etwas flacheres nördliches Fallen mit 45° ein. Die Mulde liegt also, ebenso wie die südliche Mulde und der zwischengeschaltete Sattel, nach Süden überkippt. An der Seekar-Alm ist der Nordflügel steil aufgerichtet. Die senkrechte Stellung der Lias-Schichten am Ostabhang des oberen Söll-Baches gegenüber der Klause gehört dem Muldenkern an.

Steil nach Süden überkippte Schichtstellung zeigen auch Hauptdolomit und Plattenkalk überall im nördlich hervortauchenden Gebirgsstock des Kampen, der den Nordflügel des Großmuldengebietes bildet. Am Weg vom Hirschtal-Sattel zum Ochsen-Kampen schießt der dickbankige Hauptdolomit mit etwa 80° nach Norden ein. Die nördlichsten Bänke stehen fast senkrecht. Besonders günstig ist die nördliche Neigung am Ostrande des Massivs aufgeschlossen. Aber auch die südlichen Steilabstürze, sowie der Grat vom Auer-Kampen und Spitz-Kampen lassen dasselbe nördliche Fallen erkennen. Nur werden die Fallwinkel

gegen Süden mehr und mehr flacher. Steile nach Süden überkippte Lagerung kehrt auch im Hauptdolomit—Plattenkalk-Gebiet der Grasleite und des Grasleiten-Kopfes wieder, das die Fortsetzung vom Kampen bildet.

Während zwischen den Plattenkalken des Spitz-Kampen und dem Lias des Brand-Kopfes keinerlei Spezialfaltung erkennbar wird, erscheint an der Seekar-Straße SW. vom Punkt 1313 m ein Streifen Lias, eingemuldet im Rhät.

Das Hinüberlegen einer Falte gegen die Druckrichtung oder die Entstehung von fächerförmig gestellten Schichten bildet bei dem durch einseitigen Schub hervorgerufenen Faltungsprozeß in der enggepreßten kalkalpinen Vorzone sowohl im Ring-Berg wie auch im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet eine häufige Erscheinung. Besonders weitgehende Bedeutung erlangt die Rücküberkipfung aller Schicht- und Bewegungsflächen am Kalkalpenrande zwischen Lech und Loisach. Im Roßstein-Gebiet greift die Rückfaltung auch auf das Muldengebiet über, in dem sämtliche Sättel und Mulden steil nach Süden überkippt liegen. Auch der Hauptdolomit-Plattenkalk vom Nordrand bildet einen unvollständigen nach Süden hinübergeneigten Sattel und in den Plattenkalken am Südrand finden sich ebenfalls derartige Erscheinungen, während diese in den östlich anschließenden Gebieten zwischen Hirsch-Berg und Leonhard-Stein, sowie zwischen Wall-Berg und Risser-Kogel nur selten auftreten.

Diese Rückfaltung im Roßstein-Muldenbereich ist auf ausgiebigeren tektonischen Druck oder auch auf stärkere Widerstände im Norden zurückzuführen. Man könnte hierfür vielleicht den viel weitgehenderen Zusammenschub und die Empordrängung von älteren Trias-Gesteinen im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet, gegenüber den Verhältnissen am Ring-Berg und weiter im Osten verantwortlich machen, da hierdurch zwischen Isar und Söll-Bach ein Rückstau entstand. Auch deutet in diesem Gebiet die stärkere Verstümmelung des Sattels am Nordrand vom Muldengebiet auf stärkere Zusammenpressung hin, die gegen Osten schwächer wird.

3. Bemerkungen zur Tektonik der kalkalpinen Vorzone.

Am hochaufgebogenen nördlichen Rand vom Muldengebiet fehlen alle normalen Kontakte mit der nördlich folgenden kalkalpinen Randzone. — Daß die Hauptdolomit-Massen vom Grasleiten-Kopf und vom Kampen den nach Süden überkippten Südflügel eines breiten Sattels bilden, zeigt sich in dem Auftreten von Raibler Schichten zu beiden Seiten des Hirschtal-Sattels und O. von Tradln. [Anm.: Östlich vom Hirschtal-Sattel sind die Raibler von Schutt verhüllt. Nur das Auftreten von Schwefelquellen verrät die Anwesenheit von Gips, der hier früher abgebaut wurde. Außerdem erwähnt RICHTER (1929, S. 47) Raibler

S. vom Hirschtal-Sattel. Gemeint sind wohl die Rauhwacken W. unterhalb vom Sattel, in denen in einem Taleinschnitt eine Quelle austritt.] Diese sind als Reste vom Kern anzusehen. Deutlicher noch ist die Sattelstruktur O. vom Söll-Bach erhalten, da sich hier an den Hauptdolomit des Hirsch-Berges und des Rauh-Ecks in regelmäßiger Folge Raibler und Partnach-Schichten anschließen, die den Nordrand vom Muldengebiet einsäumen. Am Luchs-Eck und am Kotlahner-Kogel sind sogar noch Raibler-Fetzen vom Nordflügel vorhanden. Im übrigen fehlt der letztere auch hier vollkommen und die Partnach-Schichten vom Gewölbekern stoßen mit steiler Störungsfläche (Ringberg-Linie) unmittelbar an den Lias der kalkalpinen Vorzone. Der Sattel ist also W. vom Söll-Bach viel stärker verstümmelt als im Osten. Vom Kreuther Weißachtal bis ins Isar-Tal läßt sich derselbe verfolgen und überall bildet sein Nordrand eine steilgestellte tektonische Fläche. In den nördlich anschließenden Schichten stellen sich starke Verfaltungs- und Quetscherscheinungen ein, wie wenn dieselben durch die von Süden herandrängenden Massen zusammengepreßt, aber nicht überschoben und überwältigt wurden.

Der Nordrand vom Muldengebiet ist also scharf von der kalkalpinen Vorzone geschieden. Außerdem stehen sich beide Einheiten in Bezug auf ihre tektonischen Strukturformen so schroff gegenüber, daß ein unbefangener Beobachter kaum auf den Gedanken kommen wird, Beziehungen zwischen beiden Gebirgszonen zu suchen.

Die schwierigen Lagerungsverhältnisse der kalkalpinen Randzone im Gebiet des Focken-Steins und Geiger-Steins (BODEN, 1915) und des Ring-Berges (BODEN, 1914) wurden bereits eingehend dargestellt, so daß kaum etwas Neues hinzuzufügen ist.

Die im Gegensatz zu den weit gespannten Mulden und Sätteln im Muldengebiet von Längs- und Querstörungen durchzogenen, eng aneinandergedrückten Schichten am Kalkalpenrand, entstanden nach der von mir dargelegten Auffassung, durch isoklinale Aneinanderfaltung, wobei die Zonen aus älteren und auch aus jüngeren Trias-Gesteinen sattelförmige Emporwölbungen bilden, zwischen denen die Jura-Schichten eingemuldet liegen. Trotz der sehr erheblichen Lagerungsstörungen, die sich nur durch einen verwickelten gebirgsbildenden Mechanismus, der zu verschiedenen Deutungsversuchen geführt hat, erklären lassen, werden alle Bauelemente als eine stratigraphisch und tektonisch zusammengehörige Einheit angesehen. Hingegen betrachtet F. F. HAHN (1914) Teile der kalkalpinen Randzone als überschoben und vereinigt dieselben mit dem Muldengebiet zu einer Decke. Die Störungsfläche am Nordrand vom Grasleiten-Kopf, Kampen und Hirsch-Berg wird dann zum Ausstrich einer Überschiebung, von deren Stirnrand Kopfteile nach Norden abgesprengt sind, die wurzellos auf ihrer Unterlage ruhen.

Zu derartigen überschobenen Gebirgsstücken gehört in unserem Ge-

biet vornehmlich die Haupterhebungszone vom Geiger-Stein und Focken-Stein, die sich im wesentlichen aus Muschelkalk und Wettersteinkalk aufbaut. Außerdem der Buntsandstein am Südabhang vom Geiger-Stein. Die ursprünglich ebenen Gleitbahnen, auf denen der Deckenschub erfolgte, sind durch nachträgliche starke Verfaltung mit dem Untergrund versteilt oder senkrecht gestellt, so daß die überschobenen Schollen jetzt tief eingesenkt in ihrer tektonischen Unterlage stecken. Auch die Störungsfläche am Nordrand des Muldengebietes lag anfangs wagrecht und wurde erst später aufgerichtet oder nach Süden überkippt.

An den beiden Auffassungen hat sich grundsätzlich wenig geändert und man könnte die 1915 begonnenen (BODEN, 1915, S. 226—228) und später fortgeführten Auseinandersetzungen (BODEN, 1923, S. 90—96 und 1930, S. 34—46) nochmals in demselben Sinne wiederholen, ohne dabei wesentlich neue Gesichtspunkte zu gewinnen. So weicht z. B. das Profil von M. RICHTER (1929, S. 48) durch die Geigerstein-Mulde kaum von dem schon 1915 (BODEN, 1915, S. 227) gezeichneten ab. In den langen Jahren besteht nur das Für und Wider der beiden Auffassungen. Niemals tauchte jedoch ein neuer Gedanke auf, während sich sonst die alpine Tektonik als außerordentlich wandelbar erwies.

E. SPENGLER (1928, S. 3) hat die Überschiebungstheorie insofern erweitert, als die schmale Mulde aus Oberer Trias mit Lias-Kern S. von der Ring-Spitz mit zu den überschobenen Abschnitten gerechnet wurde. Dieser Auffassung, der auch RICHTER (1929, S. 49) gefolgt ist, bin ich bereits entgegengetreten (BODEN, 1930, S. 43).

Von RICHTER (1931a, S. 245) wird angeführt, daß ich bei meinen Einwänden gegen die Deckenstruktur am Nordrand der Kalkalpen meist die spätere Deckenfaltung vergessen habe, z. B. bei der Deckenmulde der Ring-Spitz. Die schon von HAHN angenommene spätere Verfaltung der Gleitbahnen wurde aber doch stets von mir eingehend gewürdigt (1915, S. 226—228; 1923, S. 92/93; 1930, S. 40). Auch bei der Mulde an der Südseite der Ring-Spitz ist dieser Umstand berücksichtigt, ohne daß damit ihr Charakter als Deckenmulde klarer geworden wäre.

RICHTER baut nun die Überschiebungstheorie noch mehr aus, indem er andere Gebirgsteile in den östlichen Lenggrieser Bergen als isolierte Deckenfetzen auffaßt, die sich im Gebiet des Fensters, zwischen der Deckenmulde des Focken-Steins—Geiger-Steins und dem im Hirsch-Bach austreichenden Stirnrand, herumtreiben.

Die als emporgepreßte Sättel gedeuteten Vorkommen von höheren Trias-Schichten im Ramls-Graben und Kohl-Graben N. von der Stichel-Alm und diejenigen, welche Mark-Köpfl, Eiben-Berg und „am Kögel“ zusammensetzen, gehören hierher. Außerdem die Trias-Fetzen um den Schlag-Kopf und die Trias W. von der Neuhütten-Alm. Während Kössener und Hauptdolomit unmittelbar NW. und W. von Hirschtal-Sattel Kern des Deckensattels sind, ebenso wie Hauptdolomit und Kössener der

Neuhütten-Alm. Die Neuhütten-Alm steht jedoch auf Lias. Dagegen finden sich S. von derselben und am Neuhütten-Eck Schichtpakete aus Hauptdolomit und Kössenern, die nach dieser Auffassung wohl zum Sattelkern gerechnet werden müssen, insbesondere, da keine anderen mehr vorhanden sind.

Unter den Vorkommen aus höherer Trias im südlichen Abschnitt der kalkalpinen Vorzone O. von Lenggries sind also einzelne als Deckenreste anzusehen und einzelne wurzeln in der Tiefe. Nach welchen Gesichtspunkten nun eigentlich überschobene und nicht überschobene Teile auseinandergehalten werden sollen, ist nicht so recht verständlich. Gerade in dieser Unsicherheit, Basales und Verfrachtetes zu trennen, zeigt sich die ganze Schwäche der Überschiebungstheorie.

Auch durch diese neueren Versuche scheint es mir nicht, als ob die von HAHN begründete Überschiebungstheorie die verwickelten Verhältnisse am Kalkalpenrande klären könnte. Anstatt mehrere übereinanderliegende Deckenstockwerke anzunehmen, für deren Vorhandensein keinerlei Anhaltspunkte vorliegen, ist sicherlich die Auffassung einfacher und natürlicher, nach der die kalkalpine Vorzone eine tektonische Einheit bildet.

Auf die Bemerkung von KOCKEL und RICHTER (1931, S. 349), daß meine tektonischen Auffassungen in den Hohenschwangauer Bergen und in den Vilser Alpen auf A. ROTHPLETZ zurückgingen, muß erwidert werden, daß meine Darlegungen, die sich vollkommen an diejenigen in den von mir näher untersuchten oberbayerischen Bergen anschließen, nicht unwesentlich von den Anschauungen abweichen, die ROTHPLETZ seinen tektonischen Erklärungen zugrunde legte. Außerdem werden meine Ansichten als veraltet bezeichnet. Indessen stammt die Vorstellung der vornehmlich aus älteren Trias-Gesteinen aufgebauten sattelförmigen Aufbruchszonen im Benediktenwand-Gebirge und im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet aus dem Jahre 1915, während die HAHN'sche Überschiebungstheorie 1914 veröffentlicht wurde. Altersunterschiede sind also tatsächlich kaum vorhanden. Dagegen geht die von mir vertretene Meinung, nach der die Strukturformen in den bayrisch-tirolischen Kalkalpen W. vom Inn ohne ostwestliche Schubbewegungen nicht erklärt werden können, allerdings auf ROTHPLETZ zurück.

Das höhere Deckenstockwerk wurde ursprünglich von HAHN als hochbajuvarisch, das tiefere als tiefbajuvarisch bezeichnet, an deren Stelle die Ausdrücke Lechtal-Decke und Allgäu-Decke traten, die im Allgäu tatsächlich zwei übereinanderlagernde Schubmassen bilden.

Nach den neueren Deutungsversuchen von RICHTER (1929) endigt die Inntal-Decke nicht im Karwendel, sondern dieselbe schiebt sich O. der Loisach fast bis an den Kalkalpenrand vor.

Die Ausführungen sind zwar von O. AMPFERER (1931, S. 25) schon eingehend gewürdigt, aber da auch für unser Gebiet eine neue Decken-

gliederung und Deckeneinteilung geschaffen wird, muß auf die Begründung noch kurz eingegangen werden.

Die Betrachtungen gehen aus von den Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger-Gebirge. — Obgleich die Anschauung vom Zusammenhang der beiden Hochgebirgsmassen über die Zone der zwischen gelagerten jungen Schichten hinweg schon eingehend widerlegt wurde, wird dieselbe nun doch nochmals wieder aufgegriffen. Mieminger und Wetterstein werden zu einer Decke vereinigt, die einen steil emporgepreßten Deckensattel über den, sattelförmig gewölbten, jungen Schichten bilden. Die letzteren erscheinen also als aufgewölbtes Streifenfenster im Sattelkern. Dieselbe tektonische Stellung nimmt auch die Fortsetzung der Jungschichtenzone im Karwendel am Nordrand der Hinterautaler Kette ein, so daß sich der Deckensattel von Ehrwald bis Schwaz verfolgen läßt. Die nördliche Karwendel-Kette wird nicht mehr als basal aufgefaßt, sondern mit der Hinterautaler Kette zu einem Deckensattel vereinigt, der mit seinem tektonischen Untergrund harmonisch verfalltet ist.

Bei der Annahme dieses z. T. auch überkippten und überschobenen Deckensattels ist dann der Nordflügel desselben tief herabgesenkt. Die im Karwendel-Gebirge hochgelegene Überschiebungsfläche taucht also nach Norden zu unter die Talsohlen hinunter und erst am Nordrande vom Muldengebiet streicht dieselbe wieder in die Luft aus. Von ihrem Stirnrand werden Teile losgelöst und in die kalkalpine Vorzone hineinverfrachtet, so daß das eigentliche Ende am nördlichen Muldenflügel der zentralen Zone vom Benediktenwand-Gebirge und vom Geiger-Stein—Focken-Stein zu suchen ist.

Die Verbindung zwischen diesem bis nahe an die südliche Flysch-Grenze vorgerückten Deckenrand mit dem im Westen an der Heiterwand so weit zurückliegenden ist nicht ganz leicht zu finden.

Die östlich geneigte, nicht durch Ostwestschub, sondern durch Süd-nordbewegung, entstandene Überschiebungsfläche am Westende vom Wetterstein, wird mit der Kramer-Überschiebung vereinigt, zieht dann durch das Loisach-Tal nach Nordosten, biegt in die Störung am Nordrand des Heimgartens und Herzogstandes ein und dringt noch ein Stück weiter vor bis zur Störungsfläche am Nordsaume der zentralen Mulde des Benediktenwand-Gebirges und des Geiger-Steins und Focken-Steins.

Es findet also eine Vorstaffelung der Inntal-Deckenstirn statt. Zuerst bis in die südliche Mulde vom Muldengebiet, dann bis zum Nordrande desselben und schließlich bis in die kalkalpine Vorzone hinein. Sehr verschiedenartige und verschiedenwertige Längsstörungen werden hier zum Rand einer Decke vereinigt. Die Inntal-Decke würde dann einen nordsüd- bis nordnordöstlich gerichteten Saum erhalten. Die Lechtal-Decke, von ihrer Stirn im Ammer- und Laber-Gebirge bis zur Heiterwand, müßte nach Osten abgesenkt und unter der Inntal-

Decke vergraben liegen. Aber die verschiedenen Strukturelemente überqueren doch diesen angenommenen westlichen Deckenausstrich. Man fragt sich auch, wie weit hat die Inntal-Decke die Lechtal-Decke nach Westen ursprünglich überschoben und warum sind keine Erosionsreste vorhanden?

AMPFERER (1931, S. 26—28) hat schon eingehend dargelegt, daß der Nachweis vom Überspringen der Wetterstein-Überschiebung auf die Kramer-Überschiebung kaum zu erbringen ist. Dieselben Schwierigkeiten bestehen, um die Vereinigung der letzteren mit der Störung am Nordrand vom Heimgarten und Herzogstand zu finden (eine genaue Kenntnis vom Krottenkopf-Gebiet fehlt allerdings bisher noch). Die Verbindung dieser Linie mit dem Nordrand der zentralen Hauptmulde des Benediktenwand-Gebirges und deren Fortsetzung in den östlichen Lenggrieser Bergen ist ebenso problematisch.

Die Störungsfläche am Grasleiten-Kopf—Kampen (Hirschgraben-Störung), die nach Osten zum Ring-Berg und am Kühzagl weiterzieht, also der Nordrand vom Muldengebiet, ist nun nicht mehr die Unterlage der Lechtal-Decke, sondern die Basis der Inntal-Decke. Die nach der Überschiebungstheorie schwimmenden Abschnitte der kalkalpinen Vorzone werden zu vorgesprenkten Kopfteilen derselben. Die Zone aus jüngeren Trias-Gesteinen mit eingemuldetem Lias S. von der Ring-Spitz wird sogar mit der Deckenmulde vom Focken-Stein—Geiger-Stein zum nördlichsten Vorsprung der Inntal-Decke vereinigt.

Die Grenze von Allgäu- und Lechtal-Decke muß weiter nach vorn und zwar an den Nordrand der, O. von Lenggries durchziehenden, nördlichsten Aufbruchzone aus höheren Trias-Gesteinen zwischen Raibler und Lias verlegt werden, sowie zwischen die Vorkommen von Hauptdolomit und Raiblern O. vom Focken-Stein und dem nördlich anstoßenden Lias. Der Nordrand der Aufbruchzone, die von Weißbach bis zum Nordabfall des Wind-Berges verläuft, müßte dann auch der Deckengrenze zwischen Lechtal- und Allgäu-Decke entsprechen. Diese Zone aus jüngeren Trias-Gesteinen wäre also zu unterscheiden von derjenigen S. von der Ring-Spitz, die eine überschobene Scholle der Inntal-Decke darstellt. Wir haben nun nicht mehr zwei (Allgäu- und Lechtal-Decke), sondern drei Deckenstockwerke (Allgäu-Lechtal- und Inntal-Decke) in der schmalen, so völlig gleichartigen Vorzone enthalten.

Diese, den Ausführungen von RICHTER entnommenen Betrachtungen, zeigen die große Verwirrung, welche die Gliederung in einzelne Decken am Kalkalpenrande hervorruft und geben uns die Berechtigung, die Erweiterung der Inntal-Decke nach Norden abzulehnen und dieselbe auf das ihr von AMPFERER ursprünglich gegebene Maß zu beschränken. Ebenso wie der Nordrand der Mieminger, wird der schöne und klare, durchs ganze Karwendel-Gebirge zu verfolgende Überschiebungs-Stirr- rand der älteren Trias-Schichten über der Zone der jungen Schichten,

zwischen Scharnitz und Schwaz, wieder zum Nordrand der Inntal-Decke. Nur einzelne vorgesprenzte Schubzeugen liegen in der nördlichen Karwendel-Kette, teils in Erosionsfurchen, eingesenkt. Die Zone der jungen Schichten zeigt weder zwischen Mieminger und Wetterstein noch im Karwendel durchgehend sattelförmige Struktur. Vom Nordrand der Mieminger ist dieselbe abgeschürft und an den Südrand vom Wetterstein herangeschoben. Im Karwendel dagegen von der Schubmasse überwältigt und überfahren.

Mieminger und Wetterstein lassen sich nicht aneinanderfügen, ähnlich wie am Nordrand der Kalkalpen bei der Anwendung der Überschiebungstheorie die schwimmenden Gebirgsabschnitte nicht vereinigt werden können. Das Hinübergleiten des Wettersteins über die Mulde von Lermoos besitzt lediglich eine örtliche Bedeutung und bildet einen Vorstoß gegen Westen und ebenso wird die Bedeutung der Kramer-Überschiebung herabgemindert (BODEN, 1930, S. 33).

Die Inntal-Decke ist für unser Gebiet tatsächlich ohne Bedeutung, weder in der früher von AMPFERER (1922, S. 136—137) gegebenen Form noch nach dem neuen Entwurf von RICHTER.

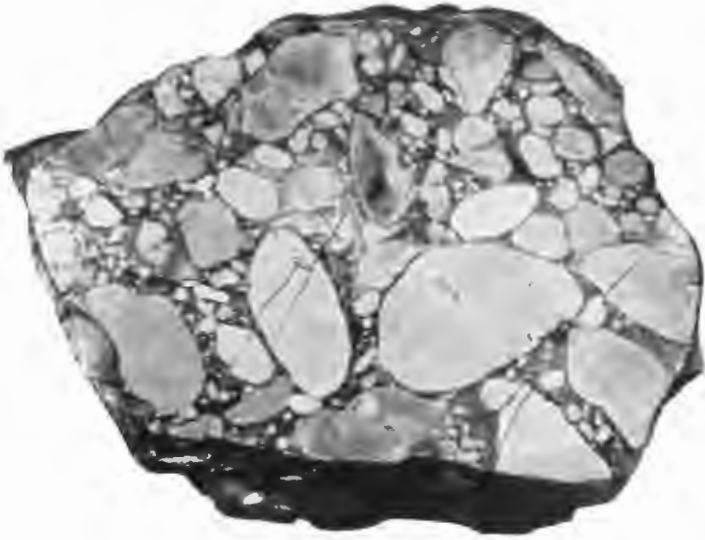


Fig. 1
Grobes, frühliassisches Konglomerat. Marmormoos-Graben
(nat. Größe).

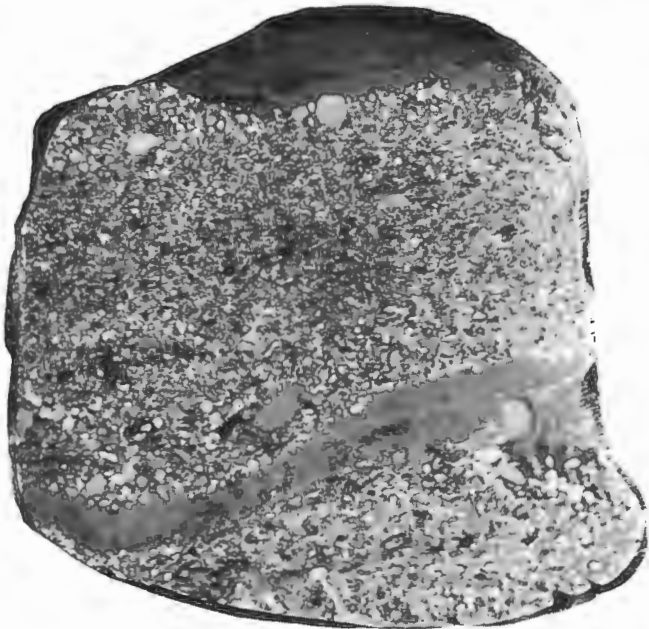


Fig. 2
Feinkörniges, frühliassisches Konglomerat. Gufel-Kopf
(nat. Größe).