

Über den Westrand der Berchtesgadener Decke.

Von Otto Ampferer.

(Mit 17 Zeichnungen.)

Es gibt in den Nordalpen vielleicht keinen so mannigfaltig ausgestatteten und so gut aufgeschlossenen Überschiebungsrand wie jenen der „Berchtesgadener Decke“ zu beiden Seiten des Saalachdurchbruches.

Die stratigraphischen, faziellen und tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes haben bereits durch F. Hahn in diesem Jahrbuch 1910 und 1913 eine sehr sorgfältige Beschreibung erhalten.

Mit Dankbarkeit erinnere ich mich dieser wertvollen Hilfe, welche mir auch gestattete, meine Aufmerksamkeit anderen Fragen der Tektonik und Morphologie zuzuwenden als dies F. Hahn möglich gewesen war.

An einigen Stellen haben sich aber wesentliche Änderungen in den Befunden und in der Auffassung ergeben, was fallweise näher begründet werden soll.

Über den Zusammenhang der Tektonik der Loferer Steinberge mit der Schubmasse der Reiter Alpe habe ich in diesem Jahrbuch unter dem Titel „Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach“ bereits kurz berichtet. Inzwischen habe ich auch das Gebirge zwischen Saalach und Salzach aus eigener Anschauung kennen gelernt.

Im folgenden soll nun der Versuch gemacht werden, das neue Beobachtungsmaterial in Umrissen vorzulegen und einige neue Folgerungen daraus abzuleiten.

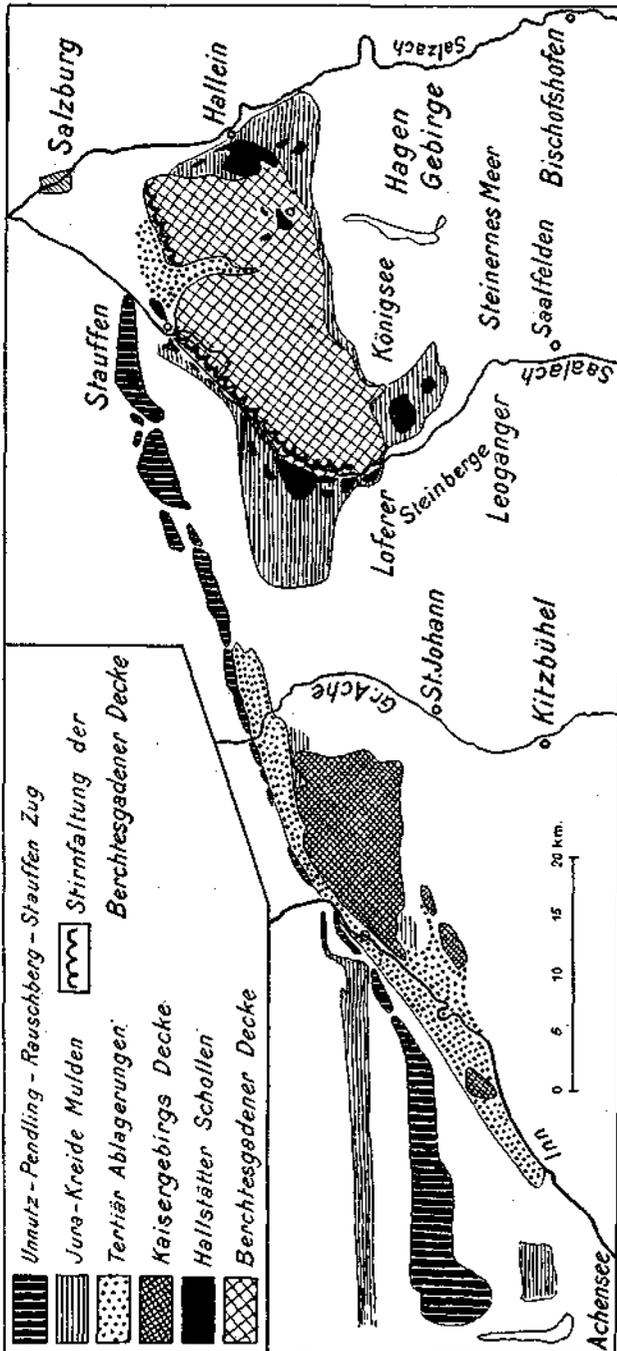
Die schematische Karte Fig. 1 bringt übersichtlich die Lage der Berchtesgadener Decke gegenüber einigen Hauptbauelementen der benachbarten Nordalpen zur Darstellung.

Die schematische Karte Fig. 2 legt die wichtigsten Bestandteile des Überschiebungsrandes der Berchtesgadener Decke entlang des Saalachdurchbruches vor. Beide Karten zusammen ermöglichen die weitere und engere räumliche Einstellung des hier zu besprechenden Gebietes. Wir sehen von W her ein breites, mächtiges Schichtgebilde heranstreichen, das von S gegen N aus Leoganger und Loferer Steinbergen, aus der großen Kreidemulde des Unkener Tales und endlich aus dem Kamm von Dürrnbach—Sonntagshorn besteht.

Als Einheit betrachtet, stellen die Leoganger und Loferer Steinberge ein Gewölbe und die Unkener Mulde mit dem Kamm des Sonntagshorns die im N dazugehörige Mulde vor.

Das Streichen dieser gewaltigen Faltenform ist ungefähr ostwestlich.

Gegen O zu senkt sich nun diese großangelegte Falte in einer recht eigentümlichen Weise. Es behält bei dieser Senkung der südlichste Teil



mit Ausnahme einer Niederbiegung in der Gegend des Saalachdurchbruches seine beherrschende Höhe bei, ja er gewinnt in dem Plateau des Hochkönigs sogar noch eine größere.

Der nördlichste Teil, der Zug des Sonntagshorns, verliert ostwärts an Höhe aber nur ganz allmählich.

Dagegen taucht das Mittelstück, die Loferer Steinberge und die Unkener Mulde, ziemlich schroff in die Tiefe.

Dieses Nieder-tauchen erfolgt auch nicht etwa gleichmäßig, sondern in zwei Staffeln, welche in einer schrägen Richtung von NW gegen SO zu angeordnet erscheinen.

Es ist aus den Arbeiten von F. Hahn bekannt, daß zugleich mit diesem Nieder-tauchen auch schon die ersten Schub-schollen, gleichsam die Vorposten der Berchtesgadner Dek-ke, auftreten.

Es sind dies von S gegen N die prächtigen Einzelschollen von Hochkranz, Gerhardstein, Rauhenberg, Lerchkogl, Gföllhörndl, Dietrichstein samt Begleitschollen.

Fig. 1.

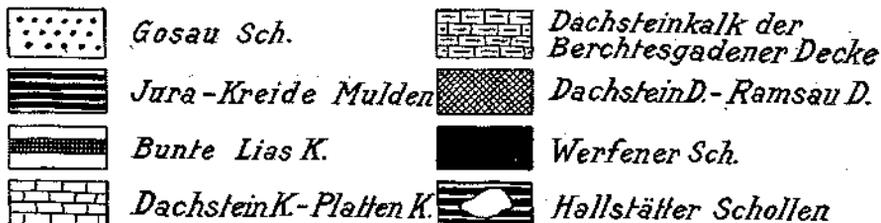
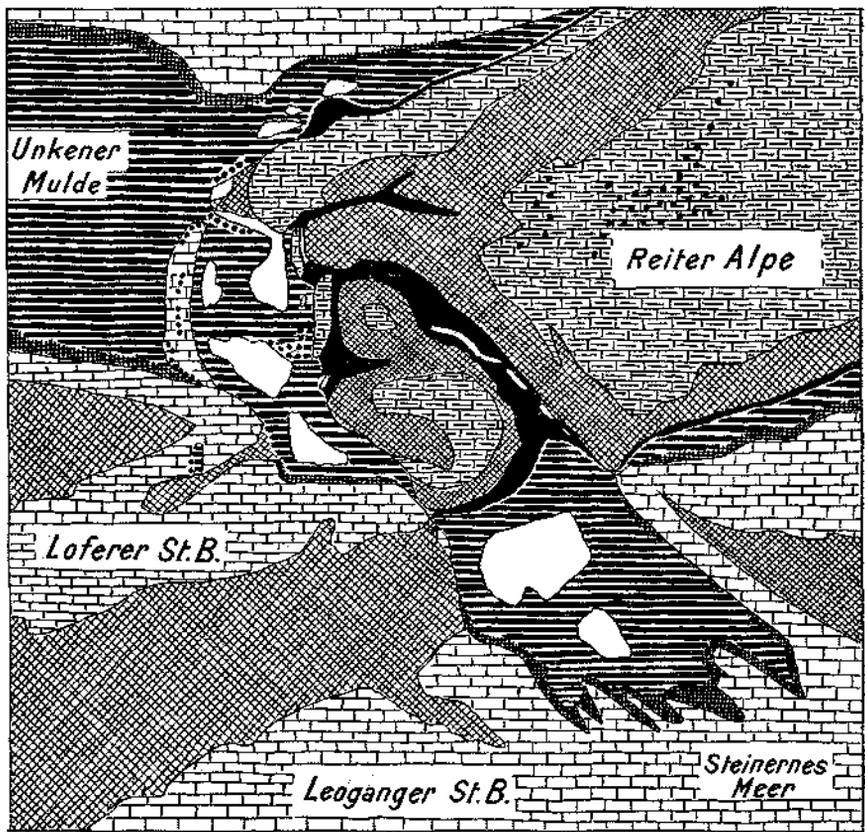


Fig. 2.

Sie bilden ein Wahrzeichen der selten schönen Umgebung von Lofer.

F. Hahn hat bereits die eigentümliche Sonderstellung dieser Einzelschollen erkannt und sie als „Vorzone“ der Berchtesgadener Decke bezeichnet.

Sie treten auf Fig. 1 als schwarze, auf Fig. 2 als weiße Flecken deutlich hervor, welche die Kernmasse der Berchtesgadener Decke umsäumen.

Mit ihrer Struktur und Lagerung haben wir uns im folgenden eingehender zu befassen.

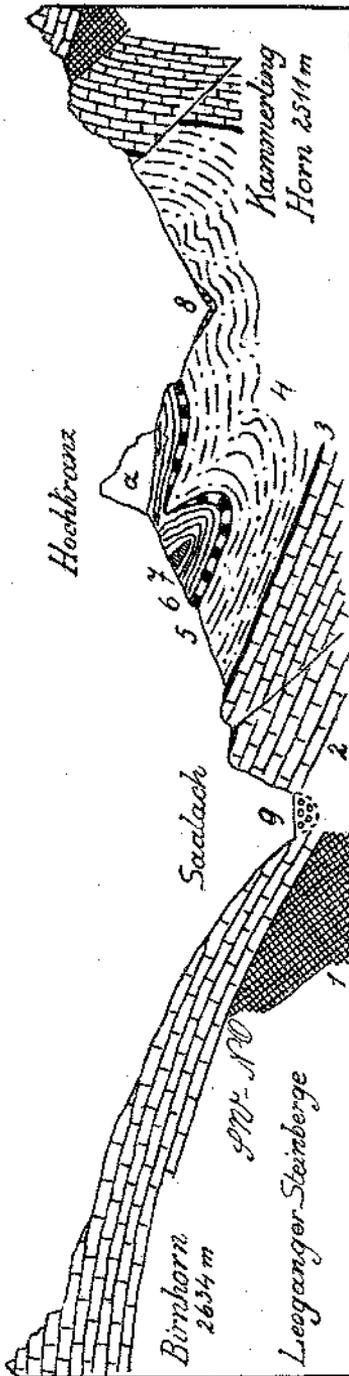


Fig. 3. 1 = Dachsteindolomit, 2 = Dachsteinkalk, 3 = bunte Liaskalke, 4 = dunkle Mergel, Quarzite, Sandsteine, Manganerhöher — Lias, 5 = Hornsteinkalke, 6 = Aptychenkalk, 7 = Neokom, 8 = Mordane, a = Deckscholle aus Lerchkoglkalk.

Ich beginne mit der Beschreibung im S und schreite von dort nach N vor. Ein wesentlicher Teil der Beschreibung besteht in den Profilen, welche zum erstenmal die genaueren Details aller mechanisch wichtigeren Kontaktstellen bringen. Die zwei südlichsten Deckschollen „Hochkranz und Gerhardstein“ liegen auf der Ostseite der Saalach, während die übrigen nördlicheren sich auf deren Westseite befinden.

Die südlichste Scholle bildet der Hochkranz, ein schöner, allseitig frei aufragender, lichter Fels, der zwischen den hohen Dachsteinkalkbergen von Kammerlinghorn und Birnhorn auf weichgeformten jungen Schichten ruht.

Die zwei sich in seinem Gipfel kreuzenden Profile Fig. 3 und 4 stellen seinen Aufbau übersichtlich dar.

Wir erkennen, daß die gegen NO zu absinkenden Dachsteinkalke der Leoganger Steinberge hier eine ziemlich tiefe Quermulde bilden, aus der sich der Gegenflügel des Kammerlinghorns, zerschnitten von Schubflächen, heraushebt. Die Mulde selbst ist ausgesprochen einseitig und offenbar von O oder NO her überkippt und überschoben.

Auch der Muldenkern aus Jura- und Kreidgesteinen zeigt eine lebhafte Faltung mit Ausbildung einer gegen W zu überschlagenen Falte.

Diese Falte der jungen Schichten des Untergrundes ist ganz deutlich gegen den Abfall der Leoganger Steinberge hin gerichtet.

Wir werden sehen, daß ähnliche Schub- und Überfaltungsrichtungen im Untergrund der Hallstätter Schollen zu beiden Seiten des Saalachdurchbruches auftreten.

Der lichte, von Hahn als „Lerchkoglkalk (Dachsteinkalk)“ bezeichnete, wenig geschichtete Gipfels ruht, soweit man zu erkennen vermag, mit glatter Schubfläche auf den zerquetschten und verschieferten Aptychenkalke. Es ist schwer zu entscheiden, ob die hier am Kontakt fehlenden, sonst in der Umgebung mächtig entwickelten Neokomschichten bereits von

ruhige Lagerungen ein. Dagegen zeigt uns der Saum von kräftig ausgewalzten, bunten Aptychenkalken an der Nordfront wieder klar genug die hier stattgefundenen starken, mechanischen Einwirkungen auf den Untergrund.

Am deutlichsten tritt eine lebhafte Faltenstruktur der Unterlage an der Westseite des Gerhardsteins zutage.

Hier bilden Aptychenkalke oberhalb der Gföllwiese eine auffallende Steilstufe.

Bei genauerem Zusehen bemerkt man, daß diese Aptychenkalke lebhaft verfault sind und eine gegen NW schauende Faltenstirne bilden. Die Schubmasse des Gerhardstein reicht an ihrer Westseite sehr nahe an den Felsrücken des Hundsfuß heran, welcher aus Dachsteindolomit besteht und bereits zum Sockel der Leoganger und Loferer Steinberge gehört.

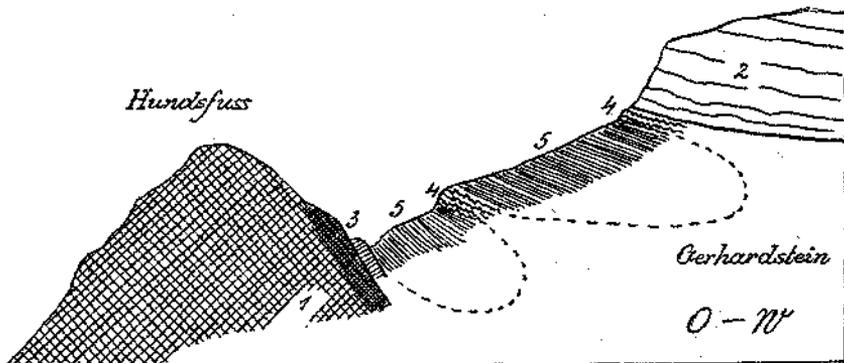


Fig. 5. 1 = Dachsteindolomit und Mylonitzonc. 2 = Lerehkogkalk. 3 = Schubkeil von Dachsteinkalk. 4 = stark gewalzte Aptychenkalke. 5 = Neokommergel.

Hahn hat schon ausführlich beschrieben, daß zwischen diesem Dolomitberg und der Unterlage des Gerhardsteins eine steil gegen O geneigte Schubfläche durchzieht, an welcher schmale Linsen von Dachsteinkalk, zerschuppte Aptychenkalke und Neokomschichten unmittelbar an den lichten Dolomit stoßen.

Fig. 5 gibt ein schematisches Bild der hier auftretenden Verhältnisse.

Merkwürdig ist an diesem Profil vor allem das beinahe vollständige Fehlen des Dachsteinkalks, der weiter südlich und nördlich in großer Mächtigkeit über dem Dachsteindolomit auftritt. Es ist interessant zu beobachten, daß der Dolomitberg des Hundsfuß genau in der Fortsetzung der tiefen Talfurche des Römersattels liegt, der bekanntlich die Loferer und Leoganger Steinberge trennt.

Es entspricht also hier das Fehlen des Dachsteinkalks genau dem Streichen der mächtigen und tiefen Erosionsfurche zwischen Loferer und Leoganger Steinbergen.

Dieser Befund läßt ohne weiteres die Deutung zu, daß hier der Anschlag der jungen Schichtmulde samt den darauflagernden Hallstätter Schollen gegen eine tiefe alte Erosionsfurche erfolgt ist. Das würde mit anderen Worten heißen, daß die Anlage der Tiefsfurche zwischen den

Loferer und Leoganger Steinbergen schon zur Zeit dieses Anschubes bestanden hat.

Diese Deutung würde die wichtige Folgerung ergeben, daß zur Zeit des Anschubes hier bereits ein tief erodiertes Relief der Loferer und Leoganger Steinberge bestand.

Ich habe bereits im Jahrbuch 1924 darauf hingewiesen, daß die großartige Überschiebung am Stanserjoch im Karwendelgebirge über ein tief in den Wettersteinkalk eingeschnittenes Relief vollzogen wurde (vgl. dort Profil Stanserjoch S. 49). Wir hätten somit an der Ostseite der Loferer und Leoganger Steinberge wieder einen ähnlichen Fall.

Wie Fig. 5 ergibt, erscheint die junge Schichtmulde längs einer steil geneigten Schubfläche über den Dachsteindolomit des Hundsfuß aufgeschoben. Von einer regelmäßigen Anlagerung fehlen also hier so ziemlich

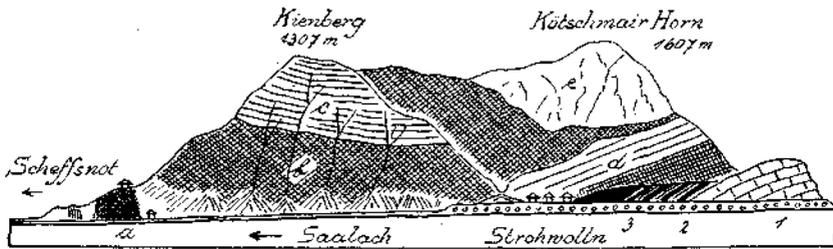


Fig. 6.

1 = Dachsteinkalk
2 = Aptychenkalk
3 = Neokom

} Ende der Loferer
Steinberge

α = Rauhacken und Dolomitmylonit
β = Ramsaudolomit
γ = geschichteter rotklüftiger Kalk
δ = lichter ungeschichteter Kalk
ε = geschichteter Kalk

} Bergesadener
Decke

der ganze Dachsteinkalk, die bunten Liaskalke, die mächtige Serie der dunklen Liasschiefer, die Radiolarite und auch ein Teil der Aptychenkalke.

Es ist theoretisch natürlich möglich, das Fehlen dieser Schichten mit einer Verwerfung von beträchtlicher Sprunghöhe zu erklären.

Um die Neokomschichten der Mulde mit dem Dachsteindolomit hier in ein Niveau zu rücken, ist eine Verwerfung von zirka 1000 m Sprunghöhe nötig. Außerdem muß man noch auf der Westseite dieses Sprunges alle Schichten bis zum Dachsteindolomit hinab wegerodieren lassen, um die heutigen Lagerungen zu erhalten.

Eine so beträchtliche Absenkung läßt sich aber weder im N noch im S des Hundsfuß erweisen. Sie kann aber doch nicht allein auf diesen kurzen Bereich beschränkt sein.

Eine Absenkung ist wohl vorhanden, aber von viel bescheideneren Dimensionen.

Vor der Absenkung muß aber ein starker Anschub von O gegen W stattgefunden haben. Dieser Erklärung gegenüber bedeutet die Annahme einer alten Erosionsfurche im Bereiche des Hundsfuß eine viel einfachere Auflösung dieser tektonischen Verhältnisse.

Gleich nördlich vom Hundsfuß stellt sich schon wieder das normale Dachsteinkalkdach der Loferer Steinberge ein.

Das Durchstreifen der festen Dachsteinkalkbänke erzwingt hier den bekannten Engpaß Luftenstein. Gleich nördlich von diesem Engpaß stößt die Hauptmasse der Berchtesgadener Decke beinahe unmittelbar bis an diesen Dachsteinkalk der Loferer Steinberge vor.

Dabei überschiebt sie in ihrem Liegenden noch Neokom- und Aptychenkalke der Unterlage, wie dies die schematische Zeichnung Fig. 6 andeutet.

Wenn wir die Spur der Hallstätter Schollen weiter verfolgen, so sehen wir die Grenze der Loferer Steinberge vom Vorsprung beim Paß Luftenstein nahe an 3 km gegen W zurücktreten und dann wieder geradlinig gegen N weiterziehen. In diesem einspringenden Winkel treten nun sogleich wieder die meisten Bestandteile der jungen Schichtenmulde

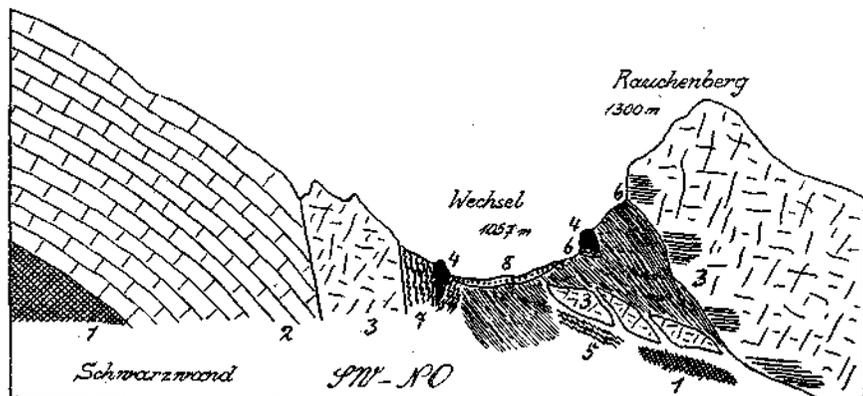


Fig. 7. 1 = Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = ungeschichteter Dachsteinkalk — Lerchkoglkalk. 4 = rote und weiße Liaskalke. 5 = graue, stark gewalzte Aptychenkalke. 6 = rote Aptychenkalke. 7 = graue, hornsteinführende Aptychenkalke. 8 = sandige Neokommergel unter dem Schuttsattel.

auf und werden auch wieder von der Deckscholle des Rauchenberges überlagert, der vorzüglich aus Lerchkoglkalk besteht.

Die Unterlage der jungen Schichten erscheint hier in diesem einspringenden Winkel der Loferer Steinberge außerordentlich stark verschuppt und verfaltet.

Die Profilansicht Fig. 7 ist nach den Aufschlüssen an der Nordseite des Wechsels gezeichnet, jenes Sattels, der die Hallstätter Scholle hier von dem steilaufstrebenden Dachsteinkalk der Loferer Steinberge trennt.

Hahn glaubte hier in der Faltung der jungen Schichten zwei kleine, gegeneinander schauende Mulden zu erkennen.

Ich bin der Meinung, daß die Verschuppung schon zu weit geht, um hier noch von Mulden reden zu können.

Jedenfalls treten z. B. Streifen von ganz ausgewalzten Aptychenkalcken 4—5mal auf, weiter Schubkeile von roten Liaskalcken und von Dachsteinkalk. Der Schubkörper des Rauchenberges selbst ruht mit glatter, steil gewölbter Schubfläche auf dieser wilden Schichtverschuppung.

Unabhängig von der steil gegen NO zu einfallenden basalen Schubfläche treten hier mehrfach vertikale große Rutschflächen auf, welche mit horizontalen Rutschstreifen graviert sind.

Es ist dies eine Beobachtung, welche man in gleicher Weise auch an den Schubmassen von Lerchkogel und Gföllhörndl beobachten kann. In allen diesen Fällen handelt es sich um Schubkörper mit steil geneigter basaler Schubbahn, während diese Schubflächen senkrecht stehen und horizontal gestriemt sind.

Die Grundschubbahn verläuft zwischen Neokom- und Lerchkogelkalk, diese Rutschflächen durchschneiden aber nur den Körper der Deckschollen.

Die Schubmasse des Rauchenberges liegt gerade südlich von dem tiefen Einschnitt des Strubpasses. Nördlich davon liegt die Schubmasse des Lerchkogels, die unmittelbar bis zu den Häusern von Lofer herabreicht.

Von der Unterlage der jungen Schichten treten hier nur mehr Neokommergel zutage, wie dies auf Fig. 8 teilweise zu sehen ist.

An Stelle der hohen Loferer Steinberge ist aber bereits das viel niedrigere Kammerkörbirge (Sonnenwendwand) getreten, welches hier

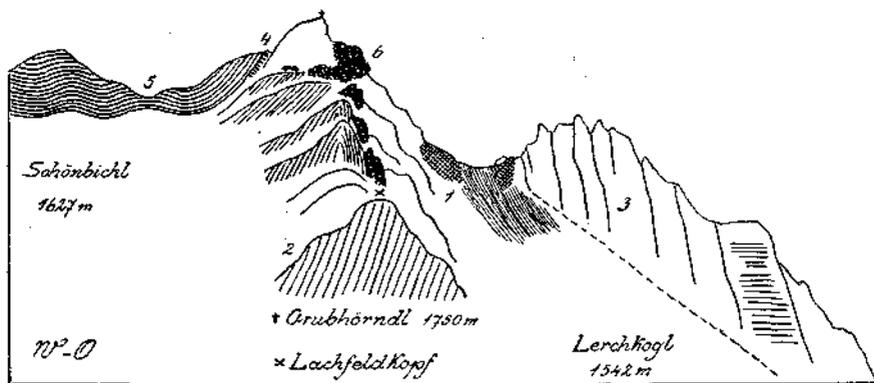


Fig. 8. 1 = leichter Dolomit. 2 = wohlgeschichteter Dachsteinkalk. 3 = Lerchkogelkalk. 4 = bunte Lias-kalk. 5 = Aptychenkalk. 6 = Grubhörndlbreccia.

mit seinem Ostteil unter die Hallstätter Schollen hinabtaucht. Um die Art dieses Hinabtauchens richtig zu verstehen, muß man gleich auch Fig. 9 mitvergleichen, welche die schönen Aufschlüsse im N vom Paß Strub wiedergibt. Wir sehen hier den Sockel des Gebirges aus Hauptdolomit-Plattenkalk-Kössener Schichten und oberrhätischem Riffkalk ziemlich steil gegen O hinabbiegen. Auf diese hinabgebogenen Schichten ist aber ein Querwulst von steil aufgerichtetem Dachsteinkalk deutlich aufgeschoben.

Dieser Querwulst beginnt mit dem Lachfeldkopfe, erhebt sich zum aussichtsreichen Grubhörndl und sinkt von dort gegen N ab, um im Wirmbachgraben mit einer Steilstufe unter den Jura- und Kreidesteinen der Unkener Mulde zu verschwinden. Dieser Querwulst, dessen eigenartige Stellung die Profile Fig. 8 und 9 am besten wiedergeben, zeigt ein nordsüdliches Streichen und eine sattelförmige Aufstülpung.

Außerdem ist derselbe auch noch durch das Auftreten einer eigenartigen Breccie ausgezeichnet, deren Reste mehrfach gerade die Kammerhöhe krönen. Hahn hat diese Breccien als buntes Rhät bezeichnet,

doch sind mir bei der Besichtigung an Ort und Stelle Zweifel an dieser Altersbestimmung aufgetaucht.

Auch seine kartographische Eintragung dieser Breccien ist unzutreffend und ebenso die ganze tektonische Darstellung des Lachfeld-Grubhörndlgebietes.

Es handelt sich bei diesem Gebilde um eine bunte, teilweise recht grobbrockige Breccie, welche meist mit einem roten mergeligen Zement verkittet ist. Inhaltlich erkennt man verschiedenartige rote Kalke, gelbe, graue Kalke, Dolomite, eigentümliche lichtgelbliche Netzkalke, zahlreiche weiße Korallenkalke mit gut erhaltener Struktur, Hornsteinbrocken . . . Der bunte Inhalt dieser Breccie und ihre grobe Struktur scheinen mir für eine Bildung der Kössener Schichten recht unwahrscheinlich.

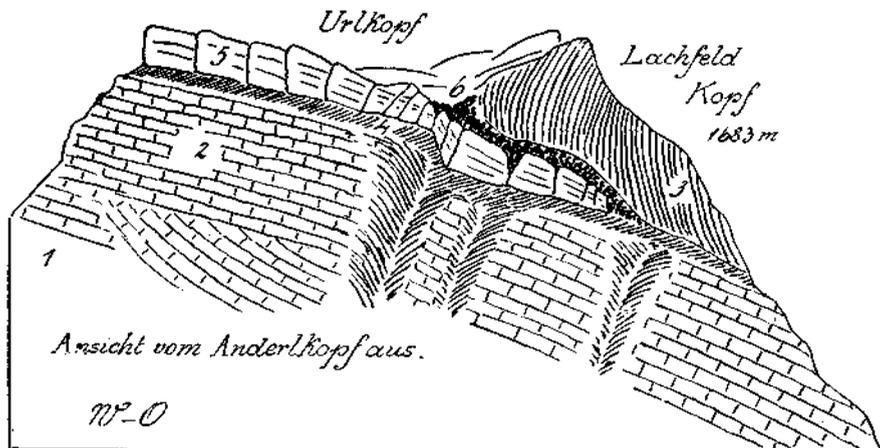


Fig. 9. 1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrhätische Rifflalke. 6 = Grubhörndlbrecie.

Zumindest ist mir bisher in den Nordalpen an dieser Stelle der Schichtenreihe nichts Ähnliches noch untergekommen.

Man müßte hier schon eine sehr tiefgreifende Erosion annehmen. Zudem dürften die roten Kalke wahrscheinlich dem Lias angehören.

Ich hatte bei meiner Untersuchung eher den Eindruck, daß es sich um eine Gosaubreccie handelt, welche erst durch Auffaltung und Überschiebung in diese merkwürdige Lage gekommen ist.

Die Auflagerung dieser Breccie erscheint deutlich transgressiv, wenn sie auch nirgends auf das Gebiet der Jura- oder Neokomschichten übergreift.

Eine ziemlich ähnliche Breccie habe ich bei Reichenhall am Kamm des Müllnerhorns gesehen, die dort schon von Krauß als Gosau kartiert worden ist.

In dem großen Bergsturz von Lofer bilden Blöcke aus dieser Breccie einen Streifen, der von der Braugföllalpe bis zur Saalach hinabzieht.

Die Verbreitung dieser „Grubhörndlbrecie“ ist recht gering.

Sie reicht in einzelnen, nicht zusammenhängenden Streifen vom Lachfeldkopf bis zum Wirnbachgraben.

Es findet sich aber auch noch südlich vom Paß Strub in den Loferer Steinbergen ein kleiner Rest derselben Breccie, welcher auf Fig. 10 abgebildet erscheint und auch schon Hahn bekannt war.

Hier ist die transgressive Auflagerung auf den Dachsteinkalk klar zu sehen.

Rechnet man dieses kleine Vorkommen mit, so erhält man für die Grubhörndlbreccie eine nordsüdliche Erstreckung von zirka 6 km. Die ostwestliche Erstreckung beträgt dabei kaum 1 km. Dieser südlichste Rest unserer Breccie hat sich in einer Nische am Steilabfall des Eiblhorns erhalten.

Der Dachsteinkalk der Loferer Steinberge erleidet in seinem Abfall gegen O hier eine kleine Knickung.

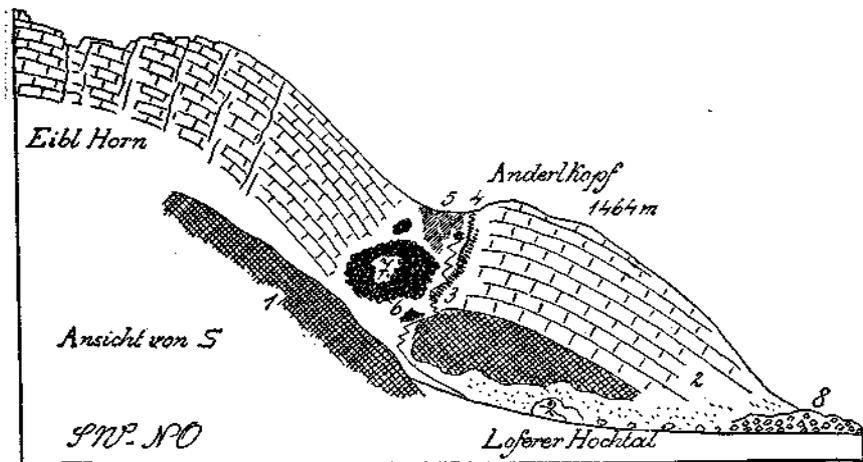


Fig. 10. 1 = Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = rote Liaskalke — rote Kalke mit weißen Korallen. 4 = stark zerquetschte Aptychenkalke. 5 = Haufen von braunen, grünen, roten Hornsteinkalken. 6 = blaugraue, zerschuppte, schwarzhäutige Kalke. 7 = Grubhörndlbreccie. 8 = Blockmoräne.

In dem Winkel dieser Knickung haben sich auch noch Reste von Liaskalken, Hornsteinkalken, Aptychenkalken und die Grubhörndlbreccie erhalten.

Die Gesteine machen vielfach den Eindruck von starker mechanischer Bearbeitung.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß diese Schichten zwischen Eiblhorn und Anderlkopf ebenfalls noch von Schubmassen überwältigt gewesen sind. Das könnte den gequälten Zustand der Gesteine und das teilweise wirre und haufenartige Auftreten erklären.

Wenn man die Ansicht des Lachfeldkopfes, Fig. 9, mit jener des Anderlkopfes, Fig. 10, vergleicht, so gelangt man zur Anschauung, daß hier zu beiden Seiten des Strubpasses derselbe Bauplan vorliegt.

Dieselbe Überschiebung, welche am Lachfeldkopf so deutlich ausgebildet ist, zeigt ihre Anfänge auch bereits am Anderlkopf.

Auch dieser Felskopf ist schon ein wenig gegen das steilauftragende Eiblhorn aufgeschoben. Es ist auch möglich, daß die Verschiebung des Lachfeldkopfes gegen den niedrigen Urkopf sich viel leichter entwickeln konnte, als jene des Anderlkopfes gegen den viel höheren Eiblkopf.

Im übrigen liegen beide Aufschiebungen und auch alle Reste der Grubhörndlbrecce nahezu in einer und derselben nord-südlichen Linie. Was an dieser nord-südlichen Zone vor allem auffällt, ist die Überwältigung des niedertauchenden basalen Gebirges.

Es ist offenbar ein Randteil der Loferer Steinberge und des Kammerkörbirges hier an ziemlich steiler Schubfläche von O gegen W heraufgeschoben worden.

Wahrscheinlich ist diese Aufschürfung des basalen Gebirges schon bei dem Einschub der Hallstätter Schollen erfolgt.

Heute sind die Hallstätter Schollen von Rauchenberg-Lerchkoglgföllhörndl durch eine deutliche Absenkung von dieser Querzone getrennt. Die Überschiebung dürfte also wohl bereits vor dieser Absenkung entstanden sein.

Es ist von Interesse, auch die Profile von Rauchenberg, Fig. 7, und Hundsfuß, Fig. 5, noch einmal auf diese Fragestellung hin zu prüfen.

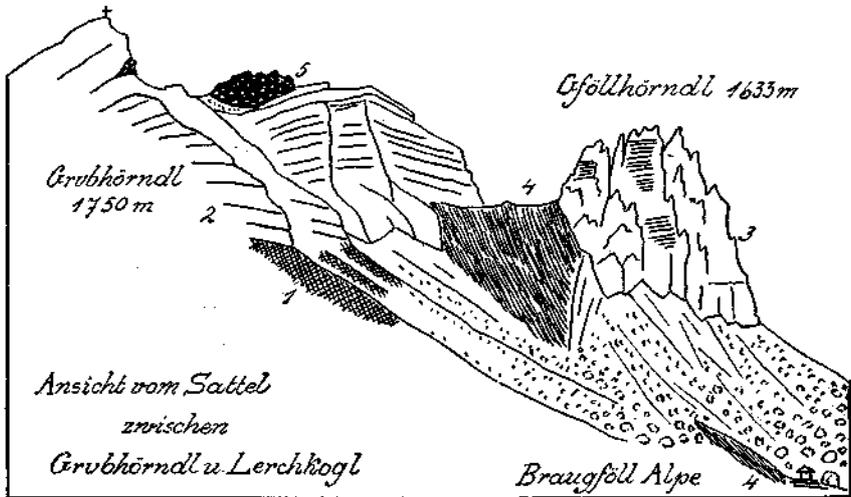


Fig. 11. 1 = lichter, weißlicher Dolomit. 2 = heller, wohlgeschichteter Dachsteinkalk. 3 = Lerchkogelkalk. 4 = Neokommergel. 5 = Grubhörndlbrecce.

Man wird dabei erkennen, daß auch hier wahrscheinlich eine solche Aufschürfung des Untergrundes, allerdings in viel bescheideneren Verhältnissen in den kleinen Dachsteinkalkschuppen vorliegt.

Zwischen den kühn aufragenden Deckschollen von Lerchkogel und Gföllhörndl muß eine große Gesteinsscholle ihren Halt in geologisch jüngster Zeit verloren haben und als Bergsturz niedergebrosen sein.

Heute breitet sich hier ein gewaltiger Bergsturz aus, der unmittelbar bis Lofer heranreicht und offenbar seinerzeit das Saalachtal abgesperrt hat.

Infolge dieser Absperrung wurde die Saalach zu einem See gestaut, der heute schon wieder verlandet ist. Der breite flache Talboden zwischen Lofer und Paß Luftenstein deutet noch auf diese Staubildung hin.

Die Bergsturzmasse ist von keiner Moräne mehr überlagert und kann daher erst nach dem Rückzuge des Saalachgletschers herabgestürzt sein.

Heute bildet der Bergsturz mit seinen prächtigen Blöcken und der wild-durchschäumenden Saalach eine besondere Schönheit der großartigen Umgebung von Lofer.

Die Schubmasse des kühnen Gföllhörndl ist wesentlich kleiner als jene des Lerchkogels und erscheint hier auf Fig. 11 und 12 abgebildet.

An der Nordostseite des Gföllhörndls bieten sich an den Steilhängen gegen die Wirmbachschlucht hinab ausgedehnte Aufschlüsse in den Neokommern, deren obere Teile vielfach feine Breccien und anscheinend auch Lagen mit exotischen Geröllen enthalten.

Es ist ganz gut möglich, daß wir hier schon Schichten vor uns haben, die zum Zenoman oder zur Gosau gehören.

Auf der Nordseite des Wirmbachgrabens tritt uns die kompliziert gebaute Deckscholle des Dietrichsteins entgegen, von der in Fig. 13 eine schematische Ansicht vorliegt.

Während am Aufbau der bisher beschriebenen Deckschollen in der Hauptsache nur Lerchkogelkalk (Dachsteinkalk) beteiligt war, treten hier

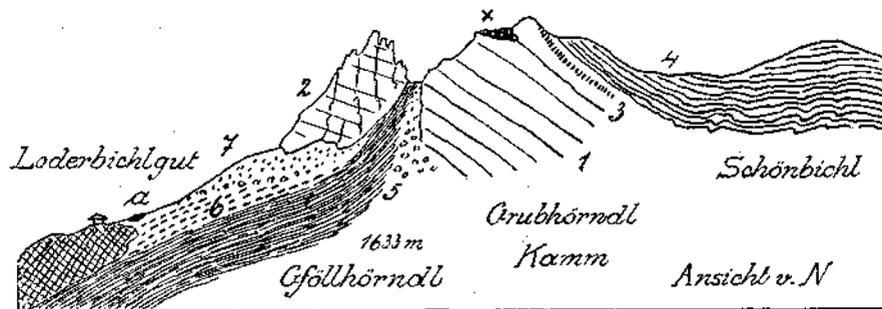


Fig. 12. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Lerchkogelkalk. 3 = bunte Liaskalke. 4 = Aptychenkalke. 5 = Neokom. 6 = Neokom mit feinen Breccien und exotischen Geröllen. 7 = Blockwerk. a = rote Hornsteinkalke. x = Grubhörndlbrecie.

auch andere Schichtglieder in größeren Verbänden auf. Wir finden neben Lerchkogelkalk ziemlich viel Dolomit und vor allem die wohlgeschichteten und sehr charakteristischen Halorellenkalk. Diese hornsteinreichen, ziemlich dünn-schichtigen Kalke zeigen einen ungemein lebensvollen Faltenwurf, der wiederum für einen Anschub dieser Hallstätter Scholle von SO gegen NW spricht.

Die Deckscholle des Dietrichsteins ist von der Unkener Mulde nicht mehr durch eine Verwerfung, sondern nur durch eine scharfe Abbeugung der Jura- und Kreideschichten getrennt.

Auch hier finden wir wieder in den obersten Lagen der Neokomschichten bunte Hornsteinkonglomerate, weiche grüngraue Mergel mit bunten Geröllen, graue, feste, flyschartige Kalksandsteine und Sandsteine, die vielleicht schon zur Oberkreide zu rechnen sind.

Zumindest deuten sie eine Zufuhr von viel größerem Material und nahe Landbildung an. Die Schubmasse des Dietrichsteins bildet einen weithin sichtbaren Eckstein in der Anordnung der Hallstätter Schollen.

Von dort an weichen die weiteren Deckenreste gegen NO zu zurück.

Alle zusammen bilden sie so vom Hochkranz bis zum Unkener Kalvarienberg einen kräftig gegen W zu vorgekrümmten Bogen. Die Schubmasse des Dietrichsteins nimmt auch noch insofern eine besondere Stellung ein, weil dieselbe bereits unmittelbar mit dem Stirnrand der Berchtesgadener Decke zusammenstößt und teilweise sogar davon überschoben erscheint.

Es ist hier zu erwähnen, daß der Berchtesgadener Decke im N und NW eine Art von Stirnfaltung vorgeschaltet liegt, mit der wir uns noch etwas genauer zu beschäftigen haben.

Diese Stirnzone besteht aus demselben Dachsteinkalk, welcher das Plateau der Reiteralm zusammensetzt sowie aus Dachsteindolomit—Ramsaudolomit.

In der Gegend von Unken stellt der Zug des Achbergs diese Stirnregion vor, an deren Basis auch bereits die Werfener Schichten erscheinen. Dieser Zug des Achbergs, von dem ich im Jahrbuch 1925, S. 21, bereits ein Profil gegeben habe, überquert nun südlich von Unken die Saalach und erhebt sich westlich derselben zu der Berggruppe von Pfannhauswand—Liedersberg—Vokenberg.

Diese Bergmasse, welche vorzüglich aus Dachsteinkalk mit Säumen von bunten Liaskalken besteht, ist nun ganz an die Schubmasse des Dietrichsteins herangeschoben und teilweise sogar auf dieselbe aufgeschoben wie Fig. 13 veranschaulicht.

An der Basis dieser Stirnzone der Berchtesgadener Decke treten, wie schon erwähnt wurde, zugleich auch lebhaft rot gefärbte Werfener Schichten auf, die am Ausgang des Unkener Tales eine ziemliche Ausdehnung gewinnen.

Noch nördlicher und ganz abgesondert liegen noch einige kleine Hallstätter Schollen, von denen der Kalvarienberg bei Unken bereits in der Literatur von E. Haug und F. Hahn eine genauere Schilderung erfahren hat.

Die Hallstätter Scholle des Unkener Kalvarienberges ist dadurch ausgezeichnet, daß an ihrer Basis noch in geringer Menge Werfener Schichten auftreten. Diese fehlen sonst allen hier erwähnten Hallstätter Schollen und sind sonst streng auf den Bereich der Berchtesgadener Decke beschränkt.

Die kleine und kompliziert gebaute Deckscholle des Unkener Kalvarienberges ruht auf einem mächtigen Sockel von flach lagernden Neokommern, die ihrerseits wieder durch eine Absenkung vom Nordflügel der Unkener Mulde, dem Gehänge des Sonntaghorns geschieden sind.

Durch die neuen Untersuchungen von W. Vortisch (vgl. Prof. S. 100 in diesem Jahrbuch) sind hier am Nordflügel der Unkener Mulde ziemlich kräftige Verschiebungen in der Richtung von SO gegen NW bekannt geworden.

Vortisch bringt ihre Lokalisierung mit unregelmäßigen, sedimentären Ablagerungsformen in Beziehung und faßt den ganzen Vorgang als eine Gleitfaltung auf, welche durch ein Verschieben der Hangendmassen erzwungen wurde.

Dieses Verschieben der Hangendmassen ist nach meiner Ansicht wahrscheinlich mit dem Einschub der Hallstätter Schollen in Verbindung zu bringen. Es ist dies eine teilweise Mitbewegung des basalen Untergrundes ähnlich derjenigen, die wir zu beiden Seiten vom Paß Strubkennengelernt haben.

Damit ist die tektonische Stellung der Hallstätter Schollen am Westrande der Berchtesgadener Decke kurz beschrieben.

Sie zeigen, soweit sie heute noch erhalten sind, eine auffallend stark gekrümmte bogenförmige Anordnung.

Verbindet man Hochkranz mit Unkenr Kalvarienberg, so erhält man eine gerade Distanz von zirka $15\frac{1}{2}$ km. Gegenüber dieser Bogensehne springen die mittleren Vorkommen 5—6 km weiter gegen W zu vor.

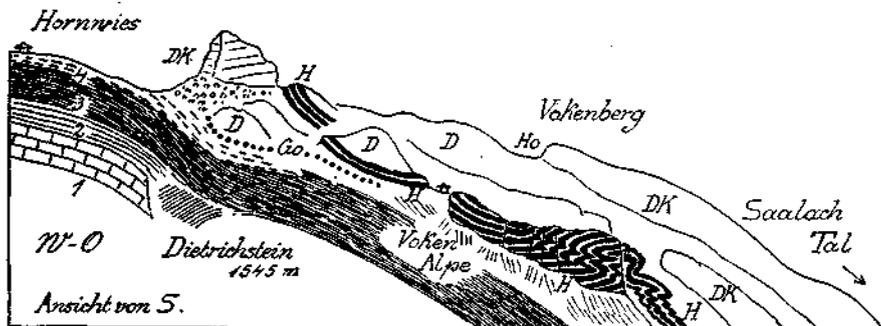


Fig. 13.

1 = Dachsteinkalk
2 = Aptychenkalk
3 = Neokom
4 = geröllführendes 3

} Schichten der
Unkenr Mulde

H = Halorellenkalk
D = Dolomit
DK = Lerchkogkalk — Dachsteinkalk
Ho = schwarze Hornsteinkalke
Go = Gosaukonglomerate

} Hallstätter
Scholle und
Berchtesgadener
Decke

Innerhalb dieses Bogens der Hallstätter Schollen liegt nun die geschlossene Masse der Berchtesgadener Decke, welche aber wie schon beschrieben, diese Deckschollen nur an einer Stelle unmittelbar berührt.

An allen anderen Stellen liegen die Hallstätter Schollen frei für sich.

Hahn hat die Eigenart dieser Schollen bis zu einem gewissen Grad auch anerkannt. Er hält sie aber weder in fazieller noch auch in tektonischer Hinsicht für ein selbständiges Element, sondern nur für einen Rand, eine Vorzone der Berchtesgadener Decke. Wir werden im Verlaufe dieser Untersuchung zu zeigen versuchen, daß sich diese Auffassung nicht aufrechterhalten läßt, sondern der Zone der Hallstätter Schollen gegenüber der Berchtesgadener Decke volle Selbständigkeit zukommt.

Die Sonderstellung dieser Schollen gegenüber der Hauptmasse der Berchtesgadener Decke ist also zunächst in ihrer Lagerung und Struktur, dann aber auch in ihrer Schichtentwicklung begründet. Was die Lagerung betrifft, so war schon Hahn und Krauß aufgefallen, daß alle diese Schollen unmittelbar auf Neokomschichten lagern. Eine Ausnahme besteht nur dort, wo der Untergrund lebhafter mitgefaltet wurde und so

stellenweise Aptychenkalke das unmittelbar Liegende ausmachen. Bei der Neuaufnahme hat diese Feststellung nur insofern eine Änderung erfahren, als an einigen Stellen der Umgebung von Lofer noch schmale Einschaltungen von Gosauschichten zwischen Neokom und Hallstätter Schollen aufgefunden wurden.

Damit ist die Ähnlichkeit des Aufbaues der Hallstätter Zonen von Lofer und Reichenhall noch wesentlich gestiegen.

Aus dem Befunde der ziemlich konstanten Unterlagerung der Hallstätter Schollen durch Neokom kann man schließen, daß hier die

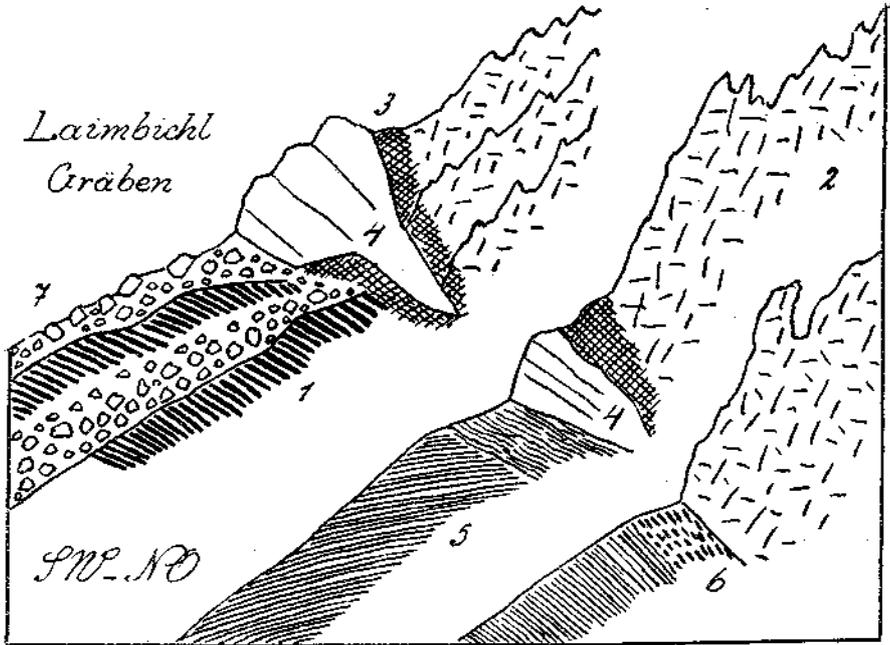


Fig. 14. 1 = Werfener Schichten — grüne, graue, rötliche, braune Kalke, sandige Mergel und Sandsteine mit Myophorien. 2 = Ramsaudolomit — schneeweißer Dolomit. 3 = Mylonitzone von 3. 4 = Dachsteinkalk mit roten Kalken. 5 = sandige Neokommargel. 6 = dünnchiefrige Neokommargel mit zerquetschten bunten Geröllen. 7 = Kalkblockwerk.

Unterlage vor der Einschiebung dieser Schollen noch nicht tiefer von der Erosion abgetragen war.

Anders liegen die Verhältnisse an der Basis der Berchtesgadener Schubmasse.

Zunächst beginnt die Schichtmasse dieser Scholle mit viel älteren Gesteinen.

Wo die Basis der Berchtesgadener Schichten aufgeschlossen ist, finden wir Rauhwacken—Haselgebirge—Werfener Schichten, die eine zwar sehr ungleich mächtige, aber anscheinend ziemlich geschlossene Verbreitung besitzen.

Diese Werfener Schichten liegen ebenfalls vielfach auf Neokomschichten, sie greifen aber auch auf ältere und wahrscheinlich auch auf jüngere Schichtgruppen über.

Die schematische Ansicht, Fig. 6, eines Teiles der Westfront der Berchtesgadener Decke südlich von Lofer zeigt eine solche Stelle.

Wir sehen wie Ramsaudolomit und etwas östlicher gleich auch Werfener Schichten über Neokom und Aptychenkalke bis ganz nahe an den Dachsteinkalk der Lofer Steinberge vorgeschoben liegen.

Im Liegenden der Berchtesgadener Decke finden sich weiter auch einige Stellen, wo in den Werfener Schichten Kalkschollen eingeschlossen sind, deren Auftreten die Fig. 14 und 15 näher erläutern sollen.

Fig. 14 gibt Profilschnitte aus dem Hintergrund der wilden Laimbichlgräben wieder, und zwar gerade jene Stellen, wo sich zuerst über den Neokomschichten des basalen Gebirges die Werfener Schichten der Berchtesgadener Decke einzuschalten beginnen.

Der tektonische Einsatz der Werfener Schichten nimmt hier in der Richtung von SO gegen NO sehr rasch an Bedeutung zu.

Dasselbe gilt von dem Einsatz der Kalkschollen, welche ganz ausgesprochene Keilformen zeigen. Ob die hier auftretenden, dickbankigen Dachsteinkalke zu den Hallstätter Schollen gehören, ist nicht sicher. Die

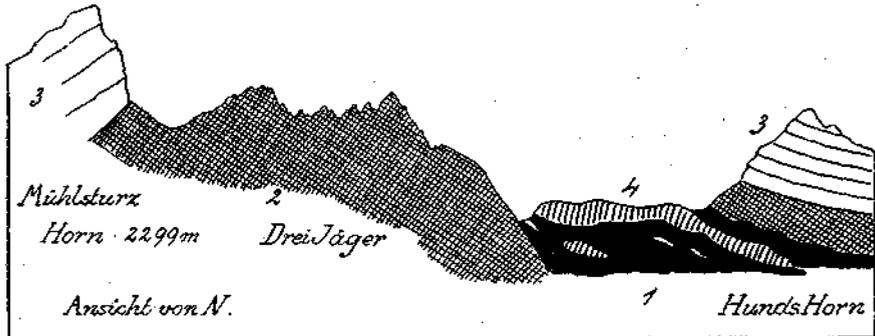


Fig. 15. 1 = Werfener Schichten mit Schubsetzen von Neokom und Schubschollen von Dachsteinkalk. 2 = Ramsaudolomit - Dachsteindolomit. 3 = Dachsteinkalk mit einem Sockel von Dachsteindolomit. 4 = größere Schubscholle von Dachsteinkalk und Liaskalk.

Dachsteinkalke (Lerchkogalkalke) der Hallstätter Schollen sind in der Umgebung von Lofer nirgends mit roten Liaskalken verknüpft, während dies bei den Schubschollen der Laimbichlgräben und der Hundsalpe der Fall ist.

Daher ist es auch möglich, daß diese Schubschollen von der Stirnzone der Berchtesgadener Decke selbst stammen und nicht als verschleppte Hallstätter Schollen aufzufassen sind.

Fig. 15 stellt die nördliche Fortsetzung der Aufschlüsse von Fig. 14 dar. Hier sieht man deutlich, wie die Werfener Schichten Fetzen von Untergrund einverleibt enthalten. Daneben treten dann die Schubschollen von Dachstein- und Liaskalk auf.

Eine Eigentümlichkeit der Hallstätter Schollen ist ihre durchaus randliche Lage, die auf den Karten Fig. 1 und 2 klar hervorspringt.

Was endlich die Schichtenausbildung dieser Schollen betrifft, so ist schon lange bekannt, daß wir es hier mit Hallstätter Entwicklung zu tun haben. Ein weiterer merkwürdiger Zug, der ebenfalls auf die Sonder-

stellung unserer Schollen hindeutet, ist die Ausbildung einer Art von Faltenstirne an der Nordwest- und Nordfront der Berchtesgadener Decke, die sich bis in die Gegend von Lofer verfolgen läßt.

Besonders deutlich ist diese Faltenstirne im Bereiche des Müllnerhorns und des Achberges zu erkennen.

Fig. 16 gibt ein Profil von H. Krauß wieder, in dem diese Stirnfalte der Berchtesgadener Decke sehr klar hervortritt.

Charakteristisch ist aber, daß die Schubschollen nirgends in die Bildung dieser Faltenstirne miteinbezogen sind, sondern im Gegenteil scharf davon getrennt bleiben.

Diese Faltenstirne selbst ist entlang des ganzen Nord-, bzw. Nordwestrandes der Berchtesgadener Decke zu verfolgen.

Sie beginnt am Untersberg mit dem gewaltigen Hinuntertauchen der Dachsteinkalke samt allen auflagernden jüngeren Schichten.

Dieses Hinuntertauchen der Stirnfaltung ist es auch, welches im Bereiche des Untersbergs vielfach verkannt wurde und zu der Annahme führte, daß die Berchtesgadener Decke bereits in vorgosauischer Zeit an ihre Stelle geschoben und dort sowohl durch Gosau als auch durch Eozän mit dem Vorland verlötet sei.

An der Nordseite des Müllnerhorns liegt die Kontaktzone höher und wesentlich besser aufgeschlossen vor.

Hier war es auch, wo H. Krauß bereits 1913 die Überschiebung der Berchtesgadener Decke über die Hallstätter Schollen und über Gosau und Eozän ganz richtig erkannte.

An der Nordseite des Untersberg liegen im wesentlichen ähnliche Kontakte vor, nur sind sie viel tiefer begraben und unzugänglich.

Für die Erklärung der Mechanik der Berchtesgadener Decke ist die Gegend des Müllnerhorns daher von außerordentlicher Bedeutung.

Ich habe diese Gegend im Spätherbst 1926 genauer kennengelernt und mich dabei von der Richtigkeit der Karte und der Profile von H. Krauß überzeugen können.

In der Hauptanordnung stimmen die tektonischen Verhältnisse an der Nordseite des Müllnerhorns, wie Fig. 16 lehrt, auch mit denjenigen nördlich von Lofer überein. Bei Lofer ist bisher jedoch kein Eozän, sondern nur Gosau unter den Überschiebungen nachgewiesen.

Südlich von Lofer entfernen wir uns von der Region der Stirnfaltung der Berchtesgadener Decke und die Verhältnisse vereinfachen sich dementsprechend.

Wenn wir noch einmal das Profil Fig. 16 genauer betrachten, das H. Krauß im Jahre 1913 veröffentlicht hat, so finden wir von NW gegen SO nach seiner Bezeichnung folgende typische Bauelemente:

1. Das bayerische Hauptdolomitgebiet,
2. das bayerische eingebrochene Gebiet,
3. die Hallstätter Zone,
4. die Berchtesgadener Schubmasse.

Dieselbe Einteilung kann man ohne Schwierigkeit auch auf das Gebiet nördlich von Lofer übertragen.

Die mechanische Auflösung dieser Profilanordnung stellt sich nach meiner Auffassung hier wie dort folgendermaßen dar:

Gebiet 1 und 2 gehören streng zusammen. Sie sind heute durch eine Verwerfung oder Abbeugung getrennt.

Diese so vollzogene Absenkung bedeutet nichts anderes als die Belastungsgrenze der Berchtesgadener Decke.

Durch den Einschub dieser gewaltigen Masse wurde der Untergrund offenbar so schwer belastet, daß eine Eindrückung desselben stattfand.

Diese Einsenkung, bzw. dieser Einbruch umspannt die ganze Berchtesgadener Decke. Einen Teil dieser Randstörungen hat schon F. Hahn als „Saalachbrüche“ beschrieben, ohne jedoch ihre mechanische Bedeutung richtig zu erfassen.

Wenn diese mechanische Deutung der „Randstörungen“ als Folge von Einpressungen durch Überbelastung wegen der Einwanderung der Berchtesgadener Decke das Richtige trifft, so ist dies in mehrfacher Hinsicht von großer Bedeutung.

Zunächst zeigt sich, daß die Größe der Berchtesgadener Schubmasse seit ihrer Einschiebung nicht wesentlich abgenommen hat, da der Einbruchsrand allenthalben in geringer Entfernung vom äußeren Rande der Schubmasse verläuft. Das spricht natürlich unbedingt für ein junges Alter der Einschiebung und gegen die Annahme einer bereits vorgosauischen.

Wenn sich aber der Umfang der Berchtesgadener Decke seit ihrer Einschiebung nicht wesentlich verändert hat, so folgt daraus weiter der wichtige Befund, daß diese Schubmasse bereits zur Zeit ihrer Wanderung ein völlig selbständiger und seitlich abgesonderter Bewegungskörper war.

Mit diesem Gedanken werden wir uns noch mehrfach zu beschäftigen haben, da er eine der wesentlichsten Umgestaltungen der tektonischen Auffassungen seit der Einführung der Deckentheorie in sich schließt.

Zone 3 in dem Profil Fig. 16 fällt genau mit dem zusammen, was Hahn als „Vorzone“ und ich hier als „Hallstätter

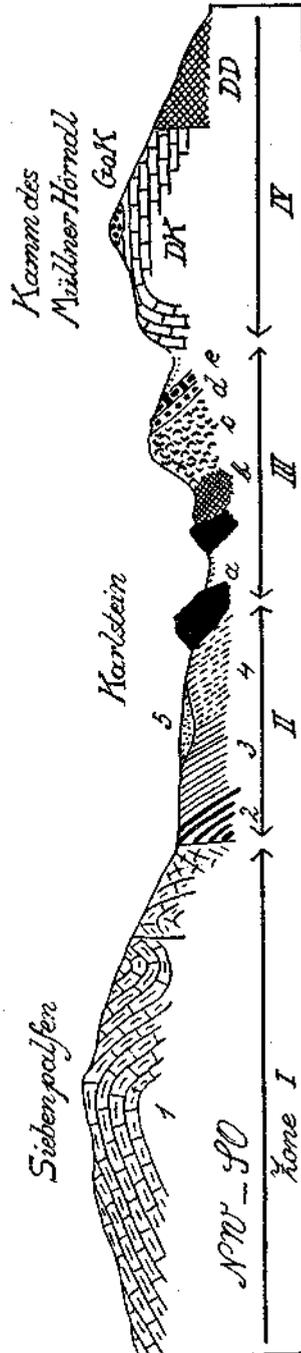


Fig. 16 nach H. Krauss—1913. Zone I = Bayrisches Hauptdolomitgebiet. Zone II = Bayrisches eingebrochene Gebiet. Zone III = Hallstätter Zone. Zone IV = Berchtesgadener Schubmasse. 1 = Hauptdolomit. 2 = Lias. 3 = Aptychenkalk. 4 = Neokom. 5 = Moräna. a = Hallstätter Kalk. b = Hallstätter Dolomit. c = Gosaukalk. d = Nierentaler Schicht. e = Gosaukonglomerat. DD = Dachsteindolomit — Ramsauadolomit. DK = Dachsteinkalk. GeK = Gosaukonglomerat.

Schollen* bezeichnet habe. Die Selbständigkeit dieser Zone ist in der Gegend von Reichenhall ebenso wundervoll ausgebildet wie in jener von Lofer und weiter im O in jener von Hallein.

Zone 4 stellt eine der besten Stellen für die Erkenntnis der Stirnfaltung der Berchtesgadener Decke vor.

Die mächtige Masse des Dachsteinkalks ist zu einem kräftigen Wulste aufgestaut, der offenbar bei dem Vorschub infolge der Reibung am Untergrund entstanden ist.

Eine solche Faltung kann man nun am ganzen Nord- und Nordwestrand der Berchtesgadener Decke vom Untersberg bis gegen Lofer hin feststellen.

Sie fehlt jedoch der ganzen übrigen Umrandung dieser Schubmasse und kann als ein ausgesprochenes Richtungszeichen der Schubbewegung selbst aufgefaßt werden.

Der Richtungssinn dieses Stirnwulstes entspricht im wesentlichen einem von SW gegen NW zielenden Vorschub.

Es ist schon erwähnt worden, das die Hallstätter Schollen nirgends in den Bauplan dieser Stirnfaltung einbezogen sind.

Die Schollen sind allenthalben vor dieser Stirne angeordnet und es macht den Eindruck, als ob dieselben nur vor der Stirnfalte der Berchtesgadener Decke hergeschoben worden wären.

Die Berchtesgadener Decke bildet in ihrer Hauptmasse eine zusammengehörige mächtige Schichttafel, die mit Werfener Schichten an der Basis beginnt und mit den transgressiv aufgelagerten Gosauschichten endet.

Sie ist gewiß keine liegende Falte und besitzt, wie schon mehrfach betont wurde, nur an ihrem Nord- und Nordwestrande eine Faltungstirne.

Die Hallstätter Schollen stellen hinwiederum lauter einzelne Schollen dar, die, ebenfalls soweit es sich noch erkennen läßt, nicht Stücke von liegenden Falten sind.

Im allgemeinen haben sie auch noch bis heute die normale Lagerung bewahrt und zeigen an der Basis die ältesten, am Scheitel ihre jüngsten Bestandteile.

Es ist daher unmöglich, etwa die Hallstätter Schollen als die Trümmer eines verkehrten Liegendschenkels der Berchtesgadener Decke aufzufassen.

Mechanisch sind die Hallstätter Schollen überall aufs schärfste von der Berchtesgadener Decke abgetrennt.

Ihre heutige Verteilung steht aber in strenger Abhängigkeit von dem Einschub dieser großen Masse.

Dies wird vor allem durch die randliche Anordnung im allgemeinen und durch ihre Struktur im einzelnen bewiesen.

Die randliche Verteilung der Hallstätter Schollen ist jedoch keine gleichmäßige.

Wie schon die schematische Karte Fig. 1 angibt, besitzen diese Schollen zwei Häufungsstellen, eine bei Lofer, eine andere bei Hallein. Zwischen diesen Anhäufungen verläuft eine Kette von weiteren Schollen entlang des Nord- und Nordwestrandes.

Der Südrand ist dagegen nur sehr dürftig mit solchen Schollen ausgestattet.

Die Verteilung ist jedenfalls viel zu unregelmäßig, als daß man etwa von einem unteren Stockwerk der Berchtesgadener Decke sprechen könnte, das aus Hallstätter Schollen bestünde.

Nirgends lassen sich diese Schollen geschlossen als ein unterer Teil dieser Decke verfolgen. Immer bilden sie nur Keile und Linsen, welche viel häufiger nur am Rand der Decke, als etwa darunter zu finden sind.

Auch dies führt zu der Vorstellung, daß die Hallstätter Schollen ursprünglich ein von der Berchtesgadener Decke unabhängiges tektonisches Gebilde waren, das erst durch den Einschub oder Vorschub dieser gewaltigen Masse in ein Abhängigkeitsverhältnis geriet.

Ich habe den Eindruck, daß die Berchtesgadener Decke bei ihrem Vormarsch schon die einzelnen Hallstätter Schollen frei daliegend antraf und dieselben dann zum kleineren Teil überwältigte, zum größeren Teil aber nur vor sich herschob und so am Rande ansammelte und anhäuften.

Diese Vorstellung eines „Vor-sich-her- und Beiseite-schiebens“ scheint mir die Lagerung der Hallstätter Schollen am Rande der Berchtesgadener Decke viel ungezwungener und durchsichtiger zu erklären als etwa die Annahme, daß diese Schollen nur die ausgewalzten Reste einer gleichaltrigen und nur tieferen Überschiebungsdecke bedeuten.

Wenn man die heute für einen geschlossenen Zusammenhang fehlenden Teile einer solchen Hallstätter Decke sich etwa ergänzt denkt, so braucht man dazu eine weit größere Masse, als heute davon noch erhalten ist.

Nach meiner Schätzung ist heute von einer solchen zusammenhängenden Hallstätter Decke von der Ausdehnung der Berchtesgadener Decke nur ein verschwindend kleiner Bruchteil vorhanden.

Eine Ausquetschung und Abschleifung von derartigen Dimensionen bleibt stets eine außerordentlich unwahrscheinliche Annahme.

Dazu kommt noch der Befund, daß die hier vorliegenden Hallstätter Schollen im großen und ganzen durchaus nicht stark durchbewegte und mylonitisierte Gesteine zeigen, sondern im Gegenteil Schichtung und Fossilführung meist ganz gut erhalten sind.

Auf diesem Wege gelangen wir zu der Vorstellung, daß die Hallstätter Schollen zwar wohl die Reste einer Hallstätter Decke darstellen, diese Decke aber zur Zeit der Einfahrt der Berchtesgadener Decke bereits in Einzelschollen aufgelöst war, welche dann von dieser Decke teils überwältigt, teils aber nur beiseite geschoben wurden.

Für eine derart weitgehende Zerstückelung und Reduktion der Hallstätter Decke kann also wohl kaum mechanische Ausquetschung und Abschleifung, sondern eher eine tiefgreifende Erosion verantwortlich gemacht werden.

Diese Erosion muß die einstmals sicherlich auch zusammenhängende Hallstätter Decke in viele Einzelschollen zerlegt haben, welche dann die weit später vorfahrende Berchtesgadener Decke wie Kegel beiseite geschoben hat.

Um diesen Zustand der Auflösung in lauter Einzelschollen deutlich zum Ausdruck zu bringen, spreche ich nicht mehr von Hallstätter Decke, sondern nur von Hallstätter Schollen.

Es hat sich schon bei der Erforschung der Kaisergebirgsdecke herausgestellt, daß diese noch über die Unterinntaler—Kössener Tertiärbucht vorgeschoben wurde.

Etwas ähnliches scheint auch für die Berchtesgadener Decke zu gelten.

E. Haug hat bereits im Jahre 1912 einen tertiären Einschub der Berchtesgadener Decke angenommen. Wie auf der schematischen Karte Fig. 1 angedeutet ist, ziehen sich hier Tertiärablagerungen aus dem Becken von Reichenhall in einem schmalen Streifen ziemlich tief zwischen Untersberg und Lattengebirge hinein.

Die besten Aufschlüsse sind zu beiden Seiten des Hallthurmpasses zu finden.

Die Verhältnisse auf der Westseite dieses Passes sind bereits auf der schönen Karte des Lattengebirges von Cl. Lebling sorgfältig dargestellt worden.

Für die Ostseite des Tales stand mir nur die recht veraltete Darstellung des Untersbergs auf Blatt „Hallein—Berchtesgaden“ von Bittner und Fugger zur Verfügung.

Es ist aber eine gründliche Neuaufnahme durch Herrn Schlager-Salzburg in Gang, welche viel genauere Angaben liefern wird.

Ich vermeide hier aus diesem Grunde näher auf den Bau des Untersbergs einzugehen und bleibe ganz bei der regionalen Betrachtung.

Der Hallthurmpaß — 694 m — liegt heute zirka 1000 m tief zwischen den Hochflächen von Untersberg und Lattengebirge eingesenkt (Fig. 17).

Die Steilwand des Untersbergs besteht dabei aus dickschichtigem, flach lagerndem Dachsteinkalk, jene des Lattengebirges vor allem aus Ramsaudolomit—Dachsteindolomit, dem nur oben eine Lage von Dachsteinkalk aufliegt.

Diesem Aufbau entsprechend erscheint die Steilwand des Untersbergs mit mächtigen blanken Wandstufen, jene des Lattengebirgs zerrissen von wilden Schluchten, zwischen denen kühne und recht vergängliche Felszacken aufragen.

Von der Untersbergseite wird die Paßfurche mit gewaltigem Bergsturzblockwerk, vom Lattengebirge her mit feinem Dolomitschutt bedrängt.

Diese Paßfurche zwischen Lattengebirge und Untersberg ist nun von ziemlich mächtigen Tertiärablagerungen erfüllt, welche den Paß offenbar beträchtlich unterteufen.

Am Abhang des Lattengebirges treten meist steilstehende Korallenbänke auf, am Fuß der Untersbergwände dagegen Mergel und feine Konglomerate, die ziemlich reichlich kleine Nummuliten enthalten.

Die Mergel und Nummulitenkonglomerate der Untersbergseite enthalten in ungeheurer Anzahl kleine meist weiße, und recht wohlgerundete Kiesel. Daneben kommen viel seltener auch Kalkgerölle vor.

Die meisten Kiesel haben Durchmesser von weniger als 1 cm, nur selten sind solche, die einen Durchmesser von 2 cm erreichen oder überschreiten.

Wenn man nun diese Sedimente in ihrer heutigen Lage unter den Steilwänden von Untersberg und Lattengebirge betrachtet, so ist sofort klar, daß dieselben unmöglich in dieser Lagebeziehung entstanden sein können.

Welche Sedimente in einer Furche zwischen solchen Steilwänden von Kalk und Dolomit gebildet werden, lehren uns eindringlich genug die mächtigen Bergsturzblöcke und die riesigen Dolomitschuttkegel.

Daran ändert sich nichts, wenn auch der Grund der Paßfurche von einem See oder einem Fjord erfüllt würde.

Es können also weder die Korallenkalke noch auch die feinen nummulitenführenden Quarzkonglomerate in einer solchen Erosionsfurche gebildet worden sein.

Insbesondere gilt dies für die Nummulitenkonglomerate mit ihren Unmassen von kleinen prachtvoll geglätteten Kieseln.

Hier ist weit und breit nirgends ein Ausgangsmaterial vorhanden, welches die Kiesel liefern könnte.

Ihre sorgfältige Abrollung und Kleinheit beweist außerdem, daß sie von weit hergebracht wurden und eine lange und vielfache Abrollung und strenge Auslese erfahren haben.

Aus diesen Befunden und Überlagerungen geht also hervor, daß die Tertiärablagerungen des Hallthurmpasses gewiß nicht in dieser Erosionsfurche zwischen Lattengebirge und Untersberg entstanden sind.

Es gibt nun zwei Möglichkeiten einer Ableitung. Entweder gehören diese Tertiärablagerungen zum Untergrund der Berchtesgadener Decke oder sie gehören ins Hangende dieser Decke.

Letztere Annahme schaltet sich aus zwei Gründen aus. Einmal wurden bisher auf den hohen Plateauflächen keine Tertiärablagerungen gefunden und dann stimmt auch die ganze Lagerung weder zu einem Einbruch, noch zu einer Herabbeugung.

Wir wenden uns also der Deutung eines Fensters zu in der Annahme, daß die Tertiärschichten ins Liegende der Berchtesgadener Decke gehören.

Auch diese Deutung scheint mir nicht ganz das Richtige zu treffen, denn sowohl die Korallenkalke als auch die Nummulitenkonglomerate zeigen sich nicht stark gepreßt, sondern haben ihre Struktur noch gut erhalten.

Bei einer Überwältigung durch eine vielleicht 2000 m mächtige Schubmasse wäre eine so geschonte Erhaltung nicht

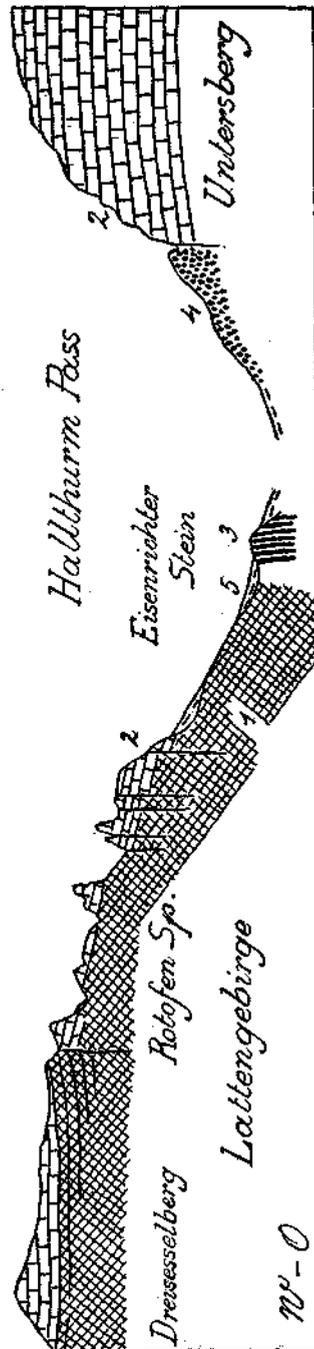


Fig. 17. Das Lattengebirgsprofil nach C. Lebling—1911. 1 = Ramsauolomit—Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = Miocäner Korallenkalk. 4 = Quarzkonglomerat mit Nummuliten. 5 = Hangschutt und Blockwerk.

recht wahrscheinlich. Außerdem entspricht, wie Profil Fig. 17 zeigt, die heutige Lagerung der Tertiärschichten nicht einem erst von der Erosion geöffneten Fenster.

So bleibt angesichts aller dieser Befunde und Überlegungen nichts übrig als anzunehmen, daß es sich mit dem Tertiär des Hallthurnpasses ähnlich verhält wie mit einem großen Teil der Hallstätter Schollen, daß es also nur von der Berchtesgadener Decke vom Untergrund abgeschürft, zusammengestaut und vor ihr hergeschoben worden ist.

Damit dies aber möglich gewesen ist, müssen die Teilschollen von Lattengebirge und Untersberg schon damals wenigstens teilweise voneinander getrennt gewesen sein, so daß eben zwischen ihnen das liegende Tertiär aufgeschürft und aufgefaltet werden konnte.

Ich habe bereits im Jahre 1926 (Fortschritte der geologischen Aufnahme von Blatt „Admont—Hieflau“) bei der Schilderung der Schubmassen von Haller Mauern—Warscheneckgruppe—Totes Gebirge auf die merkwürdige Lage von steilgestellten Streifen von Gosauschichten zwischen diesen Schubkörpern hingewiesen.

Auch hier liegen die Gosauschichten in schmalen, tiefen Taleinschnitten zwischen Steilwänden des Hochgebirgs, wo sie in ihrer Eigenart nicht gebildet sein können.

Auch hier stammen dieselben nicht aus dem Hangenden der Schubkörper, sondern gehören zum überfahrenen Untergrund.

Die Ähnlichkeit der tektonischen Verhältnisse dieser Gosaeinklemmungen mit der Tertiäreinklemmung zwischen Untersberg und Lattengebirge ist geradezu auffällig.

Wir sind also auf Grund der vorgelegten Befunde und Folgerungen nun zu der Ansicht gekommen, daß nicht nur die Berchtesgadener Decke als große, seitlich freie Schubmasse eingewandert ist, sondern daß dieselbe zumindest den letzten Teil ihres Weges schon aufgelöst in Teilschollen zurückgelegt hat.

Als solche Teilschollen sind Untersberg und Lattengebirge und wohl auch Reiteralm zu bezeichnen.

Die Trennung dieser Schollen braucht keine völlige gewesen zu sein. Um den Tertiärstreif des Hallthurnpasses vom Untergrund abzuschürfen und einzuklemmen, genügt schon ein scherenförmiger Einschnitt zwischen den Schollen von Untersberg und Lattengebirge, der allerdings gerade zur Zeit des letzten Vorschubs offengestanden sein muß.

Der nachweisbare Vorschub der Berchtesgadener Decke über das Tertiär des Untergrundes beträgt zirka 6 km.

Er ist also von einer ziemlich ähnlichen Größenordnung wie der Betrag des Vorschubs der Kaisergebirgsdecke über das Unterinntaler Tertiär.

Es bietet sich hier nun auch Gelegenheit, einige Bemerkungen über das Verhältnis von Berchtesgadener und Kaisergebirgsdecke zu einander einzuschalten.

Als ich im Jahre 1921 in diesem Jahrbuche die regionale Stellung der Kaisergebirgsdecke beschrieb, hielt ich es für wahrscheinlich, daß die Berchtesgadener Decke die östliche Fortsetzung derselben vorstelle.

Dieser Standpunkt ist heute nicht mehr aufrechtzuhalten.

Kaisergebirgsdecke und Berchtesgadener Decke sind viel wahrscheinlicher schon zur Zeit ihres Vormarsches getrennte und selbständige Bewegungskörper gewesen.

Die Kaisergebirgsdecke besitzt auch keinen solchen Saum von Hallstätter Schollen.

Allerdings sind durch die Neuaufnahmen der Blätter „Kufstein und Lofer—St. Johann“ im N der Kaisergebirgsdecke eine Reihe von kleinen Deckschollen und Schubsplittern bekannt geworden, deren Einschub sicher vor Ablagerung des dortigen Tertiärs, wahrscheinlich aber bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist.

Es ist nun die Frage, ob man diese meist nur ganz kleinen Schubschollen mit den viel größeren Hallstätter Schollen am Rande der Berchtesgadener Decke in Vergleich bringen darf.

Die Größe spielt dabei wohl keine entscheidende Rolle.

Die Hallstätter Schollen der Gegend von Lofer sind aber über Gosauschichten vorgeschoben.

Auch das braucht für einen Vergleich kein Hindernis zu spielen, weil ja diese Schollen möglicherweise erst durch den Vorstoß der Berchtesgadener Decke in diese Lage gekommen sind.

Wichtiger ist die Tatsache, daß wir westlich von der Loferer Gegend nach der Faziesausbildung wohl kaum mehr von dem Vorhandensein von Hallstätter Schollen reden können.

Wenn wir die „Ultradecken“ der nördlichen Kalkalpen überschauen, so machen wir vielfach die Beobachtung, daß es sich dabei meist um eine mächtige Kernmasse handelt, an deren Rändern oder an deren Basis Schubschollen auftreten, welche als Reste einer eigenen Schubdecke gedeutet werden können.

Ich habe mehrfach solche Schollen am Rande oder an der Basis von schweren großen Schubkörpern für die ausgewalzten Reste einer tieferen, aber gleichzeitigen Schubmasse gehalten.

Man vergleiche dazu die Ausführungen und Abbildungen in meinen Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

Heute möchte ich diese Deutung insofern einschränken, als wohl die fehlenden Teile einer solchen Schubdecke für mechanische Zerstörung allzu große sind.

Bei einer vergleichenden Übersicht der Kalkalpen fällt doch vor allem die geringe Masse dieser Schollen gegenüber den großen Kernmassen auf.

Sie bilden nur einen verschwindenden Bruchteil und man ist bei dieser Erklärungsweise immer wieder zur Annahme von riesigen Ausquetschungen und Abscherungen gezwungen.

Die in diesem Aufsätze geschilderten Verhältnisse der Berchtesgadener Decke und ihres Schollensaumes sind kein Ausnahmefall, sondern eher die Regel.

Was insbesondere entlang unserer Nordalpen als sogenannte Hallstätter Decke bezeichnet worden ist, stellt sich fast ausnahmslos nur in der Form von Einzelschollen oder Faltungsstücken dar.

Ihre Zahl ist groß, ihre Masse unbedeutend.

Wo immer wir die Ultradecken der nördlichen Kalkalpen betrachten, nirgends finden wir etwa zwei mechanisch ungefähr gleichwertige Stockwerke übereinander.

Immer ist die untere Decke nur noch aufgelöst in einzelnen Schollen vorhanden, die obere dagegen relativ wohl erhalten und oft noch weiterhin zusammenhängend.

Gewiß hat eine starke mechanische Einwirkung durch die höheren Schubmassen stattgefunden, aber man wird doch der Erosion die Hauptrolle bei der Auflösung der tieferen Decken in Schollen einräumen müssen.

Damit ist aber auch schon ein großer Altersunterschied zwischen dem Einschub der tieferen und der höheren Ultradecken zugestanden.

Für die Einwanderung der tieferen Ultradecken kommen bereits vorgosauische Zeiträume in Betracht, wogegen der letzte Vorstoß der höheren Ultradecken sich erst in jungtertiärer Zeit vollzogen hat.

Die weitgehende Zerstörung der älteren Ultradecken durch eine langandauernde Erosion, die Einsedimentierung durch Gosau- und Tertiärablagerungen, endlich die Überwältigung und Überdeckung durch die jüngeren Ultradecken verhindern uns, die Grenzen und Zusammenhänge der älteren Ultradecken genauer zu erkennen. Ihre Ausdehnung dürfte wohl ungefähr so groß wie die der jüngeren gewesen sein.

Wo sich die jüngeren Decken erhalten haben, sind zumeist auch noch Reste der älteren zu finden.

Dabei bleibt aber zu beachten, daß die Reste der älteren Schollen in der Einfahrtsrichtung der jüngeren Decken ziemlich weit verschleppt sein können.

Man wird also mit einer „scheinbaren Verbreiterung“ der älteren Deckenreste zu rechnen haben.

Wenn wir zum Schluß noch einmal die schematische Karte Fig. 1 betrachten, so bemerken wir auf derselben zwei große, miteinander parallele schräge Gefügeordnungen.

Die eine wird durch den Verlauf der Unterinntaler Tertiärbucht dargestellt, die andere durch die Nordwestgrenze der Berchtesgadener Decke.

Beide sind mechanische Grenzen und nicht etwa zufällige Erosionsränder.

Beide sind ihrer Bildung nach jünger als die dortigen Tertiärablagerungen und beide schneiden an ihrer Westseite ältere ostwestlich verlaufende Strukturen ab.

Bei der Berchtesgadener Decke ist wohl kaum zu bezweifeln, daß diese Schrägstruktur durch eine schräge Vorstoßbewegung dieser Schubmasse erzwungen worden ist.

Bei der Unterinntaler Tertiärmulde ist ein solches Wirkungsverhältnis durch die Kaisergebirgsdecke auf den ersten Blick nicht so eindeutig und klar gegeben.

Wenn man aber bedenkt, daß auf der Unterinntaler Tertiärmulde eine Reihe von Deckschollen lagern, welche sich wenigstens bis zum Oberangerberg erstrecken und so eine viel größere Ausdehnung der Kaisergebirgsdecke verraten, so wird auch hier der mechanische Zusammenhang dieser Schrägstellung mit dem Einschub der Kaisergebirgsdecke wahrscheinlicher.

Auf Fig. 1 tritt die verschiebende Wirkung von Kaisergebirgs- und Berchtesgadener Decke durch die Einzeichnung jenes Gewölbezuges aus Wettersteinkalk, welcher sich vom Unutz am Achensee bis zum Stauffen bei Salzburg verfolgen läßt, besonders deutlich hervor.

Dieses Bauelement entstammt bereits einer vorgosauischen Auffaltung und ist auch heute noch auf dem größeren Teil seiner Erstreckung eng mit Gosauschichten verbunden, die hier bis auf den bloßgelegten Wettersteinkalkkern transgredieren. Durch den tertiären Vorstoß der Kaisergebirgsdecke erlitt dieser Zug eine starke Ablenkung und Niederpressung.

Dieselbe Erscheinung tritt auch an seinem Ende im Bereiche des Stauffenzuges hervor.

Hier sinkt der Wettersteinkalkzug des Stauffen staffelförmig nieder, offenbar durch das nahe Heranrücken der Berchtesgadener Decke dazu veranlaßt. An beiden Kontaktstellen dieser Schubmassen wird der Wettersteinkalkzug aber nicht bloß abgelenkt und niedergedrückt, sondern auch schroff über sein nördliches Vorland vorgestoßen.

Diese mechanischen Zusammenhänge zwischen dem tertiären Vorstoß großer Schubkörper und so offenbaren Ablenkungen des basalen Gebirgsbaues eröffnen uns eine neue Möglichkeit, die verwirte Struktur der Nordalpen etwas aufzuhellen.

Charakteristisch ist für diese Struktur der häufig ganz unerwartete und auch im Streichen der Falten ganz unbegründete Wechsel im Bauplan.

Man hat häufig den Eindruck, daß eine ursprünglich ganz einfache, z. B. ostwestliche Faltenstruktur durch jüngere eindringende Schubmassen aus ihrer Richtung abgelenkt wurden.

Dabei gibt es aber auch ohne Zweifel andere Schubmassen, welche schon in den älteren Gebirgsbau hineinpassen, was aber heißt, daß ihre Einfaltung und Einschaltung erst nach ihrer Einschiebung erfolgt ist.

Man hat also zwischen Schubmassen zu unterscheiden, die nach ihrem Einschub auch mitsamt ihrer Umgebung mehr minder gleichsinnig gefaltet oder verschoben oder verworfen wurden, und solchen Schubkörpern die über eine noch erkennbare ältere Struktur ihres Untergrundes vordrangen und dieselbe ihrem Einschub entsprechend umformten. Diese Unterscheidungen sind natürlich erst von Bedeutung geworden, nachdem es sich herausgestellt hat, daß die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen nicht riesige zusammenhängende Überfaltungsdecken vorstellen, die von einem Ende dieses Gebirges zum anderen reichen und daher alles unter sich begraben haben, sondern viel wahrscheinlicher einzelne von einander getrennte und daher selbständige kleinere Schubkörper sind. Es ist als sicher anzunehmen, daß auch die älteren Ultradecken ihren Untergrund und ihr Vorland ebenso beeinflußt haben wie die jüngeren, soferne sie ungefähr von denselben Dimensionen gewesen sind. Das Entscheidende bleibt hier aber doch die vor dem Einschub bereits vorhandene Gebirgsstruktur. Ein Einschub von Schubmassen über eine flache, wenig gefaltete oder bereits tief abgetragene Landstruktur wird keine auffälligen, auch noch in späteren Zeiten erkennbaren Umformungen von Untergrund und Vorland hervorrufen. Dagegen wird der Einmarsch von Schubmassen über einen bereits lebhaft gefalteten Untergrund bedeutende Deformationen desselben bewirken. Es ist also die „Reliefüberschiebung“, welche uns hier in weitgehendem Maße Aufschluß über die älteren Strukturen eines Gebirges und ihre jüngeren Umformungen gewähren kann.

Es bleibt mir jetzt noch übrig, die hier vorgelegten tektonischen Anschauungen mit denjenigen zu vergleichen, welche F. Hahn 1913 über dasselbe Gebiet in diesem Jahrbuch veröffentlicht hat.

Es ist dabei zu folgender Schlußabrechnung der tektonischen Ereignisse gekommen:

1. Alte Faltung im Waidringer Sinn; Faltung der Decke.
2. Juvavische Deckenüberschiebung.
3. Bayrische Faltung von Basis und gleichgerichtete Verbiegungen der Deckenfläche.

4. Saalach-Senkbrüche.

5. Ostwestliche Querfaltung.

Meine Auflösung der tektonischen Vorgänge ist eine wesentlich andere:

1. Alte Faltung, nur noch in Umrissen feststellbar.
2. Einschub der Hallstätter Decke.
3. Auflösung der Hallstätter Decke zu den Hallstätter Schollen — Erosionsspiel und Einsedimentierung von Gosau und Tertiär.
4. Einschub oder wenigstens Vorstoß der Berchtesgadener Decke und Beiseiteschiebung oder teilweise Überwältigung der Hallstätter Schollen.
5. Jüngere Heraushebungen und Verbiegungen.

Diese Aufzählung hat weder ein Bestreben nach möglichster Vollständigkeit, noch auch nach zeitlich genauerer Fixierung.

Es scheint für eine Weiterarbeit und Verständigung hilfreicher, nicht allzu viele steife Grenzen aufzurichten, deren Genauigkeit für den Kenner doch nur eine scheinbare und vielfach sogar nur eine Aufzählung von Namen ist.

Was ich hier zu zeigen versuche, ist also in Kürze folgendes:

Kaisergebirgsdecke und Berchtesgadener Decke sind wahrscheinlich immer getrennte und selbständige Schubkörper gewesen.

Beide haben noch einen Vorstoß über tertiäre Ablagerungen ausgeführt.

Die Berchtesgadener Decke ist von einem Saum von Hallstätter Schollen umgeben.

Diese Hallstätter Schollen sind nicht so sehr durch tektonische Gewalten, als vielmehr durch Erosion aus einer Hallstätter Decke hervorgegangen.

Der Einschub der Hallstätter Decke ist viel früher erfolgt als der Einschub der Berchtesgadener Decke. Letztere fand die Hallstätter Decke bereits in völliger Schollenauflösung vor. Sie hat diese Schollen bei ihrem Vormarsch teilweise überwältigt, teilweise aber auch nur vor sich her oder zur Seite geschoben.

So ist auch die hier geschilderte randliche Anhäufung und Anordnung der Hallstätter Schollen zustande gekommen.

Die Berchtesgadener Decke und wohl auch die Kaisergebirgsdecke sind von Senkungsbrüchen und Einbiegungen umrandet, welche durch die schwere Überbelastung ausgelöst worden sind. Sie zeigen uns an, daß beide Decken keinen wesentlich größeren Umfang besessen haben.

Beide Schubmassen haben endlich bei ihrem Vormarsch ihren Untergrund und ihr Vorland stark beeinflußt und dabei die älteren Strukturen mächtig verbogen und niedergedrückt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1927

Band/Volume: [77](#)

Autor(en)/Author(s): Ampferer Otto

Artikel/Article: [Über den Westrand der Berchtesgadener Decke 205-232](#)