

entwickelt, und zwar ebenfalls stärker in der prätriten Hälfte. Der wenig entwickelte Talon ist mehrspitzig; die vordere talonartige Wucherung ist abgebrochen.

Die Dimensionen zeigen, daß der Zahn einem ziemlich großen Individuum gehörte; er befindet sich in dem ersten Stadium der Abkauung, indem nur die erste Jochhälfte wenig benützt erscheint. Bei einer sagitalen Länge von 175 mm besitzt er eine maximale vordere Breite von 110 mm (an der Kronenbasis gemessen) und eine minimale hintere Breite von 90 mm.

M. Borsoni gilt als eine der bezeichnendsten Formen der oberpliocänen Ablagerungen¹⁾, obwohl er sehr oft auch aus der pontischen Stufe erwähnt wird²⁾. In Südrußland scheint er sogar noch früher gelebt zu haben, da man ihn in den mäotischen Schichten von Nikolajew und von Odessa (Villa Tomasini) gefunden hat³⁾. Aber auch in den pontischen Ablagerungen und in noch jüngeren, wie zum Beispiel in den Baltaschichten (Podolien) oder in der Nähe der Stadt Reni am Prut, an der Grenze der Moldau, wurde er angetroffen, wo er zusammen mit *M. arvernensis* vorkommt⁴⁾. Der in Rumänien gefundene Zahn ist infolgedessen nur dadurch wichtig, daß er die Verbreitung dieser Art auch in unserem Lande während der Tertiärzeit beweist.

Vorträge.

Dr. O. Ampferer. Die Bergstürze am Eingang des Ötztals und am Fernpaß.

Die großartigen Schuttlandschaften, welche die Mündung des Ötztals, den Tallauf des Fernpasses besetzt halten und jenen Gegenden durch ihr unerschöpfliches, lebendiges Formenspiel hohen Reiz zu verleihen vermögen, haben bereits eine Literatur verschiedener Erklärungen gewonnen. Eine Anzahl von neuen Beobachtungen bildet für mich den Anlaß zu einer neuerlichen Darstellung beider Gebiete.

Wenden wir uns zuerst dem Tschirgantbergsturz zu, dessen Trümmernmassen den Eingang des Ötztals belagern, weil hier die Erscheinungsform des Bergsturzes eine sehr klare ist.

Der Bergkamm, der im Tschirgant (2372 m) seine höchste Erhebung erlangt, begleitet das Innthal auf seiner Nordseite von Imst bis gegen Telfs. Er wird von einem eng zusammengepreßten Triassattel gebildet, an dessen Aufbau sich ein schmaler Kern von Muschelkalk, dann Wettersteinkalk und Dolomit, Raibler Schichten sowie Hauptdolomit beteiligen. Dieses Gewölbe ist nur im Gebiete des Tschirgant im Westen ziemlich vollständig erhalten, während es gegen Osten immer tiefer hinein vom Inn angeschnitten wird. Der Abhang gegen das Innthal ist durchweg sehr steil und weist auf der kurzen Strecke

¹⁾ Th. Fuchs. Über neue Vorkommnisse fossiler Säugetiere von Jeni Saghra in Rumelien. Diese Verhandl. 1879, pag. 59.

²⁾ R. Hoernes. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903, pag. 99.

³⁾ N. Andrusow. Die südrussischen Neogenablagerungen. 3. Teil. 1902, pag. 46.

⁴⁾ P. Wenjukow. Die Säugetierfauna der Sandschichten von Balta im Gouvernement Podolien. St. Petersburg 1902, pag. 193.

von Haiming bis Roppen innerhalb 5 km Erstreckung drei große und selbständige Bergstürze auf, von denen der westlichste bei weitem am mächtigsten entfaltet ist.

Sein Abrißgebiet greift am Ostgrat des Tschirgant bei P. 2232 nahezu bis auf die Kammhöhe und umfaßt von 2200 m abwärts bis 1100 m mit Einschluß der östlichen zugehörigen Runsen eine Fläche von ungefähr $1\frac{1}{5}$ km². Der größte Teil dieses Gebietes besteht aus Wettersteinkalk und Dolomit. Nur am unteren Ende und an der nördlichsten oberen Ecke werden auch schmale Züge von Raibler Schichten (gelbliche Rauhwacken, schwarze Schiefer, bräunliche Sandsteine, dunkle Kalke) sowie Hauptdolomit mit ergriffen.

Die grelle, weißlichgraue Farbe der steilen, wildzerfurchten Wände und Rinnen hat für die volkstümliche Bezeichnung „weiße Wand“ den Anlaß geboten. Am unteren Rande verengen sich diese weiten Rachen zu schmalen Schlünden, die von einer Zone von Hauptdolomit begrenzt werden, welche kleine gerundete Wandstufen bildet, unter denen die großen Schuttkegel ansetzen, die bis zum Inn in sehr gleichmäßiger Neigung hinabströmen. Der Inn selbst wird von den im unteren Teile vereinigten Schuttkegeln kräftig zurückgedrängt und zeichnet ihnen die Südgrenze vor, wobei zu bemerken ist, daß der Schuttkegel fast überall allmählich oder mit niedriger Abschwemmstufe dem Flußbett naht.

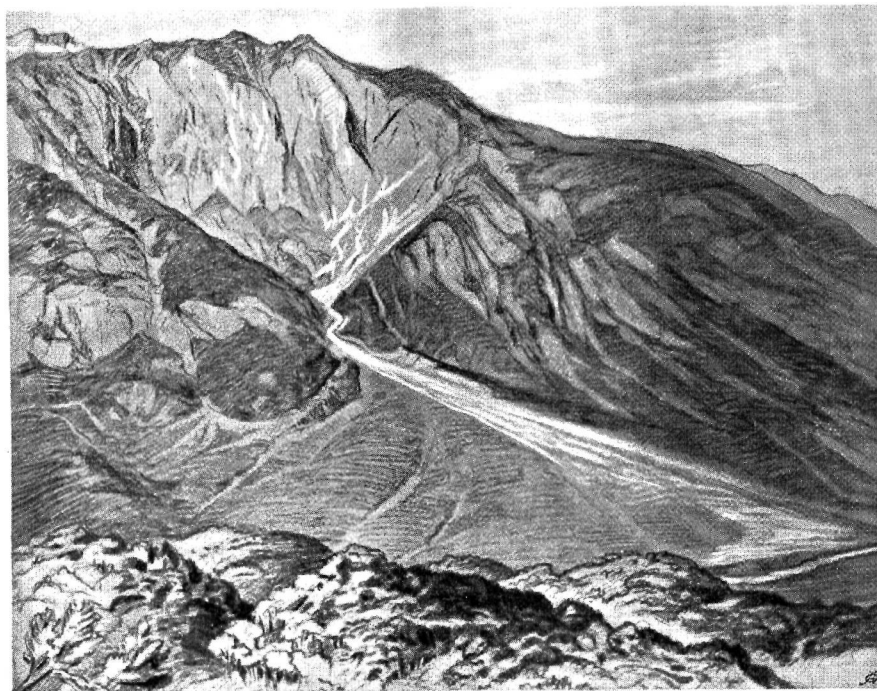
Jenseits des Inn beginnt genau gegenüber eine sehr ausgedehnte Anhäufung von meistens großen scharfkantigen Trümmern aus Wettersteinkalk und Dolomit (sehr untergeordnet aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Urgoröllen), welche ungefähr das Dreieck zwischen Dorf Mairhof – Station Ötztal im Inntal und dem Dorfe Ebene im Öztale erfüllen. Im Norden begrenzt der Inn diese hochwogende, rauhwellige Landschaft, während die Öztaler Ache dieselbe in zwei sehr ungleiche Teile zerschneidet. Der viel größere westliche Teil wird außerdem noch unvollständig durch den Urgebirgsrücken des Rammlstein (879 m) in zwei sehr ungleiche Teile zerlegt.

Der weitaus größte Teil dieser Schuttmassen besteht aus großen, wirr gelagerten, scharfkantigen Klötzen von Wettersteinkalk und Dolomit, zwischen denen ganz unregelmäßig verteilt feinerer, ebenfalls scharfkantiger, zermalmters Schutt eingefügt ist.

Die Unterlage dieser Schuttdecke ist nur an wenigen Stellen längs der tiefen Einrisse des Inn und der Öztaler Ache entblößt. Die umfangreichsten Aufschlüsse finden sich in der Gegend der Mündung der Öztaler Ache. Hier sehen wir an beiden Ufern zu unterst eckiges, kleineres Trümmerwerk aus Wettersteinkalk vermischt mit Urgoröllen. Darüber lagern als unregelmäßige Einlagen Massen von horizontal geschichteten, körnigen Sanden und stark gerollten Schottern. In diesen Lagen sind Protogingerölle sowie Stücke aus rotem Buntsandstein nicht selten enthalten. Über diesen Schichten breitet sich dann wieder in unregelmäßiger Begrenzung die Bergsturzmasse aus, wobei feines, zerriebenes, zermalmters Material von Wettersteinkalk und besonders Dolomit die Unterlage zu bilden scheint. Diese dolomitischen Griesmassen an der Sohle des großen Blockwerkes sind sehr gut nordöstlich der Eisenbahnbrücke über die Öztaler Ache,

am Abbruch gegen den Inn sowie am Eisenbahneinschnitt gegenüber dem scharfen Innbug nördlich von Mairhof zu sehen. An ersterem Aufschluß tritt auch die unregelmäßige gegenseitige Begrenzung von geschichteten Schottern, Sanden und der feinen und groben Bergsturm-masse deutlich hervor. Am Ufer der Öztaler Ache und weiter auch am Inn trifft man hier ganz ausgezeichnete Auswitterungen von großoolithischem Wettersteinkalk. Die Unterlage des Bergsturzschuttes ist auch am südlichsten großen Aufschluß gegenüber von Sautens an der Öztaler Ache zu beobachten. Hier bilden gröbere geschichtete und gerollte Schotter aus Öztaler Gesteinen den sichtbaren Untergrund, den ebenfalls wieder unregelmäßig der feine, schlammige Schutt des Bergsturzes überdeckt. Dieser Schutt sieht von fern der Verwitterung und Farbe nach einer Grundmoräne nicht unähnlich, unterscheidet sich aber von einer solchen durch die Form und Zusammensetzung der Bestandteile. Diese Masse, welche in ihren oberen Lagen auffallende grellgelbe Verwitterungsfarben aufweist, enthält neben Wettersteintrümmern und Hauptdolomit vielfach Sandsteine, Schiefer und gelbliche Rauhvaccken der Raibler Schichten. So leicht zerstörbare Gesteine wie die Schiefer und Rauhvaccken der Raibler Schichten habe ich nie in größeren Massen und weitab von ihrem Anstehenden in Grundmoränen beobachten können. Auch hier lagern in der Nähe bei Ambach Hügel aus grobem Trümmerwerk über diesem unteren feinen Schutte. Indessen sind nicht bloß in der Grundlage der Bergsturm-massen Urgebirgsgerölle anzutreffen, sondern solche liegen fast über die ganze Ablagerung hin zerstreut. Meistens sind es ziemlich kleine, stark gerollte Geschiebe, die sich nicht in größerer Masse zusammenfinden. Auch Gerölle von Buntsandstein habe ich an der Oberfläche sowohl östlich wie westlich der Öztaler Ache beobachtet. Während aber diese dünne Besäung weite Verbreitung besonders in den Mulden und Furchen aufweist, stellt sich entlang des Felsrückens des Silzer Berges gegen das Inntal zu eine Zone ein, in der wir reichliche, oft sehr große gerundete Blöcke aus Öztaler Gesteinen sowie gerollte Schotter neben sandigen und lehmigen Einlagen sehen. Trümmer von Wettersteinkalk sind mehr oder weniger häufig wenigstens in den oberflächlichen Teilen beigemengt. Verfolgt man diese Zone, so gewahrt man, daß dieselbe zwischen Station Ötztal und dem Gehänge des Silzer Berges stark an Breite gewinnt und sich außerhalb der Bergsturm-massen mit einer Ablagerung von gerollten Schottern und Sanden vereinigt, die zahlreiche mächtige Blöcke umschließt. Diese ganze aus zentralalpinen Gesteinen bestehende Anhäufung zieht als Streifen entlang dem Abfalle des Silzer Berges auch im Süden der Haiminger Bergsturm-masse bis in die Gegend von Silz. Außer diesen eben geschilderten Verunreinigungen mit kristallinischen Gerölli- und Block-massen zeigt sich die gewaltige Trümmerlandschaft von ganz einheitlicher Zusammensetzung. Sehr deutlich spricht für ihre Abstammung vom Tschirgant eine Einlagerung von meist sehr großen eckigen Klötzen einer lichten Breccie aus kleineren kantigen Wettersteinkalk-trümmern, die entlang der Westgrenze des Bergsturzes von Mairhof am Wege gegen Sautens bis über die erste Kapelle hinauf verstreut liegt. Eine genau so zusammengesetzte Breccie habe ich vor mehreren

Fig. 1.



Tschirgantbergsturz.

(Nach einer Skizze von Dr. W. Hammer.)

Jahren am Aufstieg von der Karreser Alpe gegen den Tschirgant entdeckt. An dem eben genannten Fahrwege gegen Sautens begegnet man außerdem mehrfach Einlagerungen von Rauhwacken und Schiefen der Raibler Schichten und auch feinem dolomitischen Gries. Auch die von Frech nördlich von Sautens vermerkten Moränen bestehen aus solchem schlammigen feineren Bergsturzschutt.

Die ganze Trümmermasse zeigt allenthalben eine eigentümlich unruhige, rauhwellige, bucklige Oberfläche ohne besonders stark hervortretende Streichrichtungen, wenn sich auch eine Anordnung in Wellenzüge ungefähr parallel dem Inntale bemerken läßt. Einzelne freistehende, kleinere Hügel sind in der Nähe von Ambach im Öztale zur Ausbildung gekommen.

Der mächtige junge Schuttkegel, auf dem das Dorf Sautens steht, hat in einschneidender Weise in diese Trümmermassen eingegriffen und einen erheblichen Teil derselben entfernt, was man leicht daraus ersehen kann, daß dieselben jenseits der Öztaler Ache entlang dem Fuße dieses Schuttkegels noch bis zur Ortschaft Ebene reichen.

Die Unterlage dieser großen Schuttlandschaft gehört nicht bloß dem Inntale, sondern auch dem Öztale an und umfaßt außerdem an der Südwestseite einen beträchtlichen Teil des Berggehanges. Da wir an der Mündung der Öztaler Ache und entlang dem Inn mehrfach die Unterlage der Bergsturzmasse aufgeschlossen finden, werden wir nicht viel fehlen, wenn wir dieselbe im Inntale in ungefähr 680 bis 690 *m* einschätzen. Das südlichste Vorkommen bei Ebene im Öztale zeigt an seinem Fuße in etwa 730 *m* Höhe die Unterlage von geschichteten Schottern. Entlang dieser geringsten Steigung des Untergrundes von durchschnittlich 45 *m* auf 3000 *m* horizontale Erstreckung fand der größte Vorschub der Massen statt. Auf den meisten anderen Bahnstreifen mußte die Fahrt der Sturztrümmer viel steilere Steigungen überwinden. Die größte derselben ist wohl am Westrande südlich von Mairhof vorhanden, wo die bewegten Massen vom Niveau des Inn bei 680 *m* bis zu 900 *m* emporstrebten, also bei 1200 *m* horizontaler Entfernung über 200 *m* ansteigen mußten.

Übrigens wurde auch der quervorliegende 879 *m* hohe Wall des Ramlstein noch von einer sehr großen Masse überfahren. Aus diesen Angaben ersieht man sofort die außerordentlich unregelmäßige Form der Fläche, auf welcher sich der Bergsturz ausbreitete.

Trotzdem ist die Streuung des Sturzes, das heißt das Verhältnis der Fläche der Ausbruchsnische zu der gesamten übrigen durchfahrenen und bestreuten Fläche nahezu gleich 1 : 5.

Allerdings ist die Höhe der Sturzbahn bis ins Niveau des Inn nahezu 1500 *m*. Dabei ist das in die Horizontalebene projizierte Verhältnis der abfallenden Bahnstrecke zur wieder ansteigenden im Maximum gleich $2\frac{1}{2} : 3\frac{1}{2}$.

Der größte Abstand vom oberen Rande des Abbruches bis zu den äußersten Kalkklötzen bei Ebene im Öztale beträgt in horizontaler Entfernung über 6 *km*. Verbindet man die höchste Stelle der Ausbruchsnische mit den äußersten Blöcken so erhält man ein Gefälle von 14°. Dabei ist in dieser Richtung die Neigung der abfallenden Bahn 31°.

Bezüglich des Alters und der Entstehung dieses Bergsturzes, der nach der Definition von Heim als Felssturz zu bezeichnen ist, sind schon verschiedene Ansichten ausgesprochen worden, welche Penck in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ bei der Besprechung dieser Schuttlandschaft (S. 348—349) zum Vortrag bringt.

Halbwegs sichere Schlüsse zu ziehen gestatten nur die Aufschlüsse nördlich vom Inn, wo deutliche und ausgedehnte Reste von typischer Grundmoräne in naher Lagebeziehung zu den Bergsturmassen erhalten sind. Diese stark bearbeiteten, charakteristischen Grundmoränen mit reichlichen zentralalpinen Stücken und massenhaften geschliffenen und gekritzten Geschieben (meist aus Hauptdolomit) überziehen vom Becken von Imst her über Karrösten und Karres das ganze untere felsige Gebänge und reichen stellenweise (am Wege zur Karreser Alpe) bis 1400 *m* Höhe daran empor. Auch unterhalb der Ausbruchsnischen sind nun diese Grundmoränen in großen Mengen vorhanden, jedoch stets in solcher Lage, daß sie die geschützten Räume zwischen Schuttkegel, Muhrinnen und unversehrttem Berghang ausfüllen.

Als ich zum erstenmal über die Schuttmassen gegen die Ausbruchsnische emporstieg und an den Seiten der Schuttkegel die entblößten Steilwände von gut bearbeiteter Grundmoräne hoch aufragen sah, hielt ich die letztere für jünger und erst nachträglich den Schuttkegeln aufgelagert. Eine nochmalige Begehung dieser Gebänge in Zusammenhang mit der Untersuchung der südlich vom Inn liegenden Bergsturmassen hat Zweifel an der Richtigkeit dieser Anschauung eröffnet.

Die Grundmoränenmassen ziehen nämlich am Westrande des großen Schuttkegels „breite Muhre“ bis zum Innbett hinab, finden jedoch jenseits des Inn keine Spur einer Fortsetzung.

Der Inn beschreibt gerade an dieser Stelle (nördlich von Mairhof) eine scharfe Biegung gegen Norden, so daß die mächtigen Grundmoränen entlang der äußeren Uferlinie enden, während ihnen gegenüber das grobe Trümmerwerk und der feinere Dolomitgries am anderen Ufer eine weit vorspringende Landzunge ausschließlich zusammensetzen. Die Zusammensetzung dieses Vorsprungs aus grobem Blockwerk aus Wettersteinkalk und Dolomit und feinem dolomitischen Gries ist mehrfach und auch an dem Eisenbahneinschnitte hinter der Landzunge gut erschlossen. Bemerkenswert ist auch, daß am Fuße der Grundmoränen, welche den Inn an der Nordseite bis zum Dolomitkopf bei Roppen begleiten, stellenweise spärliche Reste einer Breccie aus feinerem, eckigem, geschichtetem Schutt vorspringen. Das Material ist Kalk und Dolomitschutt. Zwischen dieser Lage und den Grundmoränen treten zahlreiche kleine Quellchen knapp über dem Innbette heraus. Die großen flachen Schuttkegel, welche zwischen den Grundmoränenrücken herunterziehen, finden am Inn ihren Abschluß. Südlich beginnt sofort die mächtige, rauhwellige Blockstruktur, von der nordwärts des Inn keine Andeutung zu beobachten ist.

Diese Verhältnisse führen zu der Annahme, daß die überaus mächtigen Grundmoränen vom Inntalgletscher (im Bühlstadium) vor dem Losbruche des Bergsturzes abgelagert wurden. Durch die nach

dem Eistrückgange eingreifende Erosion wurden die meisten dieser Ablagerungen wieder entfernt. Nun lösten sich die Bergsturm Massen ab, fuhren über die Reste von Grundmoränen zu Tal und warfen den weitaus größten Teil ihrer Trümmer gegen den Eingang des Ötztals. Die noch jetzt vielfach erhaltenen feinen Gries- und Reibungsmassen dürften nach ihrer Lage am Rande oder an der Unterseite des groben Trümmerwerkes im Verein mit mitgerissenem Grundmoränenmaterial eine die Reibung wesentlich vermindernde Zwischenschicht gebildet haben. Jetzt ist dieses feine Zerreibsel an den meisten Stellen wohl durch Wasser entfernt worden.

Die gewaltige Wucht der hohen Sturzfahrt trieb die ganze Masse so kräftig von dem Berghange weg, daß zwischen diesem und der mächtigen Anhäufung der Trümmer ein ziemlich schuttfreier, daher auch relativ niedriger Streifen verblieb. In dieser Zone entlang dem Berghange schuf sich der Inn seinen Durchbruch.

Die mächtigen Schuttkegel nördlich vom Inn sind in dem Sinne ganz junge Bildungen, daß sie sich auch jetzt noch fortwährend in Weiterentwicklung und Umgestaltung befinden.

Einer besonderen Erwähnung sind noch die massenhaften, meist großen Klötze aus Ötztaler Gesteinen wert, welche entlang dem Fuße des Felsrückens des Silzer Berges vorherrschen und in jenen Streifen von Urgeröllen übergehen, der sich bis in die Gegend von Silz als niedrige Terrasse hinzieht. Wahnschaffe glaubt in dieser Ablagerung am Eingang ins Ötztal die Reste einer eiszeitlichen Endmoräne des Ötztaler Gletschers zu erkennen (Naturwissenschaftliche Wochenschrift. Jena 1902, S. 140—141). Diese Erklärung ist nicht unwahrscheinlich, wenn auch solches kristallines Blockwerk nur am östlichen Ufer der Ache und da vermischt mit Kalktrümmern, seltenen Buntsandsteinstückchen, Spuren von kalkalpiner Grundmoräne anzutreffen ist. Auffallend ist auch, daß dieses grobklotzige Blockwerk größtenteils schon im Inntal und knapp neben dem östlichen Mündungsrande des Ötztals lagert. Auf der anderen Seite der Ache findet man keine Andeutung einer entsprechenden Einlagerung. Sicherlich hatte die Erosion zur Losbruchszeit des Bergsturzes schon den größten Teil eines solchen Moränenwalles entfernt. Für diese Erklärung spricht auch der Übergang des groben Blockwerkes inntalabwärts in mehr geschichtete Massen von Schottern und Sanden, welche das Schotterfeld vor der Endmoräne darstellen würden. Möglich wäre es allerdings auch, daß wir in diesem Blockwerke nur eine Aufstauung von Blöcken der Ache durch die Wucht des anfahren den Bergsturzes vor uns haben. Jedenfalls bildet diese Einlagerung nur einen geringfügigen und ganz seitlichen Teil der riesigen Bergsturm Massen.

Durch die Annahme, daß der Bergsturz über die Grundmoränenmassen zu Tal fuhr, wird die Erscheinung leichter verständlich, daß der Inn eine so scharfe Grenze zwischen Grundmoränenablagerungen und Schuttkegel einerseits, Bergsturztrümmerwerk andererseits ziehen konnte. Es wäre doch höchst unwahrscheinlich, daß nördlich des Inn so mächtige, gut gearbeitete Grundmoränen abgelagert, so ausgeprägte Rundformen im Felsgehänge geschaffen würden und gleichzeitig südlich des Flusses die weithin sperrenden Trümmerhügel nicht

beseitigt oder verändert sein sollten. Innerhalb des Bergsturzwalles konnte ich im Ötztale keine sicheren Spuren einer Stauseeablagerung entdecken, wohl aber finden sich am Inn oberhalb des Bergsturzes bei Roppen auf beiden Talseiten 15 bis 20 m mächtige, horizontal geschichtete Schotter mit Einlagen von Sanden.

Der Talzug des Fernpasses besteht aus zwei nordsüdlich und quer zum Streichen angelegten Teilen, denen eine dem Gebirgsstreichen folgende Strecke zwischengeordnet ist.

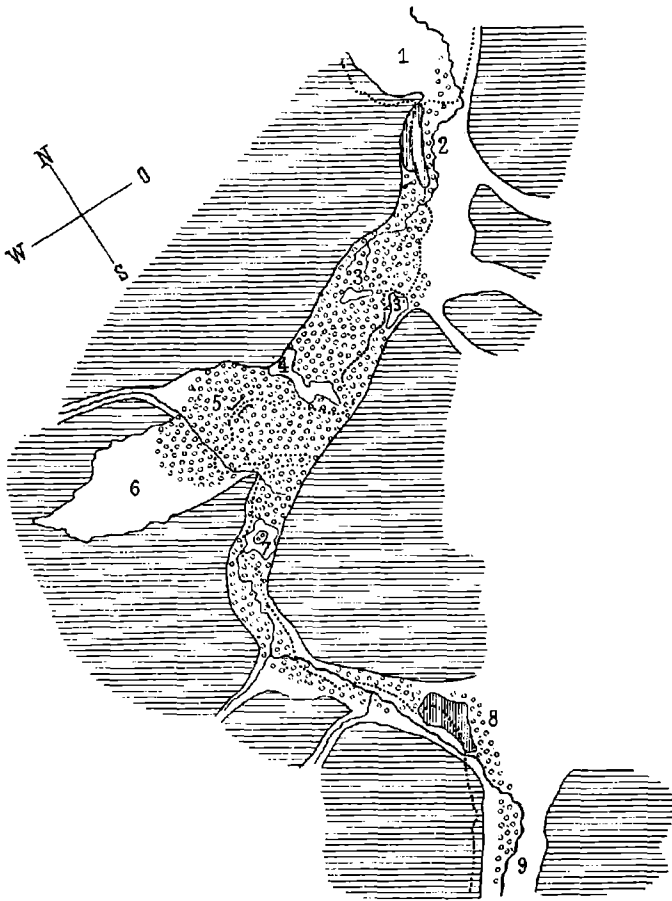
Diese S-förmige Talschlinge besitzt, wenn wir von den Schutteinfüllungen absehen, eine ausgesprochen trogartige Gestalt mit steilen, glatten Wänden und breitem Grunde. Die Höhe des Talbodens beträgt im Süden bei Nassereith 820 m, im Norden bei Biberwier am Beginn des Lermooser Beckens 970 m. Bei Nassereith liegt jedoch der feste Felsgrund noch ziemlich tiefer, während wir am Nordrande des Lermooser Beckens am Ausfluß der Loisach bei 960 m schon auf den Felsboden treffen. Bedenkt man außerdem, daß knapp unterhalb des eigentlichen Paßwalles an seiner Westseite Taltiefen von nur 960 m zwischen mächtigen Schutthäufen vorhanden sind, so wird man die Annahme nicht allzu unwahrscheinlich finden, daß hier vor der Einlagerung der Schuttmassen eine völlig dem Innale zu geneigte Talverbindung bestand. Heute ist dieser Talzug durch ungeheure lose Gesteinsmassen so erfüllt, daß der höchste Wall eine Wasserscheide zwischen Loisach und Inn bildet.

Die Schuttmassen, welche diese einschneidende Veränderung hervorriefen, bestehen nun zum weitaus größten Teile aus scharfkantigen, zersplitterten Trümmern von Hauptdolomit und Plattenkalk.

Diese Trümmermassen erstrecken sich im Norden nahezu zusammenhängend bis in die Gegend von Biberwier, einzelne Schutthügel lagern sogar noch im Lermooser Becken, im Süden lösen sie sich viel rascher in einzelne, erst riesige Haufen auf, die sich allmählich verkleinern und von denen die äußersten noch südlich von Nassereith im Gurgltale liegen. Dabei nimmt von beiden Enden sowohl die Größe der Schutthügel und Wälle wie auch der durchschnittliche Umfang der Felstrümmern gegen die Mitte zu, wo auch der mächtigste Wall, der den Paß bildet, sich breit macht. An seinem Aufbau beteiligen sich die größten Gesteinstrümmern, oft so große, daß man sie ohne Betrachtung der ganzen Ablagerungsart für anstehende Felsen halten könnte.

An der Oberfläche dieser mächtigen, wildwogenden Trümmerlandschaft sind keine erratischen Stücke gefunden worden, welche nicht höchstwahrscheinlich durch menschliche Tätigkeit dahin gelangten. Wohl aber sind schon durch die Arbeit Falbesoners („Der Fernpaß und seine Umgebung in bezug auf das Glazialphänomen“, Wien 1887, Verlag A. Pichlers Witwe & Sohn) sowie durch die neuen Feldaufnahmen eine Anzahl von Stellen bekannt geworden, wo am Fuße der Trümmerhaufen sich Einlagerungen von deutlicher Grundmoräne oder reichliche zentralalpine Geschiebe finden. Das südlichste Vorkommen liegt neben dem Gipsbruche nördlich von Nassereith, wo am steilen Fuße des Berghanges Reste von gut gearbeiteter Grundmoräne mit

Fig. 2.



Skizze der Verteilung der Bergsturztrümmer am Fernpass.

Erklärung der Ziffern:

- 1 Lermooser Becken.
- 2 Dorf Biberwier.
- 3, 3' Mittersec, Weissensee.
- 4 Blindsec.
- 5 Fernpaß.
- 6 Ausbruchsnische des Bergsturzes.
- 7 Samcrangersee (Fernstein).
- 8 Nassereith.
- 9 Gurgltal.

Die Horizontalschraffierung bedeutet Berghänge.

gekritzten Geschieben und zentralalpinen Stücken anstehen. Etwas vor Schloß Fernstein sowie am künstlichen Zugang zur Schloßruine am Fernstein See trifft man am Fuße der Trümmerhaufen zentralalpine Gerölle. Die weiteren Aufschlüsse befinden sich jenseits des Passes und der umfangreichste begleitet den Weißensee längs seiner Nordseite. Er enthält zahlreiche zentralalpine Gerölle, die, wie ein größerer Anbruch lehrt, auch wirklich sich ins Innere der Schuttmassen fortsetzen. An der Ostseite des Mittersees ist ein größeres Lager von quarzigem Mehlsand mit Urgebirgsgeröllen erschlossen. Auch oberhalb der Quelle des durch Biberwier fließenden Bächleins sowie am Fuße des Hügels am Südeingang dieses Dorfes sind erratische Geschiebe sowie Reste von Grundmoränen erhalten. Die Gesamtheit dieser größeren Fundstellen und noch mancher kleinen macht es wahrscheinlich, daß hier Eismassen aus dem Innental gegen Norden geschoben wurden, bevor noch die großen kantigen Trümmer zur Einlagerung gelangten.

Die gleichmäßig von beiden Enden der Trümmerablagerung gegen die Mitte (den Paßwall) zunehmende Steigerung der charakteristischen Verhältnisse weist darauf hin, in dieser Gegend nach der Quelle der ganzen Bildung zu forschen.

Hier sehen wir nun am Ostgehänge des Loreakopfes, gerade gegenüber der Paßschwelle, die gewaltige Ausbruchsnische eines Bergsturzes (Felssturzes nach Heim) klaffen. Der Paßwall liegt derselben gleichsam zu Füßen.

Diese Nische hat eine ziemlich symmetrische Gestalt, besitzt in der Tiefe die größte Ausdehnung und verschmälert sich dann gegen oben zuletzt in eine schmale Runse.

Die größte Höhe erreicht der Ausbruch bei etwa 2100 *m*, seine aufgeschlossene Tiefe reicht bis gegen 1100 *m* herab, doch ist eine beträchtliche weitere Senkung seiner Bahn sicherlich anzunehmen. Dafür spricht wohl vor allem die breite, gar nicht eingeeengte Mündung, die eben nicht die wirkliche Endigung der Ausbruchsnische darstellt, welche ganz von Schutt verhüllt ist. Neben dieser breiten unteren Öffnung ist noch die nicht besonders steile Neigung des umgebenden Berghanges sowie der Umstand auffallend, daß der Abbruch sich ungefähr in der Streichrichtung der Hauptdolomitschichten vollzog.

Die Öffnung des Ausbruches ist gerade gegen Osten gerichtet und dem entspricht auch die Hauptmassenanhäufung in dieser Richtung, während fast senkrecht dazu, gegen Süden, nur ein unverhältnismäßig kleiner Teil, vielleicht $\frac{1}{6}$, vorgetrieben wurde. Diese Zerlegung des Trümmerstromes in zwei nahezu senkrecht zueinander verlaufende Kanäle ist ebenfalls eine sehr eigenartige Erscheinung.

Die Abschwächung der treibenden Kraft drückt sich dabei nur in der Verteilung der Massen aus und nicht in der Länge der durchfahrenen Bahnen, indem die äußersten Dolomittrümmerhügel im Süden von Nassereith ebenso ungefähr 10 *km* von der oberen Kante des Abbruches entfernt liegen, wie die nördlichsten gleichgebauten Hügel im Lermooser Becken.

Sehr verschieden ist aber die Anordnung der Trümmernmassen in diesen beiden Kanälen.

Im unteren Teile der großen Nische selbst liegt schon ein wahrscheinlich ganz junger, beträchtlich umfangreicher Schuttkuchen.

Dann folgt jenseits des kleinen Kälbertalbaches der gewaltigste Wall, welcher von einer Talseite zur anderen reicht und den eigentlichen Paß bildet.

Wie man aus seiner Südwestseite erschen kann, besteht dieser Wall aus einer über 200 m hohen Anhäufung von teilweise ganz riesigen Felstrümmern. Der durch diesen Schuttwall jedenfalls einst abgestaute Kälbertalbach hat seine Schuttmassen noch vermehrend darangebaut. Jenseits folgt ein tiefer Graben, der ebenfalls von einer Bergseite zur anderen läuft und jetzt teilweise von dem herrlichen Blindsee erfüllt wird.

Dieser Grube folgen zwei Wälle und Gräben. In dem zweiten Graben ruht der Mittersee und der benachbarte Weißensee. Nun erhebt sich noch ein ziemlich breiter Wall, der indessen schon mehr zum Zerfall in einzelne Hügelreihen neigt. Weiter nordwärts treten dann nur mehr freistehende Hügel auf, die zwischen sich ziemlich ebene Flächen lassen, an denen stellenweise die Erzeugung durch die Arbeit der Bäche wahrzunehmen ist. Diese steilwandigen, kegelförmigen Hügel erreichen gegen 50 m Höhe, die meisten aber bleiben darunter, und zwar nimmt ebenfalls mit größerer Entfernung Höhe und Umfang ab.

Während so in der geraden Richtung des Bergsturzes anfangs große, dann kleinere Wälle und endlich zerstreute Hügel auftreten, zeigen sich in der südlichen gebrochenen Richtung überall nur einzelne Hügel, erst sehr große, dann immer kleinere, die auch weiter voneinander abstehen. Sämtliche von den Seitenbächen und Rinnen herausgebauten Schutt- und Muhrkegel erweisen sich als jünger, indem sie in ihrem Bereiche die Hügel zerstört, eingeschwemmt und über-schüttet haben.

Bemerkenswert ist auch die Erscheinung, daß beide vom Bergsturz benützten Talläufe ganz beträchtliche Krümmungen beschreiben, welche den Trümmern keinen Einhalt geboten.

Vergleichen wir auch hier die Fläche der Ausbruchsnische mit der Überschüttungsfläche, so erhalten wir $3 \text{ km}^2 : 14\frac{1}{3} \text{ km}^2$, also nicht ganz eine Streuung 1:5.

Dabei ist allerdings zu bedenken, daß einerseits der Umfang der Nische teilweise verdeckt ist, während andererseits die durchfahrene Fläche an einzelnen Stellen locker oder gar nicht beschüttet wurde.

Entsprechend der ziemlich geringen Neigung der Ausbruchfläche, die nur ein Gefälle von etwa 1100 m auf 3 km (22°) aufweist, lagert auch der mächtigste Schuttwall schon knapp vor der Mündung und nimmt die getriebene Masse mit der Entfernung viel rascher ab als beim Tschirgantsturz.

Dafür steht hier einer Sturzbahn von 3 km Länge und 1100 m Fall eine Treibbahn von 7 km gegenüber, die allerdings entweder nur wenig ansteigend oder, wie in der südlichen Richtung, sogar durchaus flach abfallend ist. In der Richtung gegen das Lermooser Becken beträgt die Gesamtneigung der Bahn nur 7° .

Das Auffallendste ist neben der eigentümlichen Gestalt der Schutthügel wohl die große Entfernung bis zu welcher der Bergsturz

gleichmäßig in zwei nahezu senkrechten Richtungen seine Massen auseinandertrieb.

Die streuende Gewalt dieses Sturzes bleibt trotz der scheinbar so bedeutenden erzielten Entfernungen, hinter der des Tschirgantsturzes zurück. Die langen Bahnen sind wohl dadurch zu erklären, daß die rasch bewegten Massen in verhältnismäßig schmalen Kanälen vorwärtsgedrängt wurden.

Interessant ist auch die Beobachtung, daß die jüngeren von den Bergflanken herabstrebenden Schuttkegel gegenüber der durchaus einheitlichen Gesteinszusammensetzung der Trümmerhügel und Wälle die allerverschiedensten Bestandteile in großen Massen enthalten, je nach der geologischen Beschaffenheit ihres Bereiches. Aus dem Gafleintale kommen neben zentralalpinen Geröllen reichlich Wettersteinkalk und auch Raibler Schichtentrümmer. Auch der Tegesbach bringt viel Wettersteinkalk, daneben Reste von Kössener Schichten und Juragesteinen.

Sehr mannigfaltig gemengt sind dann auch die mächtigen Schuttstraßen, welche nördlich des Mariabergjoches von Mariabergspitzen, Wampetern Schrofen und Ehrwalder Sonnenspitze herabströmen. Hier finden wir Muschelkalk, Partnachschiefer, Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Kössener Schichten und jurassische Schichten vertreten.

Wenn wir auch hier jene Beobachtungen zusammentragen, welche Schlüsse auf das Alter des Sturzes zulassen, so müssen wir auch diesen Bergsturz zum mindesten für jünger als das Bühlstadium ansehen. Wie sich die letzten Rückzugsstadien dazu verhalten, ist unsicher zu beantworten. Die bisherige Literatur über die Schuttlandschaft des Fernpasses finden wir ebenfalls von Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“, gelegentlich der Darstellung dieses Passes (S. 292—294) vereinigt. Auch er hält an der Bergsturznatur dieser Ablagerungen fest.

Daß man diese Schuttmassen nicht für Moränenwälle eines Lokalgletschers erklären darf, wie es Falbesoner in seiner schon erwähnten Arbeit getan hat, geht einerseits aus der strengen Einheitlichkeit und Abhängigkeit der ganzen Ablagerung von der Ausbruchsnische am Loreakopf hervor und wird andererseits durch den Aufbau und die Art der Trümmernmassen selbst widerlegt.

Wir finden Grundmoränenreste und zentralalpine Geschiebe, wie es schon Falbesoner erwähnt hat, mehrfach unter der Trümmernmasse und außerdem noch viel reichlicher auf allen umgebenden Berghängen.

An der Nordseite des Mariabergjoches ist bis zum Bromsstadelpfennig herab ein Streifen von gut gearbeiteter Grundmoräne mit deutlichen gekritzten Geschieben und zahlreichen erratischen Gesteinen erhalten. Von Nassereith ziehen längs einer anfangs steil ansteigenden Felsterrasse am Westhange des Wannecks reichliche Urgerölle bis in die Gegend der Mittenau. Am Alpleskopf, an den Abhängen des Loreakopfes und am Ostabhange des Grubigsteins liegen ebenfalls viele zentralalpine Gesteine verstreut. Am reichsten daran ist das Gaflein- und Tegestal, in welchem letzterem die Irrblöcke (oft sehr große) bis

in die Nähe des Schweinsteinjoches reichen. In beiden Tälern fand ich nicht selten größere und kleinere Stücke von den Gosaukonglomeraten des Muttekopfs, wodurch der Weg des Eises näher bezeichnet wird.

Dabei hat das Tal des Fernpasses eine ausgesprochene Trogform, die in der Höhe von 1700—1800 m eine ausnehmend starke Verbreiterung gewinnt. Dies ist besonders schön an jener Felsterrasse ausgeprägt, welche das Wanneck im Westen und Norden umsäumt. Daß wir es hier mit einer nicht bloß im Schichtbau begründeten Stufe zu tun haben, sieht man an der Westseite dieses Berges, wo diese Terrasse quer zum Strichen über weiche und harte Schichtzüge eingeschnitten ist. Diese Terrasse findet am Sießenkopf, Brunnwaldkopf, an der Hochterrasse im Ostgehänge des Loreakopfes sowie endlich an der flachen, buckligen Schulter im Ostkamme des Grubigsteins ihre Fortsetzung. Die Ausgestaltung dieses ganzen, so typisch glazialen Formenschatzes des Talzuges ist sicherlich durch vom Inntalgletscher bewegtes Eis geschehen, und zwar vor dem Niederbruche des Bergsturzes.

Die letzte hier in Betracht kommende Vergletscherung ist die des Bühlstadiums, welche auf der benachbarten Mieminger Terrasse so mächtige Grundmoränen hinterlassen hat. Die Grundmoränenreste im Tallaufe des Fernpasses mit ihren zentralalpinen Geschieben dürften ziemlich sicher dieser Vergletscherung angehören.

Wenn es sich um Moränenwälle eines nordalpinen Lokalgletschers handeln würde, so könnten daher nur solche des Gschnitz- oder Daunstadiums in Betracht gezogen werden.

Betrachten wir in Hinsicht auf diese Stadien nun die Umgebung des Fernpasses. Auf der Mieminger Terrasse liegen auf den Grundmoränen des Bühlstadiums mehrfach die Reste von jüngeren Lokalgletschern, die sich aus dem Lehnbergtales, dem Städtelbachquellgrunde, dem Alpeltale und sogar vom Simmering herunter ergossen. Sehr gut erhaltene Moränenwälle treffen wir dann unter den Nordwänden der gewaltigen Felsmauer der Heiterwand sowie unter den Nordwänden des Kammes Wanneck—Handschuh Spitze. Reich an Moränenwällen sind auch die großen Nordkare der Mieminger Kette, besonders das Kar des Drachen- und Seebensees sowie das Brendlkar. Auch im Norden der Gartnerwand und des Grubigsteins schieben sich große Moränenwälle bis in die Nähe der Gartneralpe.

Man ersieht daraus, daß in der weiteren und näheren Umgebung des Fernpasses in ausgeprägter Weise Reste von Lokalgletschern vorhanden sind, welche jedoch alle in keiner Beziehung zu der großen Schuttablagerung im Paßtale stehen. Sie nehmen von den höchsten Teilen der angrenzenden Gebirge ihren Rückhalt und Ausgang und reichen nur an den seltensten Stellen mit ihren Enden in Tiefen herab, in denen jene Trümmernmassen erst ihre größte Entwicklung erlangen. Außerdem besitzen sie alle deutliche, gut erhaltene Wallformen, welche in bezeichnender Weise früher vom Eis besetzte Hohlformen des Berggehanges am unteren und seitlichen Rande umsäumen. Auch die Massenverhältnisse dieser Wälle sind gegen die der großen Schuttablagerung geradezu verschwindend klein. Sehr beachtenswert

ist ferner die strenge Abhängigkeit des in den Moränenwällen vorherrschenden Gesteines von dem Gesteine der angrenzenden höchsten Erhebungen. An zahlreichen Stellen der näheren und weiteren Umgebung des Fernpasses läßt sich zeigen, wie zum Beispiel die Moränenwälle fast ausschließlich aus Wettersteinkalktrümmern bestehen, obwohl sie auf einem Untergrunde von Hauptdolomit lagern. Sie stammen eben vorzüglich von hohen Wettersteinkalkwänden, welche oft erst weit im Hintergrunde des Tales oder Kares aufragen. In der näheren Umgebung des Fernpasses beherrscht nun aber fast ausschließlich der Wettersteinkalk die höchsten Gebirgskämme. Wenden wir diese Beobachtungen auf die Erklärung der großen Schuttlandschaft als Moränenreste eines Lokalgletschers an, so treffen wir auf lauter Widersprüche. Bei einem Stande der Vergletscherung, wie sie durch die schon erwähnten Moränenwälle charakterisiert wird, ist eine Vergletscherung des niedrigen Paßtales ausgeschlossen. Nimmt man auch an, daß der Paßwall (1210 m) aus anstehendem Fels bestünde, was ja äußerst unwahrscheinlich ist, so ist nach dem Stande der Moränenwälle der Umgebung für eine so unbedeutende Erhebung eine große selbständige Vergletscherung undenkbar. Aber selbst unter dieser Annahme könnten doch Moränenwälle sich auf beiden Abdachungen erst in einer gewissen Entfernung vom Sattel bilden und nicht von beiden Seiten denselben einfach überdecken. Für die Entwicklung so riesiger Schuttwälle müßte man unbedingt ein hohes Hinterland in Betracht ziehen, wobei jedoch fast überall wegen des in der Höhe vorherrschenden Wettersteinkalkes wieder die Zusammensetzung eine ganz andere sein müßte. Zudem fehlen jene für die Moränenwälle der Lokalgletscher so typischen Verbindungswälle mit der vom Gletscher bedeckten Hohlform. Sämtliche Moränenwälle der Rückzugsstadien bestehen in der Umgebung vorzüglich aus Wettersteinkalk und könnten auch bei einer bedeutenden Vergrößerung diese Zusammensetzung nicht ändern. Unerklärlich wäre auch die symmetrische Ausbildung und gleichmäßige Verminderung der Schuttablagerung nach beiden Richtungen und das Fehlen der vom Eise besetzten Hohlform.

Es handelt sich bei dieser Ablagerung um die Trümmer eines gewaltigen Bergsturzes, die außerordentlich weit von ihrer Abbruchstelle entfernt wurden. Sie dürften sich höchst wahrscheinlich in einen dem Innale zugeneigten Talzug gestürzt haben, indem die Erosion die Reste der früheren Vergletscherungen größtenteils schon wieder entfernt hatte. Daß sich in dem Talzug des Fernpasses sowie nordwärts davon verhältnismäßig wenig zentralalpine Geschiebe finden, erklärt sich durch die im Wetterstein—Mieminger Gebirge sowie in den Lechtaler Alpen vorherrschende Eigen-Vergletscherung, welche entlang der schmalen Furche des Fernpasses nicht so mächtig vom Innaleis bedrängt werden konnte wie am breiten Seefelder Sattel oder längs der Achenseetalung.

Zur Erklärung der auffallend weiten Abschleuderung kann auch nicht angenommen werden, daß die Trümmer auf einen im Rückzuge befindlichen Gletscher herabstürzten und hier auf dem Eise leichter glitten. Dagegen spricht einmal die gleichmäßige Ausbreitung nach beiden Richtungen und dann der Umstand, daß der Gletscher

ja den Ausgang der Abbruchsnische gesperrt und diese daher während seines Vorlagerns gar nicht so tief hätte ausbrechen können. Ebenso versagt die Annahme, daß sich der Sturz in einen großen See entlud und unter Wasser so weit verbreitete, da sich keine Spuren eines solchen Sees nachweisen lassen. Wahrscheinlich verdankt der Bergsturz der Einzwängung seiner Massen in zwei enge Kanäle die so beträchtliche Fernwirkung.

Dr. Franz Kossmat. Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisern und Pölland (Krain).

Die paläozoischen „Gailtaler Schiefer und Kalke“ der älteren geologischen Karten sind in ihrem wichtigsten Verbreitungsgebiete, den Karnischen Alpen und Karawanken, durch zahlreiche Detailuntersuchungen in eine reich gegliederte Formationsreihe aufgelöst worden, welche versteinierungsführendes Silur, Devon und Carbon umfaßt. Für das südlich der Julischen Alpen gelegene Gebiet der „Gailtaler Schichten“ in der westlichen Umgebung von Bischoflack lag daher von vornherein die Möglichkeit nahe, daß auch hier in den mächtigen, sehr mannigfaltig zusammengesetzten Gesteinsgruppen mehr als eine Formation vertreten sei.

Lipold¹⁾ hatte in seinem Aufnahmeberichte diesen paläozoischen Komplex der Steinkohlenformation zugezählt, und zwar auf Grund von Petrefaktenfunden in sandigen Schiefen bei Idria (*Productus*, *Calamites*) und in den Kalken des Podpletschamrückens bei Kirchheim (*Productus*). Die letzteren Schichten stellten sich bei der Neuaufnahme durch ihre Lagerung als Äquivalente des permischen Bellerophonkalkes heraus, welche auch in der Umgebung von Horjul (Suicatal) außer den sonst in ihnen verbreiteten Diploporen und Bellerophoniten eine *Productus*-Art geliefert haben; ein Rückschluß auf das Alter der gänzlich abweichend entwickelten und in ganz anderem Schichtverbande auftretenden Kalke des Selzacher Tales ist daher auf Grund dieser Funde nicht möglich.

Im Schiefer von Podbrdo, unmittelbar westlich der paläozoischen Region des Selzacher Tales, hat A. Morlot²⁾ schon sehr frühe Fucoiden (Chondriten) gefunden, welche als *Fucus antiquus* Sternberg, *Bythotrephis* sp. bestimmt und als bezeichnend für Silurformation angesehen wurden; die betreffenden Schichten werden aber mit Sicherheit von Woltschacher Plattenkalken der unteren Kreide unterlagert, enthalten eine Einschaltung von Radioliten-führendem Kalk und haben in neuerer Zeit außer Fucoiden noch *Inoceramus*-Reste geliefert³⁾; es handelt sich also um Kreideschiefer, welcher auch weiter westlich, in der Tolmeiner Gegend, mächtig entwickelt ist.

¹⁾ M. V. Lipold: Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1857, S. 209; desgleichen wurden auch von mir die „Gailtaler Schichten“ des Gebietes auf Grund der Erfahrungen in Idria häufig als gleichbedeutend mit Carbon aufgefaßt.

²⁾ A. Morlot: Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. I. Bd., Wien 1850, S. 402.

³⁾ F. Kossmat: Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, S. 109; 1903, S. 120.