BEITRÄGE

ZUR

GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, IX. LIEFERUNG

DES GANZEN WERKES 39. LIEFERUNG

MONOGRAPHIE

EINIGER

PRÄHISTORISCHER BERGSTÜRZE

IN DEN

GLARNERALPEN

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE IM MASSSTAB 1:20,000, 4 TAFELN UND 19 ZINKOGRAPHIEN IM TEXT

VON

JAKOB OBERHOLZER

BERN

IN KOMMISSION BEI SCHMID & FRANCKE (VORMALS J. DALPSCHE BUCHHANDLUNG)

1900

Buchdruckerei Stämpfli & Cie. in Bern

Die geologische Kommission erklärt, dass die Verfasser allein verantwortlich sind für den Inhalt ihrer Abhandlungen und die Richtigkeit der sie begleitenden Karten und Profile.

Vorwort.

Die mechanischen und chemischen Verwitterungskräfte arbeiten im Verein mit dem fliessenden Wasser unausgesetzt an der Zerstörung des Alpenkörpers, der einst durch die Gebirgsfaltung hoch über das allgemeine Niveau der Erdoberfläche emporgestaut worden ist. In der Regel ist die Abwitterung des Gebirges ein langsam, aber stetig arbeitender Vorgang, der erst im Verlaufe eines langen Zeitraumes die Formen der Berge merklich zu verändern vermag; bisweilen aber werfen sich mit einem Schlage mächtige Felsmassen als Bergsturz in den Grund des Thales, wobei nicht selten das Landschaftsbild des betroffenen Gebietes für eine lange Periode wesentlich umgestaltet und der normale Verlauf des Thalbildungsprozesses gestört wird.

Zu den Ergebnissen der Glacialforschung gehört die Erkenntnis, dass die Hauptvertiefung der Alpenthäler vor und während der Eiszeit sich vollzog und dass am Schlusse dieser Periode das Relief unseres Landes im grossen und ganzen bereits seine heutige Gestalt besass. Da beim Rückzuge der Gletscher und in den eisfreien Perioden, welche den einzelnen Glacialzeiten folgten, jeweilen eine kräftige Erosion stattfand, ist von vornherein zu erwarten, dass während und nach der Eiszeit auch Bergstürze recht häufig sich ereigneten. Es sind denn auch bereits eine Reihe diluvialer Bergstürze bekannt geworden; ich erinnere nur an diejenigen von Flims und von Glärnisch-Guppen.

Durch die vorliegende Arbeit wird die Reihe der bekannten prähistorischen Bergstürze um fünf weitere vermehrt. Sie gehören alle wie der Bergsturz von Glärnisch-Guppen den Glarneralpen an, liegen dort auf einem verhältnismässig eng umgrenzten Gebiete beisammen und bilden so einen augenscheinlichen Beweis dafür, dass grosse Bergstürze in der Vorzeit keine seltene Erscheinung waren.

Den Ausgangspunkt für diese Arbeit bildete die Untersuchung des diluvialen Bergsturzes von Glärnisch-Guppen, welche Herr Professor Dr. *A. Heim* im Herbst 1894 durchführte. Nachdem ich durch den Verkehr mit dem Forscher und etwelche Mithülfe bei jener Untersuchung in die geologische Beobachtung eingeführt und namentlich mit der Unterscheidung der Schuttbildungen vertraut gemacht war, begann ich auf seine Aufmunterung im Frühjahr 1895 die grossen Trümmermassen im unteren Teile des Klönthals und die Breccienhügel bei Glarus und Netstal zu studieren und zog dann im Sommer 1896 auch die Umgebung von Näfels und das Oberseethal in den Kreis meiner Beobachtung.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung bildeten den Gegenstand einer Arbeit, die im Jahr 1898 von der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft mit dem Preis der Schläflistiftung bedacht wurde. Die geologische Kommission übernahm dann die Publikation dieser Arbeit und beauftragte den Verfasser, dieselbe noch durch eine Darstellung des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen zu ergänzen. Diese Erweiterung erschien ihr gerechtfertigt, einmal weil eine zusammenhängende Darstellung der grossen, landschaftlich beisammen liegenden Bergstürze von Glarus wünschbar war, andererseits weil der Verfasser seit der Veröffentlichung der Abhandlung *Heims* über den Bergsturz von Glärnisch-Guppen im Gebiete desselben manche neue Beobachtungen gemacht hatte, welche die bisherige Kenntnis dieses Bergsturzes erweiterten und zum Teil ein allgemeines geologisches Interesse beanspruchen können.

Herr Professor *Heim* hat in einer Reihe von Abhandlungen [1]), namentlich bei Anlass des Bergsturzes von Elm, sich eingehend über die Bedingungen für

---

[1]) *A. Heim,* Über Bergstürze. Neujahrsblatt der naturf. Gesellschaft Zürich, 1882.

A. Heim, Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft 1882, pag. 74—115 und 435—439.

A. Heim, Bergsturz von Flims in Beiträge zur geologischen Karte, Lieferung XXV, pag. 431—453.

A. Heim, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Zürcher naturf. Gesellschaft, 1895, Heft I.

A. Heim, Die Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsblatt der naturf. Gesellschaft Zürich 1896.

die Entstehung eines Bergsturzes und besonders auch über die Gesetze der Bergsturzbewegung ausgesprochen. Er betonte dabei namentlich, dass letztere durchaus den Bewegungsgesetzen einer strömenden Flüssigkeit entsprechen und dass die Erscheinungen der Trümmerströmung um so vollkommener zum Ausdruck gelangen, je grösser die Masse des Schuttstromes im Verhältnis zu den einzelnen Trümmerstücken wird. Ich darf auf eine zusammenhängende Darstellung der allgemeinen Erscheinungen eines Bergsturzes verzichten, da dieselben durch die Arbeiten des Herrn Professor *Heim* in erschöpfender Weise behandelt sind und die Richtigkeit seiner Anschauungen über die Trümmerströmung kaum mehr in Frage gezogen werden kann. Dagegen werde ich bei der Schilderung der prähistorischen Bergstürze oft Gelegenheit haben, Erscheinungen zu besprechen, welche in vollkommenem Einklange mit den Ansichten stehen, die durch das Studium von Bergstürzen der Gegenwart gewonnen worden sind.

Die Grundlage für die dieser Arbeit beiliegende Karte bildet eine Vergrösserung der im Massstabe 1:50,000 ausgeführten topographischen Karte. In dieselbe wurden die Formen der Bergsturzablagerungen und der mit ihnen in Beziehung stehenden übrigen Schuttbildungen im Terrain selbst eingetragen, wobei sich mancherlei Abweichungen vom Bilde der topographischen Karte ergaben. Die Nomenklatur wurde durch eine Reihe von Lokalnamen vermehrt.

Für die Darstellung des Anstehenden in der Karte und in den Profilen stützte ich mich ausser auf meine eigenen Beobachtungen auf *Burckhardts* Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth und auf *Baltzers* Monographie des Glärnisch. Nun hat freilich in neuerer Zeit *Rothpletz* in mehreren Arbeiten, zuletzt in seinem Werke: „Das geotektonische Problem der Glarneralpen“ über die Tektonik der in Frage stehenden Gebirge Ansichten geäussert, die von den bisherigen Darstellungen wesentlich abweichen. Es kann jedoch nicht meine Aufgabe sein, in eine Prüfung dieser neuen Auffassung einzutreten, nicht nur, weil sie den Rahmen meiner Arbeit weit übersteigen würde, sondern auch deswegen, weil es für mein Thema nicht von wesentlicher Bedeutung ist, ob die Felsschichten in den Herkunftsgebieten der Bergstürze durch Faltung oder durch Überschiebung in ihre gegenwärtige Lage gebracht worden sind.

Zum Schlusse erfülle ich mit Vergnügen die Pflicht, Herrn Professor Dr. *Albert Heim* in Zürich meinen herzlichsten Dank auszusprechen für seine freundliche Anteilnahme am Fortgange meiner Arbeit und für die Unterstützung, die er mir durch seinen geschätzten Rat, namentlich auch bei der Vorbereitung der graphischen Beilagen, zu teil werden liess. Auch Herrn Professor Dr. *J. Früh* in Zürich bin ich für die Prüfung von Gesteinsproben zu bestem Dank verbunden.

Glarus, im Oktober 1899.

J. Oberholzer.

Inhalt.

Seite

Vorwort III

I. Teil. Die prähistorischen Bergstürze im Ausgange des Klönthals.

I. Abschnitt. Allgemeiner Teil 3
A. Übersicht über das Untersuchungsgebiet 3
B. Historisches 4
C. Übersicht über den geologischen Bau der Gebirgsketten bei Glarus 6
D. Beurteilung der Trümmerlandschaft nach ihrer äussern Erscheinung 12
E. Gliederung der Trümmerlandschaft nach der Herkunft der Trümmer 14

II. Abschnitt. Die Glärnisch-Bergsturzmassen 17
A. Beschreibung der Breccienhügel 17
1. Der Sackberg-Hochwald 17
2. Der Hügelzug Sack-Bitziberg 24
3. Das Bergli 26
4. Die isolierten Hügel bei Glarus 29
5. Die Hügel bei Netstal 36
6. Der Bergsturzrest auf dem Grundkopf 39
7. Die Malmbreccien im Löntscheinschnitt 42
8. Die Stöcklibreccie 45
B. Die Röti- und Liasgesteine in den Bergsturzhügeln 47
C. Geschichte der Glärnisch-Bergsturzmassen 52
1. Das Alter derselben. Die Moränen des Bergsturzgebietes 52
2. Die Herkunft der Bergsturzmassen 58
a. Ist die Bergsturzmasse einheitlich? 58
b. Wo ist das Abrissgebiet des Bergsturzes Hochwald-Glarus-Netstal? . . 61
3. Die Bewegung des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter 62
4. Erosion im Bergsturzgebiete 63
D. Dimensionen des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter 63

III. Abschnitt. Der Bergsturz aus der Deyen-Wiggiskette 65
A. Die Ausbruchnische 65
B. Das Ablagerungsgebiet 70
1. Die Gesteinsarten 70
2. Die innere Struktur 72

Seite

3. Die Erscheinungen der Oberfläche 77
a. Die Formen der Oberfläche und ihre Beziehungen zur Bergsturzbewegung 77
b. Die Erscheinungen am Rande des Trümmerstromes 81
c. Die Trümmer der Oberfläche 83
4. Die Dimensionen des Bergsturzes 86
C. Die Folgen des Bergsturzes 86
1. Der Klönthalersee als Bergsturzsee 86
2. Die Stauung und Ablenkung des Gleiterbaches 91
D. Die Erosionsvorgänge im Ablagerungsgebiet 93
1. Die Geschichte des Löntschlaufes 93
2. Der Löntschschuttkegel 99
3. Die Erosionsthätigkeit der Bäche 103
4. Die Grösse der Erosion 105
E. Die Quellen 105
F. Das Alter des Bergsturzes 107

Anhang: Die Felsstürze am Vorderglärnisch in den Jahren 1593 und 1594 108

II. Teil. Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen.

A. Das Abrissgebiet 117
B. Der Trümmerstrom 119
1. Das Material des Bergsturzes. Die Gesteinsarten und die Anordnung derselben . 119
2. Die innere Struktur der Bergsturzablagerung 122
3. Die Formen der Bergsturzablagerung und ihre Beziehung zur Trümmerbewegung 123
4. Dimensionen des Bergsturzes 131
C. Accumulations- und Erosionsvorgänge im Bergsturzgebiet 131
1. Stauung von Linth und Sernft 131
2. Der neue Thaleinschnitt der Linth 136
3. Die Bachschuttkegel im Bergsturzgebiet 137
D. Das Alter des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen 140
1. Die Moränen unter dem Bergsturze 140
2. Die Moränen auf dem Bergsturze 142
3. Die Moräne in der Ausbruchnische 145
4. Die Beziehung der Moränen zu den Kiesterrassen 146
5. Beziehung zum Bergsturz von Glärnisch-Gleiter 150
E. Übersicht über die Geschichte der Bergsturzgebiete von Glarus und Schwanden . . 151
F. Kritik der Ansichten des Herrn Rothpletz über das Bergsturzgebiet von Schwanden und Glarus 152

III. Teil. Die prähistorischen Bergstürze von Näfels.

I. Abschnitt. Allgemeiner Teil 163
A. Einleitung 163
B. Überblick über die Tektonik des Oberseethals 165
C. Überblick über die Trümmermassen des Oberseethals. Charakter derselben und Gliederung nach ihrer Herkunft 166

Seite

II. Abschnitt. Der Bergsturz am Rautispitz 173
A. Die Abrissnische 173
B. Das Ablagerungsgebiet 176
1. Das Gesteinsmaterial und seine Beziehung zur Ausbruchnische 176
2. Die innere Struktur 178
3. Die Erscheinungen der Oberfläche 178
a. Die Formen der Oberfläche und ihre Beziehung zur Bergsturzbewegung . 178
b. Die Trümmer der Oberfläche 182
C. Die Folgen des Bergsturzes 183
1. Der Obersee 183
2. Stauung und Ablenkung der Bäche 185
D. Das Alter des Bergsturzes 186
E. Veränderungen im Ablagerungsgebiet 188
F. Dimensionen des Bergsturzes 189

III. Abschnitt. Der Bergsturz von Platten 190
A. Die Ausbruchnische 190
B. Das Ablagerungsgebiet 191
1. Gliederung und Formen desselben 191
2. Die Bergsturztrümmer 194
C. Der Haslensee 197
D. Das Alter des Bergsturzes 199

I. Teil.

Die prähistorischen Bergstürze

im Ausgange des Klönthales.

I. Abschnitt.

Allgemeiner Teil.

A. Übersicht über das Untersuchungsgebiet.

Der Reisende, der von Norden her das glarnerische Linththal betritt, sieht zunächst einen breiten, ebenen Thalboden vor sich, aus dem die steilen Bergabhänge jäh und unvermittelt emporsteigen. Es ist das Delta, mit dem die Linth den einst wohl bis nach Glarus hinaufreichenden Arm des diluvialen Zürichsees ausgefüllt hat. Schon bei Netstal aber bemerkt er eine auffällige Veränderung im Charakter des Thalgrundes. Er sieht, wie von Westen her aus der breiten Öffnung des Klönthals der Löntschschuttkegel heraustritt, in Form eines riesigen Fächers sich quer über die Thalsohle legt und die Linth auf die östliche Thalseite, an den Fuss des Schilt hinüberdrängt. Als eine fremdartige Erscheinung treten ihm eine Reihe von kegelförmigen Hügeln entgegen, die bei Netstal und Glarus teils aus der Alluvialebene der Linth, teils aus dem Rücken des Löntschschuttkegels emportauchen.

Blickt der Wanderer gegen das Klönthal hinein, so vermisst er auch dort einen ebenen Thalboden. Hinter dem Südwestrande des Löntschschuttkegels sieht er ein niedriges, unregelmässiges Hügelwerk; vor allem aber fällt ihm der Sackberg auf, der hinter jenen niedrigen Vorhügeln mehrere hundert Meter hoch emporsteigt, wie ein mächtiger Damm von einer Thalwand zur andern quer durch das Klönthal hindurch sich zieht und mit seinen sanft gerundeten Formen und seinen dunkeln Tannenwäldern einen auffälligen Kontrast gegenüber den schroff aufragenden, kahlen, grauen Felswänden des Glärnisch und des Wiggis bildet.

Wandern wir von Glarus aus weiter nach Süden das Linththal hinauf, so stossen wir neuerdings auf ein mächtiges Hügelwerk, das den ganzen Thalgrund zwischen Glarus und Schwanden auf eine Länge von 5 km bedeckt und von der Linth in einer schmalen Thalfurche durchschnitten wird. Erst südlich von Schwanden treffen wir wieder einen Thalboden, der durchwegs von den Alluvionen der Linth und ihrer Seitenbäche gebildet ist und nicht mehr von isolierten Hügeln durchbrochen wird.

B. Historisches.

Die ersten geologischen Mitteilungen über die Hügelmassen, welche die Sohle des Linththales zwischen Netstal und Schwanden und den unteren Teil des Klönthals erfüllen, finden wir in dem im Jahre 1846 erschienenen, von Dr. *Oswald Heer* und *J. J. Blumer* herausgegebenen „Gemälde des Kantons Glarus", und zwar in dem aus der Feder *Arnold Eschers von der Linth* stammenden Abschnitt „Gebirgskunde". Diesem genialen Beobachter schon war es aufgefallen, dass alle jene Hügel nicht aus anstehendem Fels, sondern „aus ganz unregelmässig durcheinander liegenden, zum Teil kolossalen, meist aber kleinen, scharfkantigen Bruchstücken von Kalkstein bestehen, die entweder ganz lose in einem feinen Kalkstaub nebeneinander liegen oder durch Kalksinter mehr oder minder fest verbunden sind". Über die Entstehung der Trümmerhügel spricht er sich in folgender Weise aus: „Die Scharfkantigkeit sämtlicher Bruchstücke dieser Breccie, der völlige Mangel an Schichtung, die Abwesenheit der in dem Hintergrunde der Linththäler vorkommenden Gesteine, der Mangel irgend welchen fremdartigen Bindemittels, die Übereinstimmung der Bruchstücke mit den an den höheren Teilen des Glärnisch, des Wiggis und Schilts anstehenden Gebirgsarten beweist deutlich, dass diese Trümmermasse nicht durch Gewässer herbeigeführt, sondern dass sie durch Einsturz und Zertrümmerung der benachbarten Bergseiten, durch eine Art kolossalen Bergsturzes an Ort und Stelle entstanden ist[1])." Zu einer systematischen Untersuchung des Phänomens fand *Escher* jedoch keine Zeit.

[1]) Dr. *O. Heer* und *J. J. Blumer-Heer*, Der Kanton Glarus, St. Gallen und Bern 1846, pag. 80 und 81.

Herr Prof. Dr. *A. Baltzer,* der Monographist des Glärnisch, unterliess das eingehende Studium der mächtigen Schuttbildungen, welche den Fuss dieses Gebirgsstockes umgeben, da er sein Hauptaugenmerk den schwierigen tektonischen Verhältnissen des Gebirges zuwendete. In seinem im Jahre 1873 erschienenen Werke: „Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues" teilt er in Bezug auf die Breccienhügel die oben citierte Ansicht *Eschers* mit; daneben aber hält er es für wahrscheinlich, dass der Sackberg, die auffälligste unter jenen Hügelmassen, einen ausgedehnten Kern anstehenden Felsens enthalte, und giebt überdies der Möglichkeit Raum, es seien grosse Moränen am Aufbau dieses Querriegels beteiligt[1]). In seiner geologischen Karte des Glärnisch trug er den ganzen mittleren und südlichen Teil des Sackbergs als „Hochgebirgskalk" ein und liess ihn als die Fortsetzung der untern am Glärnisch anstehenden Malmzone erscheinen. Ebenso bezeichnete er das Bergli bei Glarus und den benachbarten Bitziberg als anstehenden Malm.

Dr. *C. Mœsch,* der Bearbeiter von Blatt IX der geologischen Karte der Schweiz, stützte sich bei der Darstellung der Umgebung von Glarus grösstenteils auf die Arbeit *Baltzers.* Er bezeichnete jedoch nicht nur den südlichen Teil des Sackberges, sondern das ganze weite Gebiet zwischen Löntsch und Glärnischfuss als anstehenden Malm und zwar speciell als „Oberer Jura, tieferer Teil", ohne indessen im Texte (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung 14, III. Abteilung) dafür nähere Gründe anzugeben. Die Hügellandschaft zwischen Glarus und Schwanden trug er in der Karte zum grössten Teil als Bergsturz, zum Teil aber als anstehendes Tithon ein; dagegen finden wir in Karte und Text keine Angaben über die isolierten Hügel bei Glarus und Netstal.

Herr Prof. Dr. *A. Heim* erwähnt in seinem „Mechanismus der Gebirgsbildung" (Band I, pag. 154) bei der Behandlung der Glarner Doppelfalte des Hügels von Sool, lässt aber die Frage unentschieden, ob er ein Bergsturzrest oder eine Anschwellung des Lochseitenkalkes zu einer Dislokationsbreccie sei. Im Herbst 1894 unterzog er dann die ganze Thalbarrière zwischen Glarus und

---

[1]) Dr. *A. Baltzer,* Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues, Zürich 1873, pag. 31 und 32.

Schwanden einer systematischen Untersuchung, wobei sich die Thatsache herausstellte, dass sie das Ablagerungsgebiet eines einheitlichen, grossen diluvialen Bergsturzes darstellt, dessen Ausbruchnische das Sammelgebiet der heutigen Guppenrunse auf der Ostseite des Glärnisch ist.

In seiner eingehenden Darstellung dieses Bergsturzes [1]) widmet Herr Professor *Heim* auch die kegelförmigen Hügel von Glarus und Netstal einer kurzen Besprechung und spricht die Ansicht aus, dass sie wahrscheinlich nicht mehr zum Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Guppen gehören, aber Überreste von Bergstürzen sein mögen, die auf der Nordseite des Glärnisch niedergingen.

Der Verfasser vorliegender Arbeit hat nun diese Hügel, sowie die ausgedehnte Hügellandschaft, welche den unteren Teil des Klönthals ausfüllt, einer eingehenden Untersuchung unterworfen und wird im Nachstehenden die Ergebnisse derselben darstellen.

C. Übersicht über den geologischen Bau der Gebirgsketten bei Glarus.

Das Studium der Trümmermassen im Ausgange des Klönthals wurde wesentlich erleichtert durch den Umstand, dass über die geologischen Verhältnisse der Gebirgsketten, welche das Klönthal begrenzen, bereits ausführliche monographische Arbeiten, begleitet von geologischen Karten im Massstabe 1 : 50,000, existieren, nämlich das bereits genannte Werk: „Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues“ von Prof. Dr. *Baltzer*, und die im Jahr 1896 erschienene „Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth“ von Dr. *C. Burckhardt*. Ich bin daher auch der Notwendigkeit enthoben, jene Gebirge ausführlich zu schildern, und kann mich darauf beschränken, eine orientierende Übersicht über ihre geologischen Verhältnisse zu geben.

Das Klönthal, das mit auffallend breiter Öffnung auf der Linie Glarus-Riedern sich mit dem Erosionsquerthal der Linth vereinigt, liegt eingebettet zwischen die Wiggiskette und die Glärnischkette. Es verläuft, wenigstens in seinem mittleren und östlichen Teile, von WSW nach ONO, folgt also der

[1]) Dr. *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1895, Heft I.

Streichrichtung der benachbarten Bergketten und kann daher als ein Längsthal betrachtet werden.

Die Glärnischkette ist ausgezeichnet durch ihre bedeutende vertikale Erhebung (Bächistock 2920 m, Ruchen Glärnisch 2910 m, Vrenelisgärtli 2907 m) und die Steilheit ihrer Gehänge. Geradezu überwältigend wirkt auf den Beschauer die ins Klönthal abfallende Nordwand, jene bis weit nach Süddeutschland hinein sichtbare, hoch über die benachbarten Berge emporragende Felsenmauer, die z. B. zwischen dem Klönthalersee und dem Gipfel des Ruchen Glärnisch bei einer horizontalen Entfernung von 2000 m eine Niveaudifferenz von beinahe 2100 m besitzt. Die Schichten, aus denen der Felskoloss aufgebaut ist, fallen im Süden, Osten und Norden mit einer überraschenden Gleichförmigkeit ziemlich flach in den Berg hinein, so dass die Gehänge durchwegs aus Schichtenköpfen gebildet sind und infolgedessen eine ausgezeichnete Bänderstruktur besitzen. Die ganze Sedimentserie vom Verrucano bis zum Flysch nimmt am Aufbau des Gebirges teil, und zwar liegen die Formationen nicht in einfacher, normaler Reihenfolge, sondern in zwei- bis dreifacher Wiederholung übereinander. So finden wir an dem für meine Untersuchung hauptsächlich in Betracht fallenden Nordabhange des vorderen und mittleren Glärnisch zwei aus oberem Jura bestehende Schichtenkomplexe, welche durch eine mächtige Doggerzone voneinander getrennt sind. Über dem oberen der beiden Malmkomplexe treten am Vrenelisgärtli und Ruchen Glärnisch die unteren Kreidestufen, Neocom und Schrattenkalk, in zweifacher Wiederholung auf, und auf den westlichsten Gipfeln der Glärnischkette liegen darüber noch Gault und Seewerkalk. Auf der Ost- und Nordostseite des Vorderglärnisch sehen wir unter der tiefern Malmzone einen zweiten Doggerkomplex auftreten, der auf Rötidolomit ruht. Merkwürdigerweise folgen unter diesem Rötidolomit, den Sockel des Vorderglärnisch bildend, Flyschschiefer, Nummulitenkalk und die ganze Kreideserie in normaler Lagerung. Kreide, Eocän, Rötidolomit und die tiefere Doggerzone verschwinden beim Stöckli an der Nordostecke des Vorderglärnisch unter den Schuttbildungen, welche den Gegenstand dieser Abhandlung bilden.

Der ganze flach gelagerte Schichtenkomplex sinkt allmählich nach Westen ein. So kommt es, dass z. B. der obere Rand der unteren Malmzone, der an der Ostkante des Vorderglärnisch in einer Höhe von cirka 1600 m liegt, in

der Gleiterschlucht südlich vom Sackberg schon in einer Höhe von 1150 m angetroffen wird, und ebenso erklärt es sich aus jener Thatsache, dass die obersten Kreidestufen, Gault und Seewerkalk, an den westlichsten Gipfeln der Glärnischkette noch vorhanden sind, dagegen an den weiter östlich gelegenen Gipfeln Ruchen Glärnisch und Vrenelisgärtli fehlen, obschon sie mehrere hundert Meter höher sind.

Die mehrfache Wiederholung der Jura- und Kreideschichten an den Gehängen des Glärnisch weist auf eine ausserordentlich komplizierte Tektonik dieser Gebirgsgruppe hin. *Baltzer* gelangte durch seine Untersuchungen zu dem Schlusse, der Glärnisch stelle ein System flach übereinander liegender Falten dar. Er konnte jedoch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die Scheitel der Gewölbe auf der Nordseite oder auf der Südseite gelegen sind. Aus dem Studium der Silbern- und der Axenkette, welche die westliche Fortsetzung des Glärnisch bilden, gewann dann später Herr Professor *Heim* die Überzeugung, dass die Gewölbeumbiegungen einst auf der Seite des Klönthales lagen, aber durch die Thalbildung zerstört worden sind [1]).

In jüngster Zeit hat jedoch *Rothpletz* diese Auffassung des Glärnisch als ein System eng zusammengepresster, nördlich überliegender Falten angegriffen und die Behauptung aufgestellt, der Glärnisch bestehe aus vier Gebirgsplatten, welche auf vier grossen, das ganze Gebirge durchschneidenden und mit cirka 20° nach W oder N W sich neigenden Überschiebungsflächen aufeinander geschoben seien [2]).

Eine Abklärung der Ansichten über den tektonischen Aufbau des Glärnisch wird erst auf Grund einer neuen, allseitigen Untersuchung desselben möglich sein. Immerhin glaube ich, gestützt auf die Thatsache, dass am Ostfusse des Gebirgsstockes die Verhältnisse wesentlich von der Darstellung in *Baltzers* Monographie abweichen, sowie auf Grund von Beobachtungen am Nordabhange desselben, die Meinung aussprechen zu dürfen, dass die Tektonik des Glärnisch,

---

[1]) *Heim, A.* Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXV, 1891, pag. 53—56.

[2]) *Rothpletz, A.* Über den geologischen Bau des Glärnisch. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 1897, pag. 1—17. Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena 1898, pag. 99—119.

wenigstens diejenige seiner mittleren und unteren Partien, noch bedeutend komplizierter ist, als *Baltzer* sie dargestellt hat.

Burckhardt hat in seiner überaus gründlichen „Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth“ (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung V, neue Folge) nachgewiesen, dass der Gebirgszug, dem die Nordwand des Klönthals angehört, nicht nur orographisch, sondern auch tektonisch und stratigraphisch aus zwei Gebirgsketten, der Deyenkette und der Wiggiskette, besteht. Sie werden voneinander getrennt durch eine Eocänmulde, welche sich von Längenegg über Deyenalp, Blanken und Wiggisalp nach Näfels hinunterzieht, nach Westen über den Pragelpass bis an den Vierwaldstättersee und östlich des Linththales im Kerenzerberg und Neuenkamm, wahrscheinlich sogar noch in den Churfirsten sich fortsetzt. Die ausserordentlich grosse horizontale Erstreckung dieser Eocänmulde und die von Burckhardt nachgewiesenen faciellen Unterschiede in der Ausbildung der Kreide nördlich und südlich derselben scheinen darauf hinzudeuten, dass sie sehr tief ins Innere des Gebirgskörpers hineinreicht.

Die nördlich dieser Eocänzone gelegene Wiggiskette mit den Gipfelpunkten Scheye (2261 m), Gumenstock (2257 m), Wiggis (2284 m) und Rautispitz (2284 m) ist ganz aus Kreide- und Eocänschichten aufgebaut und besteht aus zwei durch eine nach Norden geöffnete C-förmige Mulde voneinander getrennten Gewölben, von denen das südliche leicht nach Norden übergelegt ist und in seinem Neocomkern eine ausgesprochene Fächerstruktur besitzt, das nördliche fast aufrecht steht und zur weiten Mulde des Oberseethals niedersinkt[1]).

Die südlich der Eocänmulde gelegene Deyenkette besitzt ihre bedeutendsten Erhebungen in Twirren (1782 m), Mättlistock (1917 m) und Deyenstock (2025 m) und besteht aus einem schmalen, nach Norden überliegenden, auf dem Eocän aufruhenden Kreidegewölbe. *Burckhardt* hat gezeigt, dass der verkehrt liegende Schenkel dieses Gewölbes, das Eocän der Mulde Pragel-Näfels, sowie die daran stossenden Kreideschichten des Auern-Wiggisgewölbes in der Region Deyenstock-Blanken-Auernalp in einer Höhe von 1200—1400 m eine scharfe knieförmige

[1]) *Burckhardt, Carl,* Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth, pag. 126—129.

Biegung machen, so dass die über der Biegung liegenden Schichten des Deyenstocks, der Blanken und der Auernalp alle mit 30—40° nach Süden, also gegen das Klönthal geneigt sind, während die unter derselben liegenden Schichten der Büttenenwand und ihrer westlichen Fortsetzung flach nordwärts, also in das Gebirge hineinfallen [1]).

Die Deyenfalte ist zum weitaus grössten Teile der Thalbildung zum Opfer gefallen. Östlich vom Deyenstock, in welchem sie ihr östliches orographisches Ende findet, sind von derselben ausser dem unter die Eocänmulde Pragel-Näfels hinuntergeschobenen mächtigen Felsensockel der Wiggis-Rautispitzpyramide nur noch einige Kreidefetzen im obern und östlichen Teile von Blanken erhalten geblieben.

Burckhardt hat in seiner mehrfach citierten Arbeit hervorgehoben, dass die Art und Weise, wie Neocom und Gault in der Deyenfalte ausgebildet sind, wesentlich abweicht von derjenigen in der Wiggiskette, dagegen übereinstimmt mit der Facies dieser Schichten in der Glärnischkette. Es ergab sich als ein Hauptresultat seiner Untersuchung, dass die nach Norden überliegende Deyenfalte tektonisch und stratigraphisch zum System der Glärnisch-Silbernfalten gehört.

Der Gebirgszug im Norden des Klönthals stellt trotz seiner komplizierten Tektonik doch ein weniger hoch aufgestautes Stück Erdrinde dar als die Glärnischkette. Daher treten die ältern Sedimente, Dogger und Malm, die einen so hervorragenden Anteil am Aufbau des Glärnisch nehmen, nur in den tiefsten Partien der Deyenkette, im Sockel von Wiggis-Rautispitz und am Ufer des Klönthalersees auf, während die mittleren und oberen Teile der Wiggis- und Deyenkette ganz aus Kreide und Eocän aufgebaut sind, ein Umstand, der das Studium der Schuttbildungen im Ausgange des Klönthals wesentlich erleichtert hat.

Die geologische Karte *Burckhardts* zeigt deutlich, dass, wie am Glärnisch, so auch in den Gebirgen nördlich vom Klönthal die Falten allmählich nach Westen einsinken. Infolgedessen liegt z. B. die Grenze zwischen Malm und

---

[1]) *Burckhardt, Carl,* Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth, pag. 173—183.

Kreide, die an der Ostkante des Wiggis bei 1150 m angetroffen wird, bei Schlattberg nur noch in einer Höhe von 1000 m. *Burckhardt* hat nachgewiesen, dass dieses Phänomen des Einsinkens der Falten nach Westen in den Gebirgen zwischen Klönthal, Sihl und Linth ganz allgemein verbreitet ist und durch die Thatsache erklärt wird, dass hier die normalen Gebirgsfalten von einem zweiten, ungefähr von Nord nach Süd verlaufenden Faltensystem durchkreuzt werden.

Über die Schilt-Fronalpstockgruppe, welche bei Glarus das rechte Ufer des Linththales und damit die Ostgrenze meines Untersuchungsgebietes bildet, sind wir weit weniger gut unterrichtet, als über die Bergketten zu beiden Seiten des Klönthals. Es ist den Fachmännern, die sich mit der Geologie der ostschweizerischen Alpen beschäftigen, längst bekannt, dass die Darstellung der geologischen Verhältnisse dieser Gebirgsgruppe auf Blatt IX der geologischen Karte der Schweiz bedeutende Ungenauigkeiten enthält. Ein systematisches Studium der ausserordentlich schwierigen tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes ist von anderer Seite bereits begonnen. Ich will mich daher auf wenige Bemerkungen beschränken, was um so eher gestattet ist, als der geologische Bau des Gebietes östlich der Linth für den Gegenstand meiner Untersuchung nicht von sehr grosser Bedeutung ist.

Der Gewölbeschenkel des Nordflügels der Glarner Doppelfalte, dessen Verrucanokern bei Ennenda definitiv unter der Sohle des Linththales verschwindet, bildet im Gebiet von Schilt und Fronalpstock mehrere Falten. Als Gewölbekern derselben steigt der Malm über die Thalsohle empor; ihre Schenkel sind aus den Schichten der Kreide gebildet und als Muldenkerne steigen Flyschschiefer und Nummulitenkalk stellenweise bis unter die Thalsohle hinunter. Über einer Überschiebungsfläche, die oberhalb Mollis über den Thalgrund emporsteigt, über die Gewölbe und Mulden des vorhin genannten Faltensystems hinüber sich schiebt und bis auf den Gipfel des Schilt verfolgt werden kann, folgt noch einmal die ganze Schichtenserie vom Rötidolomit bis zum Eocän. Die tektonischen Vorgänge haben in der Überschiebungszone eine starke Reduktion der Dogger- und Rötischichten und eine intensive mechanische Deformation der Gesteine bewirkt. Das ganze Faltensystem wird vom Linththale schräg durchschnitten, so dass am östlichen Thalgehänge zwischen Mollis und Ennenda die Schichten aller Formationen in bunter Reihenfolge aufgeschlossen sind. Das

Gehänge besitzt, abgesehen vom Absturz des Schilt gegen Ennenda, eine weit sanftere Böschung als die Thalwände des Klönthals, weswegen grosse Teile desselben mit Erraticum bedeckt sind.

D. Beurteilung der Trümmerlandschaft nach ihrer äussern Erscheinung.

Wenn auch die mächtige Sackbergbarrière in den geologischen Karten von *Baltzer* und *Mösch* grösstenteils als anstehender Malm eingetragen worden ist, so ist doch noch niemals behauptet worden, dass an ihren Abhängen kompakte, wohlgeschichtete Kalkbänke, wie sie die benachbarten Gebirge zusammensetzen, beobachtet werden können. Vielmehr ist bisher stets zugegeben worden, dass sie die Struktur einer Breccie besitzt.

Wenn es sich darum handelt, die Natur einer aus eckigen Gesteinsfragmenten zusammengesetzten Gebirgsmasse zu erforschen, so sind dabei drei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen. Entweder ist sie eine zwar anstehende, aber infolge der Gebirgsbildung innerlich zertrümmerte Masse, eine sogenannte Dislokationsbreccie; oder sie stellt eine alte Moräne dar, oder sie verdankt ihre Entstehung einem Bergsturze.

Ziehen wir vorerst nur die äussere Erscheinung des Sackbergriegels, seine Lage im Thalgrunde und seine Anlehnung an die benachbarten Thalwände in Betracht, so müssen wir die Annahme, er sei eine Dislokationsbreccie, sofort als sehr unwahrscheinlich bezeichnen. Betrachten wir von Netstal oder noch besser von der Auernalp aus den Nordabhang des Vorderglärnisch mit seiner prachtvollen, bis auf den Thalgrund ausgeprägten Bänderstruktur, so sehen wir, wie Felsbank um Felsbank und Terrasse um Terrasse ungestört bis in die Kehlenrunse, die scharfe Grenzfurche zwischen Vorderglärnisch und Sackberg, hineinstreicht, dort aber plötzlich abbricht und sich durchaus nicht in den steilen Ostabsturz des Sackbergs fortsetzt. Wir sehen, wie die oberen jener Felsbänder, nachdem sie durch den Sackberg unterbrochen worden sind, westlich von demselben sich wieder über dem Klönthalersee fortsetzen, und es fällt uns auf, wie die schöne Bänderarchitektur über dem Sackberghaufen durchstreicht, ohne die mindeste Störung in ihrem Verlaufe zu zeigen. Ganz entsprechende

Beobachtungen machen wir im Norden, wo der Querdamm an die Deyen-Wiggiskette sich anlehnt. Wir sehen, wie die Schichten des oberen Malm und des unteren Neocom, die den Sockel der imposanten Büttenenwand bilden, successive hinter dem Trümmerhaufen der Schlattberge verschwinden, während die oberen Schichten des Neocom und der Schrattenkalk als direkte Fortsetzung der Felswand ungestört über dem Schutthaufen bis zum Deyenstock durchstreichen.

Wäre der Sackberg eine Dislokationsbreccie, so wäre also die treppenförmig gebrochene Linie, in welcher der Abhang des Sackbergs mit dem durch Erosions- und Verwitterungsvorgänge aus einer grösseren Gebirgsmasse herausmodellierten terrassierten Abhange des Vorderglärnisch zusammentrifft, zugleich die Grenzlinie zwischen Dislokationsbreccie und solidem Fels, was gewiss ein höchst merkwürdiger Zufall wäre.

Ebenso wäre es eine merkwürdige Erscheinung, wenn das erodierende Wasser, das hinter und vor dem Sackberg das breite Klönthal aus dem harten Fels herausmodellierte, bei der Thalbildung diesen Trümmerwall verschont hätte, der doch seiner Struktur wegen der Wegspülung weniger Widerstand entgegengesetzt hätte als der kompakte Fels.

Die Lage des Sackbergs entspricht auch durchaus nicht der Annahme, es sei eine vom Glärnisch ausstrahlende, von der Erosion verschont gebliebene Felsrippe. Während die zahlreichen Runsenzüge, die den Nordabhang des Glärnisch durchfurchen, naturgemäss auf den Thalgrund ausmünden, sehen wir mit Überraschung, dass die mächtigste dieser Erosionsnischen, die cirkusartige Gleiterschlucht, direkt auf den Scheitel des Sackbergs gerichtet ist und hier derart abgestutzt erscheint, dass man sie sich unwillkürlich hinter der Sackbergmasse nach unten fortgesetzt denkt.

So lässt sich schon die Art und Weise, wie der Sackbergwall an die beiden Thalwände sich anlehnt, kaum mit der Annahme vereinen, er sei eine Dislokationsbreccie. Die genannten Erscheinungen sprechen vielmehr dafür, dass die Architektur jener Thalwände älter ist als der Sackbergriegel, dass sie hinter demselben durchstreichen, der Sackberg also ein Schutthaufen ist, der nachträglich in das fertig gebildete Klönthal abgelagert worden ist.

Ist er vielleicht eine Moräne, die entweder der diluviale Gletscher des Klönthals am Ausgange des Thales liegen liess oder der Linthgletscher in dasselbe hineinschob? Diese Hypothese ist auf den ersten Blick, schon mit Rücksicht auf die Mächtigkeit des Schuttwalles, sehr unwahrscheinlich. Er würde alle Moränen, die bisher im Innern der Alpen, im Sammelgebiet der diluvialen Gletscher, gefunden worden sind, an Grossartigkeit übertreffen, und nur die Moränen von Ivrea im Thale von Aosta könnten sich mit ihm messen.

Wollte man annehmen, die Klönthalbarrière stelle eine Dislokationsbreccie dar, die mit einer Moränendecke von normaler Mächtigkeit bekleidet sei, so würden einzelne der vorhin besprochenen Schwierigkeiten bestehen bleiben.

Es darf also von vornherein die Ansicht am meisten Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch nehmen, der Sackbergwall sei eine grossartige alte Bergsturzmasse.

E. Gliederung der Trümmerlandschaft nach der Herkunft der Trümmer.

Wenn man den Sackbergwall von Glarus aus betrachtet und sein Bild auf der Siegfriedkarte berücksichtigt, so ist man zu der Annahme geneigt, er sei aus der Gleiterschlucht, der grossen Nische zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli, herausgebrochen. Wäre diese Ansicht richtig, so müsste die ganze Barrière aus Gesteinen bestehen, welche am Nordabhang von Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli anstehend sind, also aus Dogger und Malm, vielleicht noch aus Neocom und Schrattenkalk. Bei einer Begehung des Gebietes überzeugt man sich aber sofort, dass dies thatsächlich nicht der Fall ist.

Wenn wir von einem erhöhten Standpunkt, z. B. vom oberen Rande der Büttenenwand, auf den Sackberg hinunterblicken, so fällt uns eine ziemlich tief in seine Oberfläche eingesenkte, auch auf der Siegfriedkarte deutlich ausgeprägte Terrainfurche auf, welche von der Ebene von Hintersack nordwärts bis zur Hütte auf Vordersackberg verläuft und dann zum Ostrand des Sackbergplateaus hinaus sich wendet. Sie zerlegt die Oberfläche des Sackbergs in zwei Abschnitte, einen nordwestlichen Teil mit der Schwammhöhe (1104 m) als Kulminationspunkt und einen südöstlichen Teil, dessen Scheitel der Hoch-

wald heisst. Es ergab sich mir nun die interessante Thatsache, dass diese Terrainfurche die scharfe Grenzlinie zweier wesentlich verschiedener Trümmergebiete ist.

Westlich und nördlich von dieser Linie, im Gebiet der Schwammhöhe und nördlich vom Löntsch, spähen wir umsonst nach Stücken der buntfarbigen Doggergesteine, und von den vielen grauen Kalkblöcken, mit denen der Boden bestreut ist, erweist sich kein einziger als Hochgebirgskalk. Dafür finden wir das Gebiet besät mit Felstrümmern aus allen Stufen der Kreide und des Flysch. Da hier Dogger und Malm, die Gesteine, welche den Abhang des Glärnisch über dem Sackberg zum grössten Teil aufbauen, vollständig fehlen, dagegen Gault, Seewerkalk und Flyschschiefer, also Gesteine, welche dort nicht anstehen, reichlich vertreten sind, so können die Trümmer dieses Gebietes unmöglich vom Glärnisch stammen; dagegen nötigen uns jene Thatsachen zu dem Schlusse, das Herkunftsgebiet derselben sei die benachbarte Deyen-Wiggiskette, welche ja in ihren mittleren und oberen Teilen ausschliesslich aus Kreide und Flysch besteht.

Überschreiten wir die Sohle der vorhin genannten Grenzfurche gegen den Hochwald hin, so finden wir zu unserer Überraschung plötzlich eine ganz andere Gesellschaft von Gesteinstrümmern. Gault und Seewerkalk und die eocänen Gesteine sind verschwunden; dafür finden wir als weitaus überwiegendes Material den Hochgebirgskalk (mittlerer Malm) und in reichlicher Menge die durch ihre lebhaften Färbungen auffälligen Doggergesteine. Es ist von vornherein klar, dass die Dogger- und Malmtrümmer, die im Hochwald in einer Höhe von 1100 m vorkommen, nicht durch einen Bergsturz vom Wiggis her an ihre jetzige Stelle gebracht worden sein können, da diese Gesteine dort nur im Sockel des Gebirges anstehend sind, wo der Dogger bloss bis in eine Höhe von 700 m, der Malm bis zu 1150 m hinaufreicht. Dagegen müssen wir für diesen Abschnitt des Sackberges, wenn er eine Bergsturzmasse ist, den Nordabhang des Glärnisch als Ursprungsgebiet bezeichnen.

Die scharfe Trennung in zwei Trümmerregionen ist auch in dem Gebiete zwischen dem Sackberg und der Sohle des Linththales vorhanden, wenn auch die Grenzlinie hier orographisch weniger auffällig ausgeprägt ist. Von der Einsattelung an der Ostkante des Sackbergs, in der das Fahrsträsschen das Plateau

desselben betritt, verläuft sie zunächst etwa 200 m weit dieser Kante entlang nach Norden, steigt dann als deutliche Terrainfurche den steilen Abhang hinunter nach Sack und lässt sich von hier dem Nordfuss des niedrigen Hügelzuges entlang, der über Kalkbühl und Bitziberg bis zum Bergli sich erstreckt, bis nach Glarus verfolgen. Wandern wir dieser Linie entlang von Hintersack nach Glarus hinunter, so haben wir zur Linken stets die Kreide- und Flyschtrümmer der Deyen-Wiggiskette, zur Rechten aber Dogger und Malmblöcke, wie sie am Glärnisch anstehend sind. Wie später gezeigt wird, sind auch die isolierten Hügel bei Glarus und Netstal durchaus aus Glärnischgesteinen zusammengesetzt.

Wenn wir daran festhalten, dass die Breccien unseres Untersuchungsgebietes Bergsturzreste sind, so müssen wir sie also hinsichtlich ihrer Herkunft in zwei Gruppen einteilen:

1. Bergsturzmassen, welche ihren Ursprung am Glärnisch haben. Dazu gehören der Sackberg-Hochwald, der Hügelzug Sack-Bitziberg-Bergli, die isolierten Hügel bei Glarus und Netstal.

2. Bergsturzmassen, welche aus der Deyen-Wiggiskette stammen. Sie umfassen die Schwammhöhe, Vordersackberg, das Gebiet der neuen Allmeind und des Grat bei Riedern und den grössten Teil der Schuttbildungen nördlich vom Löntsch zwischen Seerüti und Riedern.

Ich beginne die Einzelbesprechung mit den vom Glärnisch stammenden Bergsturzmassen, da sie, wie sich später ergeben wird, älter sind als diejenigen der Deyen-Wiggiskette.

II. Abschnitt.

Die Glärnisch-Bergsturzmassen.

Sie bilden keinen zusammenhängenden Trümmerhaufen, sondern treten in Form von getrennten Hügelzügen und Einzelhügeln auf, weswegen eine gesonderte Besprechung der einzelnen Abschnitte geboten ist.

A. Beschreibung der Breccienhügel.

1. Der Sackberg-Hochwald.

Dieser südöstlichste Teil des Sackberges ist es, welcher der Klönthalbarrière, von Glarus aus betrachtet, das Aussehen eines hohen Dammes verleiht. Er bildet einen 300—400 m über seine Umgebung emporsteigenden Bergzug, der sich vom Glärnischabhang aus cirka 1100 m weit nach Norden erstreckt und eine grösste Breite von 700 m besitzt (Fig. 2, Taf. II).

Ostwärts fällt er auf seiner ganzen Länge mit ausserordentlich regelmässiger, 35—40° steiler Böschung zur Kehlenrunse ab; auf seiner Höhe aber finden wir eine sehr unregelmässige Oberfläche, welche sich im allgemeinen nach Westen und Norden mit mässig steiler, nur lokal 30° erreichender Böschung gegen die Grenzfurche zwischen Glärnisch- und Wiggistrümmergebiet senkt und im Osten durch die obere Kante des steilen Ostabhanges wie abgeschnitten erscheint.

Während in den steileren Partien dieses Gebietes die Profillinie nur geringe Unregelmässigkeiten zeigt, drängt sich in den flacheren Teilen Terrainwelle an Terrainwelle. Die Hügelchen zeichnen sich durch runde Formen aus

und erheben sich über die benachbarten Vertiefungen in der Regel nur um wenige Meter, selten um 10 m. Sie erscheinen jedoch nicht als scharf getrennte Individuen, sondern sie hängen unter sich durch flache Erhebungen zusammen. Infolgedessen besitzen die dazwischen eingesenkten Terrainfurchen häufig kein gleichsinniges Gefälle; nicht selten steigt der Boden vom Grunde derselben nach allen Richtungen an. Wir vermissen auch durchaus eine Anordnung der Vertiefungen nach Art eines Systems von Erosionsrinnen. Sie unterscheiden sich durch die Form ihres Querprofils, ihr Gefälle und ihre Anordnung durchaus von den Furchen, welche das fliessende Wasser erzeugt. Die Unebenheiten auf dem Scheitel des Sackberg-Hochwaldes sind keine Erosionsformen; dagegen stimmen sie überein mit den Accumulationsformen, die uns in Moränenlandschaften, namentlich aber im Ablagerungsgebiet grosser Bergstürze entgegentreten (Bergsturz zwischen Schwanden und Glarus; Bergsturz von Flims[1]).

Nirgends im Gebiete des Hochwaldes, selbst nicht an seinem steilen Ostabsturz, erblicken wir ein System von kompakten Felsschichten. Überall zeigt sich der Boden mit regellos hingestreuten, eckigen Felsblöcken besät. Auf den ersten Blick scheint sich zwar nicht, wie dies sonst im Trümmerfeld eines Bergsturzes der Fall ist, Block an Block zu drängen. Wir überzeugen uns aber leicht, dass thatsächlich der Boden aus lauter eckigen Blöcken und Splittern zusammengesetzt ist, dass aber die Vegetation, vor allem eine üppige Moosdecke und die von ihr erzeugte Humusschicht die Mehrzahl derselben unserm Blicke verhüllt. Die meisten Trümmer sind klein; Blöcke von 1 m^3 sind nur spärlich vorhanden. Doch finden sich auch solche von 10—50 m^3 Inhalt, z. B. im nördlichsten Teil des Hochwaldes.

Nach den Erscheinungen der Oberfläche zu schliessen, gehört das Gesteinsmaterial des Hochwaldes zum weitaus grössten Teile dem dunkel blaugrauen, muschelig brechenden Hochgebirgskalk (= Quintnerkalk *Escher*, mittlerer Malm) an. Im nördlichen Teil treffen wir auf einer ziemlich grossen Fläche ausschliesslich Blöcke eines heller grauen, körnigen oder spätigen Kalkes aus den Schichten

---

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1895, I, pag. 13 und 25.

A. Heim, Der alte Bergsturz von Flims. Jahrbuch des S. A. C. 1883, pag. 297, 301, und Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lfg. XXV, pag. 431.

des oberen Malm neben einem kleinen Komplexe der dunkelgrauen, mergeligen Balfriesschiefer (Berriasien). Daran schliessen sich, den ganzen nördlichen Abschnitt des Hochwaldes zusammensetzend, hellgraue Kalke, welche nach ihrem petrographischen Charakter und den Petrefaktenresten als Schrattenkalk (Urgonien) bezeichnet werden müssen. Im mittleren und südlichsten Teile des Hochwaldes ist namentlich der hell blaugraue, gelbfleckige Schiltkalk aus der Basis des Malm (Oxfordien) reichlich vorhanden. Damit vergesellschaftet treffen wir hier Gesteine aus den verschiedenen Schichten der Doggerzone des Glärnisch, nämlich den rotbraunen, petrefaktenreichen Blegi-Eisenoolith (Callovien), die zähe, oft hellgraue oder lilafarbige, rostig punktierte Echinodermenbreccie, den schwarzbraunen, knollig schiefrigen, glänzende Glimmerschüppchen enthaltenden Opalinusschiefer aus der Basis des Dogger. Auffällig ist, dass die hellen und dunkeln Eisensandsteine des Dogger, die am Glärnisch in grosser Mächtigkeit anstehend sind, auf der Oberfläche des Hochwaldes nur spärlich vorkommen, spärlicher als z. B. der Eisenoolith und der Opalinusschiefer.

Eine merkwürdige Erscheinung, welche später eingehend besprochen werden soll, bilden zahlreiche, über den südlichen Teil des Hochwaldes zerstreute Trümmer von Rötidolomit, Quartenschiefer und Röti- und Liasquarziten.

Leider finden wir am Hochwald nur wenige Aufschlüsse, welche uns einen Einblick in die innere Struktur des Berges gestatten. Drei je 10—30 m lange und 1—2 m tiefe Einschnitte, welche durch eine neue Weganlage auf dem mittleren Teil des Hochwaldes geschaffen worden sind, stellen die einzigen Aufschlüsse auf seiner Scheitelfläche dar. Durch den östlichsten dieser Einschnitte ist eine cirka 20 m lange Hochgebirgskalkmasse entblösst worden, die durch mehrere Systeme paralleler Klüfte in lauter kleine polyedrische Bruchstücke zerlegt ist und offenbar einen grossen, innerlich zersplitterten Felsblock darstellt. Im westlichsten Einschnitt sehen wir auf der einen Seite des Weges eine Partie deutlich geschichteten Hochgebirgskalkes, deren Schichtflächen ein Streichen von N 55° O zeigen und mit 70° nach SO einfallen. Wir sehen aber, wie die Schichtfugen sich stellenweise zu klaffenden Spalten erweitern und wie ostwärts die Schichtung allmählich verwischt wird und in ein Durcheinander von scharfkantigen Blöcken und Splittern übergeht, welche kleinere und grössere eckige Hohlräume zwischen sich offen lassen. Auf der Nordseite bricht die

Schichtung plötzlich ab und grenzt an ein regelloses Trümmerwerk, gebildet aus grössern Blöcken und kleinen dazwischen liegenden Splittern von Hochgebirgskalk. Ein ähnliches Gemisch scharfkantiger Blöcke und Splitter sehen wir auf der gegenüber liegenden Seite des Weges, sowie im mittleren der drei Wegeinschnitte.

Längs des Strässchens, das über den steilen Ostabhang des mittleren Hochwaldes führt, sind mehrere Schuttgruben geöffnet, welche das Beschotterungsmaterial für den Weg liefern. Sie zeigen alle ein Trümmerwerk von scharfkantigen Kalkbrocken und Kalkkörnern. Entweder sind die grösseren Fragmente samt dem Kalksand zu einer kompakten Masse zusammengepresst, oder es liegen die grösseren Trümmer etwas lockerer und sind mit einem kreideweissen, mondmilchähnlichen feuchten Pulver bedeckt. An einigen Stellen erscheinen in der regellos gelagerten Breccie grössere Blöcke, die in tausende von kleinen Stücken zersplittert sind, wobei jedoch die ursprüngliche Schichtung und der allgemeine Blockumriss noch erkennbar geblieben sind. Die tiefern Schuttgruben zeigen ausschliesslich den dichten, blaugrauen Hochgebirgskalk, während in den oberen Aufschlüssen die hellern, etwas körnigen Kalke des oberen Malm vorherrschen. In der gleichen Schuttgrube treten bisweilen helle und dunkle Kalke gemischt auf.

Einzelne der runsenartigen Rinnen, von denen der Ostabhang durchfurcht ist, sind in ihren oberen Teilen ziemlich tief in das Gehänge eingerissen und gestatten daher einen Einblick in den Bau des Berges. So finden wir zu oberst in der Rinne, welche die Grenze zwischen dem mittleren und dem südlichen, höchsten Teile des Hochwaldes bildet, eine wohl 30 m hohe Hochgebirgskalkmasse, die von mehreren Systemen paralleler Kluftflächen durchzogen ist und so in lauter kleinere und grössere eckige Brocken zertrümmert erscheint. Dieselbe Erscheinung zeigt in noch grösserem Massstabe die breite, im oberen Teil wohl 50° steile Erosionsrinne, die unter dem Gipfel des Hochwaldes gegen die Kehlenrunse hinunter sich zieht. Die Splitter sind nicht miteinander verkittet, so dass sie meist leicht von Hand auseinandergebrochen werden können. Bei der Gleichartigkeit des Materials und der intensiven Zertrümmerung wagte ich nicht zu entscheiden, welches von den Kluftsystemen die ursprüngliche Schichtung darstellt. Dicht unter dem obersten Teil des Hochwaldes findet man in einer durch eine kleine Rutschung entstandenen Terrainentblössung

ausschliesslich schwarze Opalinusschiefer und Trümmer von Rötidolomit, Quartenschiefer und rostigen Quarziten. Eine Reihe kleinerer Anrisse am Fusse des Abhanges zeigen ein Gemisch von Hochgebirgskalk und den verschiedenen Dogger- und Rötigesteinen, wobei meistens der Hochgebirgskalk vorherrscht, bisweilen aber auch Schiltkalk- und Doggertrümmer auffällig reichlich auftreten.

Einige wertvolle Beobachtungen machen wir noch beim Aufstieg durch die Grenzfurche zwischen Sackberg und Abhang des Vorderglärnisch. Wir können uns hier aufs beste überzeugen, dass, wie schon der Anblick aus der Ferne lehrt, die Schichten des Glärnisch sich thatsächlich nicht in den Sackberg hinein fortsetzen. Stets haben wir hier zur Linken die Schichtenköpfe des flach in den Glärnisch einfallenden Hochgebirgskalkes, zur Rechten aber ein buntes Trümmerwerk aller möglichen Malm-, Dogger- und Rötigesteine. Etwa 15 m über der Stelle, wo die Kehlenrunse, aus einem tief in die Malmschichten des Glärnisch eingerissenen Couloir heraustretend, in die Grenzfurche zwischen Glärnisch und Sackberg einbiegt, sehen wir z. B. die direkte Berührung der anstehenden Malmschichten mit einem zu harter Breccie verkitteten Gemische von eckigen Hochgebirgskalkbrocken mit Splittern von Dogger, Quartenschiefer und Rötidolomit. Etwas höher oben schauen aus dem 40—50°-steilen Abhange des Sackberges zwei übereinander liegende, rostig braun angewitterte, harte Breccienmassen heraus, von denen die untere 20—30 m lang und 10—15 m hoch ist, die obere als fast horizontale, 5—10 m hohe Bank etwa 80 m weit verfolgt werden kann. Beide Breccienmassen bestehen aus ausserordentlich harter, rostig punktierter Echinodermenbreccie des Dogger und beide zeigen eine deutliche, schichtförmige Anordnung der eckigen Bruchstücke. Die untere Breccienmasse ist durch eine weitgehende Zertrümmerung des Gesteins ausgezeichnet. Da die einzelnen Klüfte sich nicht weit zusammenhängend verfolgen lassen und der petrographische Charakter der Trümmer auf ganz geringe Entfernungen sich beträchtlich ändert — es wechseln rasch grobkörnige mit feinkörnigen Trümmern, dunkelgraue, rostig punktierte Gesteine mit stark eisenschüssigen, auffällig an Eisensandstein erinnernden Brocken — so ist die Klüftung der Breccie wohl eher als Fluidalstruktur denn als echte Schichtung aufzufassen.

In der oberen Breccienbank ist das Gestein weniger intensiv zertrümmert; hie und da erweitern sich die Fugen, welche die grösseren Blöcke trennen, zu

klaffenden Spalten und eckigen Lücken. Ein Schwarm von Schiltkalktrümmern, denen auch einzelne Stücke Eisenoolith beigemengt sind, hüllt die Echinodermenbreccienklippe oben und am südlichen Seitenrande ein, an ihrem Fusse aber befinden wir uns kaum 5 Schritte von den am Vorderglärnisch anstehenden Bänken des oberen Malm entfernt.

Werfen wir endlich noch einen Blick auf die Gruppierung der Gesteinsarten auf der Scheitelfläche des Hochwaldes. Durchaus entsprechend den Verhältnissen am Ostabhange finden wir im nördlichen Teile des Gebietes ausschliesslich Schrattenkalk und oberen Malm, im mittleren Teil in einem weiten Gebiete nur den Hochgebirgskalk, im südlichsten Teile aber ein Gemisch von Hochgebirgskalk mit Schiltkalk, Eisenoolith, Echinodermenbreccie des Dogger, Rötidolomit, Quartenschiefer und Quarziten.

Während wir einerseits eine scharfe Begrenzung der Blockgebiete und eine zonenförmige Gruppierung der Gesteinsarten, welche auf eine in loco entstandene Zertrümmerung eines anstehenden Schichtenkomplexes schliessen lassen könnten, durchaus vermissen, ist doch anderseits im südlichen Hochwald die Mischung der Trümmer keine so bunte und regellose wie in einer Moräne. So giebt es Flächen von mehreren Hundert m^2, wo wir selten ein anderes Gesteinsstück als Hochgebirgskalk finden. Dicht daneben stossen wir auf kleine Hügel, die fast ganz aus gelbfleckigem Schiltkalk aufgebaut sind. Auf dem höchsten Teil des Hochwaldes liegt ein über 50 m langer und 20 m breiter Schwarm von weissen Quarziten, zwischen denen wir umsonst nach einem andern Felsstück suchen. Der Rötidolomit bildet zwar nicht förmliche Schwärme, aber doch einzelne grössere Blockgruppen. Diejenigen Felsarten endlich, die mehr nur in vereinzelten Brocken auftreten, befinden sich sozusagen ohne Ausnahme in Gesellschaft von Gesteinen, denen sie im anstehenden Fels zunächst liegen. So treffen wir die Eisenoolithtrümmer stets in Gesellschaft von Schiltkalkblöcken. Die Quartenschieferstücke liegen vorzugsweise bei Blöcken der violetten Abänderung des Rötidolomits, und wo wir vereinzelte weisse Quarzitbrocken finden, liegen in der Regel auch Rötidolomitstücke in der Nähe. Zu diesen Erscheinungen gehört auch die Thatsache, dass da, wo der gelbfleckige Schiltkalk mit Malm gemischt ist, dieser weniger dem typischen, muschelig brechenden Hochgebirgskalk, sondern fast ausschliesslich dem dunkelgrauen, oft

etwas ins Lilafarbige spielenden, mergeligen Kalk angehört, der z. B. in der Gleiterschlucht oder am Ostfusse des Wiggis zwischen Schiltkalk und Hochgebirgskalk anstehend ist.

Es ist von vornherein klar, dass die geschilderten Erscheinungen der innern Struktur und der Blockverteilung auf der Oberfläche mit der Bildungsweise der Moränen durchaus im Widerspruche stehen. Das Vorkommen grosser geschichteter Breccienmassen bis dicht unter die Oberfläche bei gänzlicher Abwesenheit von gerundeten Geschieben, das Fehlen einer Schlamm- und Sandgrundmasse und das schwarmweise Auftreten von Blöcken aus derselben Schicht beweisen mit aller Sicherheit, dass der Sackberg-Hochwald als Ganzes keine Moräne ist und dass, wenn überhaupt hier Moränen vorkommen, sie nur untergeordnete, lokale Erscheinungen sein können.

Mit der Annahme, der Hochwald sei zum grössten Teil eine Dislokationsbreccie, liessen sich zwar einzelne Thatsachen, wie das Vorkommen grosser Partien innerlich zertrümmerten, geschichteten Malmes, wohl vereinen; allein andere Erscheinungen, namentlich die Mischung der Trümmer auf der Oberfläche, die rings von andern Gesteinen umgebenen Dogger-Echinodermenbreccienmassen am Ostabhange, die aus mannigfaltigen Gesteinsarten zusammengesetzte harte Breccie bei der Kehlenrunse, die Mischung des Hochgebirgskalkes mit zahlreichen Dogger- und Rötitrümmern, die unmöglich durch blosse Abrutschungen von der Scheitelfläche des Hochwaldes erklärt werden kann, sowie die Diskordanz mit den Malmschichten des Vorderglärnisch, stehen mit jener Annahme in entschiedenem Widerspruche. Dagegen berechtigen uns wohl unsere Beobachtungen, den Sackberg-Hochwald als einen Teil des Trümmerstromes eines grossen, vom Glärnisch niedergegangenen Bergsturzes zu betrachten.

Alle jene Erscheinungen, namentlich die schwarmweise Gruppierung der Gesteinsarten, die Zertrümmerungstextur grosser Blöcke und das Auftreten grosser, innerlich zertrümmerter, geschichteter Gesteinsmassen, gehören zu den charakteristischen Eigenschaften grosser Bergsturztrümmerströme [1]).

---

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen, pag. 25.

2. Der Hügelzug Sack-Bitziberg.

Etwa 200 m östlich vom Fusse des Hochwaldes, von diesem durch den Schuttkegel der Kehlenrunse getrennt, beginnt ein niedriger, bewaldeter Hügelzug, der als Grenzwall zwischen der neuen Allmeind und dem Thälchen des strengen Baches sich bis an den Westrand von Glarus erstreckt. Mehrere von der neuen Allmeind ausstrahlende Trockenthälchen zerlegen ihn in 6 oder 7 einzelne Hügel. Eine über die höchsten Punkte derselben hinweggelegte Linie ergiebt eine ziemlich gleichmässige, mit cirka 5 ° nach Osten fallende Böschung, während die Umgebung, die neue Allmeind und das Thälchen des strengen Baches mit durchschnittlich 7 ° Gefälle ostwärts sich senken. So kommt es, dass der Hügelzug, der an seinem Westende sich um wenige Meter über seine Umgebung erhebt, ostwärts immer mehr über dieselbe emporwächst und gleichzeitig an horizontaler Ausdehnung gewinnt. Seinen Abschluss bildet das Bergli, das am Rande der Stadt Glarus als beträchtlicher Hügel sich 100 m über die Thalsohle erhebt.

Durchwandern wir diese Hügellandschaft (wobei wir vorläufig das Bergli ausser Betracht lassen), so fällt uns sofort auf, dass die Erscheinungen der Oberfläche in hohem Masse mit denjenigen des Hochwaldes übereinstimmen. Wieder finden wir die unregelmässig wellige Oberfläche, die für das Trümmerfeld grosser Bergstürze charakteristisch ist, und wieder sehen wir sie zusammengesetzt aus lauter eckigen, wirr durcheinanderliegenden Felsblöcken und Splittern. Blöcke von über 100 m^3 Inhalt sind hier keine Seltenheit (Ostabhang des Bitziberg, Hügel bei Sack). Der grösste Felsblock dieses Gebiets ragt wohl 15 m hoch über den Boden empor und besitzt, obschon bereits ein grosser Teil desselben in die Kalkbrennerei gewandert ist, heute noch einen Inhalt von mehr als 1000 m^3. Er liegt am Südrande der neuen Allmeind, an der Stelle, wo *Baltzer* in seiner Glärnischkarte einen kleinen Fleck anstehenden Malmes eingetragen hat. Nicht selten beobachtet man grosse, auf regellos gestellten Splittern aufruhende Blöcke, welche noch die ursprüngliche Schichtung zeigen, aber von vielen Bruchflächen durchsetzt sind. Bisweilen sind grosse Blöcke in dicke Tafeln auseinandergebrochen, welche ihre Zusammengehörigkeit

noch durch die einheitliche Orientierung der jetzt durch klaffende Fugen getrennten Schichtflächen beweisen.

Terrainaufschlüsse sind leider auch hier nur in kleiner Zahl vorhanden. Der schönste derselben wurde im Frühjahr 1897 durch den Bau des neuen Reservoirs für die Wasserversorgung von Glarus geschaffen. Dabei wurde am Südfusse des Hügels südlich Waldschlössli auf ziemliche Ausdehnung eine aus lauter eckigen Malmtrümmern bestehende Breccie entblösst. Die Brocken, die in ihrer grossen Mehrzahl die Grösse einer Faust nicht erreichen, sind völlig regellos gelagert und fest ineinandergekeilt. Hie und da schliessen sie kleine eckige Hohlräume ein, meistens aber sind die Lücken zwischen den grössern Stücken durch feine Kalksplitterchen und Kalkpulver ausgefüllt. Auf den Bruchflächen des dunkelgrauen Kalkes entdeckt man auch leicht die für Bergsturzmaterial charakteristischen Schlagkontusionen in Form von kleinen, unregelmässig begrenzten, weisslich grauen Tupfen oder groben, länglichen Schrammen. Das Material gehört fast ausschliesslich dem typischen, dunkeln Hochgebirgskalk an; hie und da aber entdeckt man zwischen den dunkeln Trümmern ein Stück einer helleren Kalkvarietät. Die Breccie ist leicht verkittet, so dass sie eine fast senkrechte Böschung erträgt.

Die Schuttbildung besitzt alle Eigenschaften einer Bergsturzbreccie und beweist mit aller Sicherheit, dass wir uns hier im Ablagerungsgebiet eines Bergsturzes befinden. Das bei den Grabarbeiten entblösste Profil (Fig. 12) zeigte auch, dass die Bergsturzmasse sich tief unter die jüngern Schuttbildungen des Wydenthälchens fortsetzt.

Bei einer im Jahre 1895 vorgenommenen Verlegung des Bachbettes neben dem Wydenstall erschien unter dem cirka 30 cm mächtigen Bachschutte eine ebenfalls ausschliesslich aus scharfkantigen Malmsplittern zusammengesetzte Bergsturzbreccie, und ebenso beweisen eine kleine Schuttgrube am Nordrande des Kettwäldli und ein Bacheinschnitt am Ostende desselben die Bergsturzstruktur des Terrains.

Am Aufbau dieser Hügel nimmt fast nur der Malm teil. Auf grossen Flächen treffen wir nur den typischen Hochgebirgskalk (Bitziberg, Hügel südlich Kalkbühl), während in andern Gebieten die hellern Kalke des oberen Malm häufiger sind (westlich Kalkbühl). Bei der vorherrschenden Gleichartigkeit des

Materials ist die Gruppierung der Gesteinsarten zu Blockgruppen und Schwärmen weniger auffällig als auf dem Hochwald; aber sie ist auch hier erkennbar. So finden wir am Ostfusse des Hügels beim Waldschlössli ausschliesslich Trümmer des gelbfleckigen Schiltkalkes und bemerken, wie westwärts im benachbarten Walde grosse Blockgruppen des gelblich grau anwitternden, mergeligen oberen Schiltkalkes den allmählichen Übergang zum Trümmerwerk des typischen Hochgebirgskalkes bilden. In der Nähe des grossen Blockes am Westende des Hügelzuges, an der Westspitze des Bitziberges und im Zaunbühl westlich vom Bergli beobachten wir kleine Schwärme von Balfriesschiefer, die mit auffallender Regelmässigkeit von fein oolithischen hellgrauen Kalken, welche wahrscheinlich zum obern Malm gehören, begleitet sind.

3. Das Bergli.

Gestützt auf die Thatsache, dass in dem grossen Steinbruche am Nordostabhange des Bergli in grosser Ausdehnung deutlich geschichteter Hochgebirgskalk entblösst ist, dessen Streichen ungefähr der allgemeinen Streichrichtung des benachbarten Gebirges entspricht, hat *Baltzer* in seiner Glärnischkarte diesen Hügel als anstehenden Fels bezeichnet. Diese Darstellung ist seither in alle unser Gebiet betreffenden geologischen Karten übergegangen. Auch Geologen, welche in neuester Zeit die Lokalität besuchten, betrachteten den Hügel als eine anstehende Felsklippe [1]).

Ich selbst wurde in dieser Ansicht bestärkt, als ich im Frühjahr 1894 beobachtete, dass der gegen das Eichenquartier Glarus gerichtete steile Südostabhang ganz aus Rötidolomit besteht und dass die zwischen diesem Rötidolomitkomplex und dem geschichteten Hochgebirgskalk liegende Zone aus weissen Quarziten, Quartenschiefer, Opalinusschiefer, Echinodermenbreccie des Dogger, Eisenoolith und Schiltkalk zusammengesetzt ist, wobei die ältern

---

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1895, I, pag. 11.

A. Rothpletz, Über den geologischen Bau des Glärnisch. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 1897, Fig. 3.

A. Rothpletz, Das geotektonische Problem der Glarneralpen, Taf. I, Fig. 12; Taf. III, Fig. 3; Taf. IX, Fig. 24.

Gesteine, also die Quarzite, Quartenschiefer und Opalinusschiefer, mehr in der Nähe des Rötidolomit auftreten, der Schiltkalk aber dem Hochgebirgskalk näher liegt und mit demselben durch Blöcke des gelblich grau anwitternden, mergeligen Gesteins verbunden ist, das im Anstehenden den Übergang zwischen Schiltkalk und Hochgebirgskalk bildet.

Während des Studiums meines Untersuchungsgebietes bin ich jedoch nach und nach davon abgekommen, im Bergli einen anstehenden, vom Rötidolomit bis zum Malm reichenden Schichtenkomplex zu sehen; immer mehr gewann ich die Überzeugung, dass es ebenfalls eine vom Glärnisch stammmende Bergsturzmasse ist. Ich führe für meine Ansicht vorläufig folgende Gründe an:

1. Das Bergli stellt nach Lage und Niveauverhältnissen die unmittelbare Fortsetzung des vorhin besprochenen Bergsturzhügelzuges dar (Fig. 2, Taf. II).

2. Es besitzt, wie dieser Hügelzug und wie der Hochwald, die für Bergsturz charakteristische unregelmässige, wellighügelige Oberfläche.

3. Seine Oberfläche bietet, wenigstens soweit der Wald reicht, den Anblick eines typischen Bergsturzblockwerkes dar, das bis in alle Details mit demjenigen des Hügelzuges Untersack-Kalkbühl-Bitziberg übereinstimmt. Im Gebiete zwischen der Bergliwirtschaft und dem Gipfelpunkte, wo das Blockwerk am grossartigsten auftritt, sind die Blöcke häufig in merkwürdigen Stellungen aufeinandergetürmt, so dass sie oft grosse Hohlräume zwischen sich einschliessen, deren eckige Formen durchaus verschieden sind von denjenigen, welche durch die mechanische und chemische Thätigkeit des Wassers im anstehenden Fels entstehen können. Nicht selten kann man beobachten, dass dicht nebeneinanderliegende grosse Blockgruppen mit erhalten gebliebenem Schichtgefüge ganz verschiedene Stellungen der Schichtflächen zeigen. Der Gipfel des Bergli wird von einer 5 m hohen und mindestens 100 m^3 grossen Blockgruppe gebildet, deren Schichtflächen beinahe senkrecht stehen. Man sieht deutlich, dass sie auf Felsblöcken ruht, deren Schichtflächen ganz anders verlaufen und durch klaffende Zwischenräume voneinander getrennt sind.

4. Wenn der Rötidolomit am Südostabhange wirklich anstehend wäre, so müsste er an dem durchwegs 37—42 ° steilen Borde gewiss in Form von deutlichen Felsbänken zu Tage treten. Thatsächlich aber erblicken wir ihn

bloss in Form von zahlreichen aus der dünnen Humusdecke herausschauenden kleinern und grössern, regellos gestellten Blöcken. Auch die auffällig regelmässige Böschung des Abhanges, der das Steilufer eines Gewässers darstellt, spricht dafür, dass das Terrain nicht aus solidem Fels, sondern aus Trümmern besteht.

Die über dem Rötidolomit folgenden Dogger- und Schiltkalkgesteine treten, obschon etwelche zonenförmige Anordnung konstatiert werden kann, doch nicht in Form von Schichten, sondern ausschliesslich in Blöcken und Splittern auf. In den Wiesen am südlichen Teil des Bergli finden wir die Dogger- und Schiltkalktrümmer in buntem Gemische. Doch möchte ich auf diesen Umstand wenig Gewicht legen, da nicht ausgeschlossen ist, dass die menschliche Kulturarbeit diese Mischung verursacht hat.

5. Eine Gruppe grosser Malmblöcke, die an der Ostecke des Bergli in der direkten Fortsetzung der Rötidolomitzone zu Tage treten, sprechen ebenfalls zu gunsten der Ansicht, der Rötidolomit gehöre hier nicht zu einem anstehenden Schichtensystem, sondern zu einem grossen Blockschwarme des Bergsturztrümmerstromes.

6. Die Schichtung des Malmkalkes in den beiden nebeneinanderliegenden Steinbrüchen ist allerdings überraschend deutlich. Allein der ganze Schichtenkomplex ist in höherem Masse, als es gewöhnlich im anstehenden Fels zu beobachten ist, von Spalten durchkreuzt, so dass, wenn man ihn in der Richtung gegen die Schichtflächen, statt im Profil, betrachtet, man ein unregelmässiges Blockwerk vor sich zu haben glaubt. Man sieht ferner, wie die innere Zertrümmerung nach oben zunimmt, die Schichtung sich allmählich verliert und in ein regelloses Gewirre von grössern Blöcken und kleinen Splittern übergeht, welche durch starke Travertinbildungen miteinander verkittet sind. Endlich sieht man am obern Rande des Steinbruchs eine auf diesem Trümmerwerk ruhende Reihe grosser Blöcke, deren einheitlich orientierte Schichtflächen beinahe senkrecht stehen, während diejenigen des tiefern Schichtenkomplexes mit 51—58 ^{0} nach N N W fallen.

7. Die Unterlagerung geschichteter Malmpartien durch regellos gestellte Kalksplitter kann noch an mehreren andern Stellen, z. B. am Weg zum grossen Steinbruch, namentlich aber in einem kleinen, neu angelegten Steinbruche am

Nordende des Bergli, beobachtet werden. Endlich tritt am Südwestende des Bergli, bei den Häusern im Steppel, eine typische, fest verkittete Malm-Bergsturzbreccie zu Tage.

Diese Gründe berechtigen uns wohl zu der Behauptung, das Bergli sei nicht eine anstehende Felsklippe, sondern ein Bergsturzrest, in welchem jedoch während der Bergsturzbewegung ein grosser Schichtenkomplex als zusammenhängendes Ganzes erhalten geblieben ist.

4. Die isolierten Hügel bei Glarus.

Eine auffällige Erscheinung sind mehrere getrennte Hügel, welche als östliche Fortsetzung der vorhin besprochenen Bergsturzlandschaft bei Glarus mitten aus dem ebenen Kiesboden des Linththales emporsteigen.

1. Der Burghügel (kurzweg die „Burg“ oder das „Bürgli“ genannt) erhebt sich am Nordrande der Stadt cirka 30 m hoch über den Thalboden und verleiht ihr mit seiner uralten St. Michaelskapelle einen malerischen Abschluss.

Heute gestattet uns leider kein Aufschluss einen Einblick in die innere Struktur des Hügels. In früheren Jahrzehnten jedoch war an seinem Ostfusse ein Steinbruch geöffnet, der für eine benachbarte Kalkbrennerei ausgebeutet wurde. Im Jahre 1859 wurde derselbe mit Rücksicht auf die darüber befindlichen Gebäude geschlossen und sein Terrain in eine öffentliche Anlage umgewandelt. Offenbar gestützt auf die Erscheinungen in diesem Steinbruche erklärte schon *A. Escher von der Linth* den Hügel als eine Malmbergsturzbreccie. Glaubwürdige Männer, welche den Steinbruch im Betrieb sahen, erklärten mir übereinstimmend, der Fels habe ein unregelmässiges, von grossen Klüften durchzogenes Blockwerk gebildet. Aus demselben stammen einige Ammoniten, welche im Naturalienkabinett in Glarus aufbewahrt werden. Nach der Bestimmung durch Herrn Dr. *L. Rollier* sind es:

Perisphinctes Castroi Choffat. Unterer und mittlerer Malm.

Perisphinctes cf. Richteri (Op.) v. Zittel. Unterer und mittlerer Malm.

Perisphinctes sp. (unbestimmbar).

Oppelia falcata. Unterer Malm.

Der Besitzer eines der Häuser, welche einst auf dem westlichen Teil des Hügels standen, aber dem grossen Brande von Glarus im Jahre 1861 zum Opfer fielen, teilte mir mit, der Keller des Hauses sei in eine aus lauter scharfkantigen Trümmern bestehende „Nagelfluh“ eingegraben gewesen, die so fest verkittet war, dass die Mauern des Hauses direkt auf diese Breccie aufgesetzt werden konnten, die Erstellung besonderer Fundamentmauern also überflüssig war.

Schon diese Zeugnisse stellen mit Sicherheit fest, dass der Burghügel eine Bergsturzbreccie ist. Auch die Beobachtungen, die man an seiner Oberfläche noch machen kann, stehen mit dieser Anschauung durchaus im Einklang. In den Fusswegen, den Rasenflächen und namentlich am steilen Südabhange sieht man zahlreiche eckige Gesteinstrümmer verschiedener Dimensionen. Die meisten gehören dem Hochgebirgskalk an, der offenbar das Hauptmaterial des Hügels bildet. Verhältnismässig häufig sind auch die durch ihre Farbe auffälligen Eisenoolithtrümmer. Ferner beobachtet man Stücke von Schiltkalk, Echinodermenbreccie des Dogger, Opalinusschiefer, einige Stücke des hellbraunen und des dunkelbraunen Eisensandsteins. Dieselben Doggergesteine sieht man auch ziemlich reichlich in den grösstenteils aus dem Materiale des Hügels aufgebauten Stützmauern am Südabhange.

Als anlässlich der im Sommer 1897 ausgeführten Renovation der Burgkapelle ein Graben neben derselben erstellt wurde, fand ich das ausgehobene Material ausschliesslich zusammengesetzt aus eckigen Stücken von Hochgebirgskalk, Schiltkalk, Eisenoolith, Eisensandstein nebst einigen kleinen Trümmern von Rötidolomit und rotem Quartenschiefer.

2. Rings vom Löntschschuttkegel umflossen, liegt 250 m nördlich vom Burghügel der Sonnenhügel oder Galgenhügel [1]). Er hat die auffällige Form eines abgestumpften Kegels, dessen Mantel mit 35—42 ° Neigung zum Löntschschuttkegel abfällt (Fig. 1). Wir suchen auch hier umsonst nach einem Aufschluss; früher jedoch war am Westende des Hügels ein kleiner Steinbruch geöffnet, der nach den Berichten von Augenzeugen ungefähr dieselben Erscheinungen zeigte, wie derjenige am Burghügel. Wenn wir den steilen Abhang

[1]) Hier befand sich bis in unser Jahrhundert hinein die glarnerische Richtstätte.

des Hügels begehen und die Stützmauern an seiner Basis und am Wege nach seiner Scheitelfläche beobachten, so überzeugen wir uns, dass er aus den gleichen Gesteinen aufgebaut ist wie der Burghügel. Der Waldboden am nördlichen Abhang des Hügels ist ganz besät mit eckigen Trümmern von Hochgebirgskalk, und Blöcke des gleichen Materials schauen auch aus dem Rasen des benachbarten Wiesenhanges heraus. An der Südostkante des Hügels stossen wir auf zahlreiche Blöcke der Dogger-Echinodermenbreccie und in den Stützmauern finden wir neben diesen Gesteinen noch in Menge Schiltkalk und Eisenoolith. Endlich beweisen zahlreiche aus dem Rasen schauende Trümmer, dass am Ostabhange, neben und unter dem Doggerblockwerk, ein kleiner Schwarm von Rötigesteinen existiert, unter denen wir Rötidolomit, roten und grünen Quartenschiefer, weisse Quarzite und eigentümliche Breccien und Sandsteine (die vielleicht zum Lias gehören) konstatieren können. Bei der Anlage einer Wasserleitung für das auf dem Hügel liegende Wohnhaus kamen am Westabhang und auf der Scheitelfläche unter der dünnen Humusdecke nur scharfkantige, regellos aufgehäufte Bruchstücke von Hochgebirgskalk neben vereinzelten Doggertrümmern und einem Stück Rötidolomit zum Vorschein.

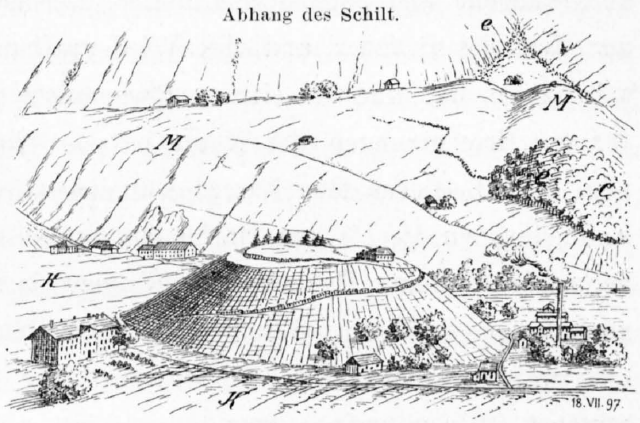


Fig. 1. **Der Sonnenhügel bei Glarus.**
Vom Bergli aus gesehen.
c = anstehende Kreide; e = anstehendes Eocän; M = Moräne; K = Schuttkegel des Löntsch.

Wir dürfen also wohl behaupten, der Sonnenhügel stimme in Bezug auf Gesteinsmaterial und Struktur mit den bisher besprochenen Bergsturzhügeln überein.

3. Vor dem grossen Brande von Glarus (10./11. Mai 1861) zog sich quer durch den Flecken vom Südwestrande der Ortschaft aus nach Nordosten ein langgestreckter Hügel, der durch eine flache Einsattelung in zwei Abschnitte, einen kleinern südlichen Teil, den Iselirain, und einen grössern nördlichen Teil, den Tschudirain, gegliedert war. Um einen ebenen Baugrund für die neue Stadt zu gewinnen, trug man im Jahre 1861 den Tschudirain gänzlich

ab; der Iselirain ist heute noch vorhanden, ist aber landschaftlich wenig auffällig, weil er rings von Häusern umgeben ist.

Die Erscheinungen, die bei der Abtragung des grossen Tschudirains beobachtet werden konnten, waren jedenfalls sehr interessant; aber leider besitzen wir hierüber keine Aufzeichnungen von der Hand eines Geologen. Wir sind so ganz auf die mündlichen und schriftlichen Berichte von Laien angewiesen, welche Augenzeugen der Abtragung waren, aber selbstverständlich ihre Beobachtungen geologisch nicht immer richtig zu deuten vermochten. Einige Notizen finden wir in der im Jahre 1864 erschienenen Schrift: „Glarus vor, während und nach dem Brande", verfasst von Dr. *Niklaus Tschudi*, der zur Zeit des Brandes und des Wiederaufbaues der Stadt Gemeindepräsident von Glarus war und als eifriger Berggänger und Naturfreund ein offenes Auge für die Erscheinungen der Natur besass. Nach seinen Mitteilungen [1]) „hatte man gehofft, dieser Hügel werde, ähnlich wie die Burg und der Sonnenhügel, wenigstens zu $^1/_3$ bis zur Hälfte aus Felsen bestehen, die man zu Baumaterial verwenden könne. Es zeigte sich aber, dass der weitaus grössere Teil aus zermalmtem Kalkstein, Geschiebe und nagelfluhartigem Geröll bestand, so dass eine weit grössere Masse, als berechnet war, zur Auffüllung verwendet werden musste". Die Gemeinde war so genötigt, mit grossen Kosten Liegenschaften (zwischen Burghügel und Sonnenhügel) zu erwerben, um das nutzlose Schuttmaterial ablagern zu können.

Von grossem Werte ist noch folgende Notiz in der genannten Schrift: „In geognostischer Beziehung ist zu erwähnen, dass in der Mitte des 74 Fuss hohen Hügels eine Partie von gneisartigem Gestein sich vorfand, während auf der Südseite vielfach rote, eisenhaltige Steine und Erde, wie man sie am Glärnisch neben dem Klönthalersee trifft, sich zeigten." Das „gneisartige Gestein" war sehr wahrscheinlich der weisse Quarzit, der auf dem Hochwald, im Bergli und Sonnenhügel bald schwarmweise, bald vereinzelt auftritt, das eisenhaltige Gestein sicher Eisenoolith des Dogger.

Die mündlichen Mitteilungen vieler Augenzeugen des Abtrages bestätigen, dass in dem Hügel grössere Partien zersplitterten Kalksteins mit einem Gemische

---

[1]) *N. Tschudi*, Glarus vor, während und nach dem Brande. Glarus 1864, pag. 67.

von Lehm, eckigen Trümmern und runden Geschieben vielfach abwechselten. Endlich berichtet Herr Professor *Heim*[1]), die Sammlung des eidgenössischen Polytechnikums enthalte „drei gute Handstücke splittriger Malmkalkbreccie von typischer Bergsturznatur, von *Escher* bezeichnet als Kalkbreccie von dem in Abtragung begriffenen Tschudirain".

Aus diesen Mitteilungen dürfen wir jedenfalls den Schluss ziehen, dass der Tschudirain zu einem guten Teil eine Bergsturzbreccie war; aber ebenso geht daraus hervor, dass dieselbe mit anderem Material, wahrscheinlich Moräne, gemischt war.

Ich habe nun in letzter Zeit wiederholt Gelegenheit gehabt, das Material des alten Tschudirains kennen zu lernen und dabei diese Schlussfolgerung bestätigt zu sehen. In der untern Kirchenstrasse in Glarus, deren Untergrund nach dem Zeugnis vieler Bewohner und namentlich auch des Herrn Tagwenvogt Heer, des langjährigen Leiters der öffentlichen Arbeiten der Gemeinde, aus Material des Tschudirains besteht, wurde im August 1896 eine Röhrenleitung erstellt. Unter dem ausgehobenen Materiale sah ich zahlreiche Geschiebe, von denen viele die für Gletschermaterial charakteristische unregelmässige Rundung besassen und manche mit deutlichen Gletscherkritzen versehen waren. Darunter waren Hochgebirgskalk, graugrüne Flyschsandsteine, roter und grüner Verrucano, reichlich auch der Schrattenkalk und braune Eisensandsteine vertreten. Unter den eckigen Trümmern, die möglicherweise auch der Moräne angehörten, wahrscheinlich aber zum grössten Teil Bergsturzmaterial waren, herrschte der dunkelblaugraue Hochgebirgskalk weitaus vor; in ziemlicher Menge beobachtete ich aber auch dunkelbraune Eisensandsteine des Dogger.

Ganz entsprechende Beobachtungen konnte ich im September 1897 am Nordende des Burghügels machen, wo anlässlich einer Neubaute das Ablagerungsgebiet des Tschudirainschuttes angeschnitten worden war. Wieder war typisches Moränenmaterial, worunter viele Malmstücke mit schönen Gletscherkritzen, reichlich vorhanden. Daneben lagen zahlreiche eckige Trümmer von Hochgebirgskalk; besonders aber fiel mir eine grosse Gruppe von Trümmern

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1895, I, pag. 10.

der rostfleckigen Echinodermenbreccie des Dogger auf, der noch einige Stücke von Schiltkalk und Eisenoolith beigemischt waren. Ich betrachte diese Trümmer als Bergsturzmaterial und nicht als Moräne, da gerade diese Vergesellschaftung von Gesteinen für die bisher besprochenen Trümmerhügel charakteristisch ist.

Endlich kam im Frühjahr 1899 bei einer Kellergrabung im Areal des ehemaligen Tschudirains primär gelagertes Material desselben in Gestalt einer Malmbreccie zum Vorschein, deren Splitter teils regellos gelagert und fest verkittet, teils zu deutlichen Schichten gruppiert waren.

Aus der dünnen Humusschicht des stehengebliebenen Iselirains schauen viele eckige Splitter und Brocken von typischem Hochgebirgskalk; eine kleine Terrainentblössung zeigt neben diesem Gestein noch eckige Stücke von dunkelbraunem Eisensandstein, und eine am Abhang des Hügels befindliche Stützmauer, die offenbar aus dem Material des Hügels erstellt worden ist, enthält neben Hochgebirgskalk sehr viele Eisensandsteine des Dogger, und zwar in den verschiedenen Varietäten, welche am Glärnisch anstehend sind. Daneben gewahrt man auf der Oberfläche des Hügels, wie auch in dem kleinen Aufschlusse, einzelne Geschiebe, die wahrscheinlich dem Erraticum angehören.

Gestützt auf alle diese Berichte und Beobachtungen gewinnen wir die Überzeugung, dass der ganze Hügelzug ein Bergsturzrest war, jedoch reichlichen Gletscherschutt einschloss, der wahrscheinlich durch den Bergsturz vom Grunde aufgeschürft worden war. Besondere Beachtung verdient der Umstand, dass das Bergsturzmaterial des Hügels identisch ist mit demjenigen der vorher besprochenen Bergsturzgebiete.

4. Der Hügel von Ennetbühls. Bei Glarus liegt noch ein isolierter Hügel, der viel grössere Dimensionen besitzt als Burghügel und Sonnenhügel, aber doch weniger auffällig ist, weil er ganz am Rande des Thales, dicht am Fusse des Schilt, liegt. Es ist ein 500 m langer Schuttwall, der unterhalb Ennenda mit dem „Weinberg“ beginnt, in einer Einsenkung die malerischen Holzhäuser des Dörfchens Ennetbühls trägt und gegenüber dem Burghügel, dicht am Ufer der Linth, endigt. Die wellige Oberfläche kulminiert in drei rundlichen Hügeln, welche sich bis 50 m über die Linthebene erheben. Ein steiles, die wellige Fläche in scharfer Kante anschneidendes altes Linthufer bildet den Westabhang des Hügels (Fig. 2).

Die Vegetationsdecke des Hügels wird an manchen Punkten von eckigen Blöcken durchbrochen, von denen einzelne beträchtliche Dimensionen besitzen. Im südlichen Teil des Schuttwalles scheinen sie ausschliesslich dem Hochgebirgskalk anzugehören, während man im nördlichen Abschnitte daneben zahlreiche Trümmer von rostfleckiger Echinodermenbreccie des Dogger, Schiltkalk und Eisenoolith bemerkt. Ein kleiner Aufschluss am Steilufer zeigt zersplitterten Hochgebirgskalk mit Zermalmungspulver.

Würde man nur die Lage des Schuttwalles berücksichtigen, so könnte man vermuten, eine alte Seitenmoräne des Linthgletschers oder dann eine vom

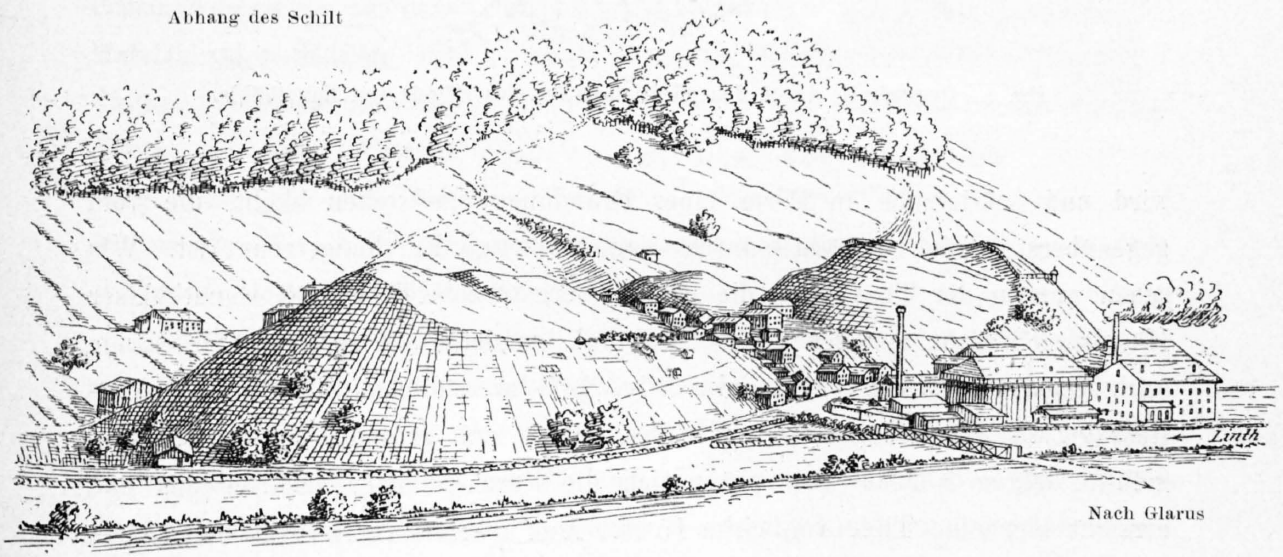


Fig. 2. **Der Bergsturzhügel von Ennetbühls.**
Vom Burghügel in Glarus aus gesehen.

Schilt abgerutschte Felsmasse vor sich zu haben. Die Gesteine, welche den Hügel zusammensetzen, beweisen jedoch, dass keine dieser Vermutungen zutreffend ist. Wäre er eine rechtsseitige Moräne des Linthgletschers, so müssten wir darin alle möglichen Gesteine vom Verrucano bis zum Flysch antreffen, namentlich die roten Sernifitkonglomerate und die graugrünen Flyschsandsteine, die für die Moränen des Linthgletschers so charakteristisch sind und thatsächlich im Erraticum am benachbarten Abhange des Schilts massenhaft vorkommen. Ein Felssturz von dem über Ennetbühls liegenden Schiltgehänge aber hätte nur Trümmer der Kreideformation und des Malm liefern können, nicht aber Dogger, da dieser schon bei Ennenda unter dem Thalgrunde verschwindet.

Die überraschende Übereinstimmung des Materials des Ennetbühlser Hügels mit demjenigen der Hügel bei Glarus beweist, dass er mit ihnen dieselbe Entstehungsgeschichte besitzt. Aber auch seine Form und seine Lage zum Schiltabhang entsprechen vollkommen dieser Ansicht. Herr Professor *Heim* hat wiederholt darauf hingewiesen, dass ein Bergsturztrümmerstrom beim Aufprallen auf eine Thalwand an derselben emporbrandet, von ihr zurückgeworfen

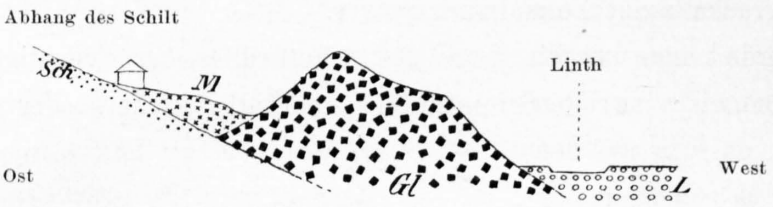


Fig. 3. **Querschnitt durch den nördlichen Teil des Hügels von Ennetbühls.**
Gl = Bergsturz von Glärnisch-Gleiter; M = Moräne; L = Linthalluvion; Sch = Gehängeschutt.

wird und schliesslich in Form einer Brandungswoge stehen bleibt, die vom gegenüberstehenden Gehänge durch eine thalartige Furche getrennt ist. Wir sehen nun in der That, dass die wellige Bergsturzoberfläche des Ennetbühlser Hügels sich nicht nur gegen das Linththal, sondern auf ihrer ganzen Länge auch gegen den Schilt hin senkt (Fig. 3). Im südlichen Teil ist die Vertiefung zwar durch Gehänge- und Runsenschutt zum grössten Teil wieder ausgefüllt; gegen Norden aber prägt sich die Furche immer schärfer aus und erreicht hier eine Tiefe von cirka 15 m. Auf der Gratlinie des Hügels von Ennetbühls stehen wir also auf der Brandungswelle eines vom Glärnisch niedergegangenen Bergsturzes.

5. Die Hügel bei Netstal.

1. Die Bürglen taucht oberhalb der Löntschmündung beim Weiler Leuzingen aus dem Löntschschuttkegel empor. Sie ist cirka 25 m hoch und hat wie der Sonnenhügel die Gestalt eines abgestumpften Kegels (Fig. 4).

Obschon das Innere des Hügels nirgends entblösst ist, überzeugen wir uns doch leicht, dass er ein Bergsturzrest und nicht etwa anstehender Fels oder eine Moräne ist. Seine Scheitelfläche ist, soweit der Wald reicht, leicht wellig und völlig bedeckt mit eckigen Felstrümmern, unter denen bis 100 m^3

grosse, bisweilen nach Bergsturzart zersplitterte Blöcke vorkommen. Ich beobachtete nur dreierlei Gesteine. Die Hauptmasse wird wieder von typischem Hochgebirgskalk gebildet. Im westlichen Teil des Hügels trifft man Blockgruppen von Balfriesschiefer und damit gemischt zahlreiche Trümmer eines fein oolithischen, viele Reste von Echinodermen einschliessenden, hellgrauen Kalkes, der wahrscheinlich zum oberen Malm gehört [1]). Aus dem Umstand, dass die aus dem Material des Hügels erstellten Stützmauern am Wege auf dem Westabhange fast ganz aus Balfriesschiefer bestehen, darf man schliessen, dass dieses Gestein hier einen grösseren Blockschwarm bildet.



Fig. 4. **Die Bürglen bei Netstal.**
Von Süden gesehen.

2. Der obere Bühl erhebt sich als ein 22 m hoher, kegelförmiger, in der Thalrichtung langgezogener Hügel im nördlichen Teil des Dorfes Netstal mitten aus der Kiesebene des Linththales. Eine auf seiner Nordseite liegende Schuttgrube, durch deren Betrieb bereits ein beträchtlicher Teil des Hügels abgetragen worden ist, zeigt in typischer Weise alle Erscheinungen einer Bergsturzmasse. Scharfkantige Splitter und Brocken, die zum grössten Teil dem Hochgebirgskalk, zum Teil auch dem oberen Malm angehören, liegen regellos durcheinander. An den Trümmern beobachtet man Bergsturz-Schlagkontusionen; häufig sind sie mit Kalkstaub bedeckt. Grosse Teile des Schuttes sind durch Kalksinter zu einer festen Breccie verkittet, wobei oft zwischen den Splittern Lücken offen geblieben sind, so dass dieselben nur durch einzelne Travertinkrusten und -stengel miteinander zusammenhängen. Auch auf der Südseite ist am Gipfel des Hügels eine prachtvolle, harte, löcherig ausgewitterte Malm-

[1]) Handstücke dieses Gesteins wurden von den Herren Professor *Heim* und *Früh* als Schrattenkalk bezeichnet. Ich bin eher geneigt, dasselbe als Malm anzusehen, da es mit Balfriesschiefer vergesellschaftet ist und da ich petrographisch ganz identische Gesteine im Anstehenden zwischen Balfriesschieferbänken gefunden habe.

Bergsturzbreccie entblösst. Ausser Malm sah ich unter dem Bergsturzmaterial dieses Hügels noch einige Stücke Schiltkalk, einen Block Dogger-Echinodermenbreccie und ein Stück Eisenoolith.

3. Der Forrenbühl ist ein kleiner, zwischen dem Dorfe Netstal und den Schutthalden am Fusse des Wiggis liegender, kegelförmiger Hügel. Er ist etwa 10 m hoch und seine fast kreisförmige Grundfläche besitzt einen Durchmesser von cirka 30 m. Ein kleiner Anschnitt am Ostfusse des Hügels beweist, dass er auch aus eckigem, zersplittertem Gestein besteht. Wir beobachten: kontusionierte Malmblöcke; Echinodermenbreccie des Dogger, stellenweise zu harter Breccie verkittet; einige Stücke Schiltkalk; eine Gruppe von Eisenoolithtrümmern; Opalinusthon, zum Teil zu schwarzbraunem Pulver zerrieben. Ausser diesen Gesteinen finden wir in einer Stützmauer am Fusse des Hügels, in einem Fusswege am Abhange und im Rasen des Hügels noch eckige Stücke von rotem und grünem Quartenschiefer, Rötidolomit und eines weissen Quarzites, der petrographisch vollständig übereinstimmt mit demjenigen des Hochwaldes und des Bergli.

Eine niedrige Terrainwelle verbindet den Forrenbühl mit einem etwa 25 m weiter nördlich liegenden, nur 3—4 m hohen rundlichen Hügel. Unter den aus dem Rasen herausschauenden Steinen gewahrt man Malm, Dogger-Echinodermenbreccie und Quartenschiefer; er ist also ohne Zweifel seiner Natur nach identisch mit dem Forrenbühl. Vielleicht gilt dasselbe auch von einem ganz kleinen, wenig mehr als 1 m hohen Hügelchen, das zwischen dem Forrenbühl und dem Dorfe Netstal über den ebenen Wiesengrund emporragt.

4. Der untere Bühl ist der nördlichste unserer Bergsturzhügel. Er liegt 400 m nördlich vom oberen Bühl unweit der Strasse nach Näfels, ist wieder auffällig kegelförmig und etwas in der Thalrichtung langgezogen. Er ist cirka 15 m hoch und an der Basis 40 m breit und 60 m lang. Das Material zweier kleiner Terrainaufschlüsse, der Stützmauern und der Oberfläche beweist, dass er zum grössten Teil aus eckigen Trümmern der eisenschüssigen Echinodermenbreccie des Dogger besteht. Überdies beobachtet man noch Schiltkalk, eine grössere Anzahl Eisenoolithstücke, zersplitterten Hochgebirgskalk mit Schlagkontusionen. In einem frischen Aufschluss fand ich im November 1897 zwischen Trümmern der Echinodermenbreccie auch ein Stück Quartenschiefer.

An einer Stelle sind Splitter von Echinodermenbreccie und Schiltkalk zu einer harten Breccie verkittet.

Wenn man von Netstal aus zu den imposanten Felswänden emporblickt, die hinter dem Dorfe von der 470 m hoch gelegenen Thalsohle mit enormer Steilheit fast direkt zu dem beinahe 2300 m hohen Wiggisgipfel emporsteigen, so ist man wohl geneigt, den Ursprung der Netstaler Bergsturzhügel dort oben zu suchen. Nun aber bestehen die mittleren und oberen Partien dieser Felswand ausschliesslich aus den Gesteinen der vier Kreidestufen, aus Nummulitenkalk und Flyschschiefer, während Hochgebirgskalk, Schiltkalk und ein schmaler, nur aus Echinodermenbreccie und Eisenoolith bestehender Doggerstreifen erst tief unten im Sockel des Gebirges auftreten. Da nun die Bergsturzhügel von Netstal weder Kreide noch Flysch enthalten, dafür fast ganz aus Gesteinen bestehen, die entweder erst zu unterst am Wiggis anstehend sind (Hochgebirgskalk, Schiltkalk, Eisenoolith, Echinodermenbreccie) oder dem Wiggis gänzlich fehlen (Opalinusschiefer, Rötidolomit, Quartenschiefer, Quarzite), so können sie unmöglich Überreste eines Bergsturzes vom Wiggis sein.

Ebensowenig können wir den Ursprung dieser Schutthügel auf der gegenüberliegenden Thalseite, im Fronalpstockgebiet, suchen, da an dieser Thalwand, soweit sie für einen im Thalgrunde liegenden Bergsturz in Betracht fallen kann, neben Malm ebenfalls Kreide und Flysch anstehend sind und manche Gesteine, die in den Hügeln sehr häufig sind, wie Schiltkalk, Echinodermenbreccie und Eisenoolith, gänzlich fehlen.

Dagegen dürfen wir behaupten, dass die Hügel von Netstal demselben Phänomen angehören, wie der Sackberg-Hochwald und die Hügel bei Glarus, da sie mit ihnen hinsichtlich des Gesteinsmaterials vollständig übereinstimmen.

6. Der Bergsturzrest auf dem Grundkopf.

Von der Ostkante des Wiggis aus schiebt sich gegen Riedern eine niedrige Felsrippe, der Grundkopf, vor. Gegen das Linththal fällt er mit einer cirka 80 m hohen Steilwand ab, welche die unmittelbare Fortsetzung der Ostwand des Wiggis darstellt; nach Südwesten dagegen sinkt die Oberfläche

allmählich unter die Schuttbildungen ein, welche den Grund des Klönthals bedecken.

Die ganze Felsrippe besteht aus hellgrauem Troskalk (oberer Malm). Darüber folgen Echinodermenbreccie des Dogger, Eisenoolith, Schiltkalk und dann die ganze Malm- und Kreideserie in normaler Lagerung. Der Dogger-Schiltkalkkomplex ist am Auernwege und in den Runsenzügen am Ostabhange gut entblösst, verschwindet dann aber südwärts unter der mächtigen Schutthalde, welche den Fuss der Malmwand umsäumt und auf der Grundkopfterrasse aufruht.

Der Felskern des Grundkopfs ist auf seinem Scheitel und auf seinem Westabhange mit einem Trümmerwerk bedeckt, das durch seine wellig hügelige Oberfläche und die Zusammensetzung aus wirr gelagerten, eckigen Felstrümmern aller Dimensionen vom kleinsten Splitter bis zum hausgrossen Blocke als eine typische Bergsturzmasse charakterisiert ist. Die Gestalt ihrer Oberfläche beweist, dass sie ihre Entstehung einem ganz andern Vorgange verdankt als die benachbarte, prachtvoll regelmässige Schutthalde. Sie sinkt etwas gegen dieselbe ein und stösst mit ihr in einer sehr scharf ausgebildeten Grenzlinie zusammen. Im Süden und Westen verschwindet sie unter dem Kreideschutt des Klönthals, im Norden aber bricht sie über der Troskalkwand des Grundkopfs plötzlich ab.

Das Material dieser Schuttanhäufung ist zum weitaus grössten Teile dunkelblaugrauer Hochgebirgskalk; aber auch der gelbfleckige Schiltkalk und die eisenschüssige Dogger-Echinodermenbreccie sind sehr reichlich vorhanden; im südlichen Teile sind sie das vorwiegende Gestein und auf dem Scheitel des Grundkopfs bilden sie noch eine Blockgruppe (Fig. 5; Fig. 2, Taf. II).

Auf den ersten Blick wird man versucht sein, als das Herkunftsgebiet des Blockwerks den benachbarten Wiggisabhang zu betrachten, um so mehr, als dort in nächster Nähe Hochgebirgskalk, Schiltkalk und Echinodermenbreccie anstehend sind. Allein bei näherer Prüfung wird man diese Annahme fallen lassen müssen, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die wellige Oberfläche des Trümmerhaufens und seine Anlehnung an den Wiggis beweisen, dass die Trümmer weder durch allmähliche Abbröckelung noch durch einen kleinen Felssturz auf den Grundkopf gelangt sind, da sie sich in beiden Fällen in Form eines ziemlich regelmässigen Schuttkegels ab-

gelagert hätten. Nur ein grosser Bergsturz kann diese Oberflächenformen verursacht haben. Dass derselbe aber an dieser Stelle des Wiggis sich losgelöst habe, ist sehr unwahrscheinlich. Einmal lag dafür keine Ursache vor, da die in den Berg einfallenden Schichten nicht untergraben waren, im Gegenteil in der Felsterrasse des Grundkopfs einen soliden Sockel besassen. Ferner bildet das über der Bergsturzmasse liegende Gehänge keine Nische, sondern eine scharf ausgeprägte, vorspringende Kante.

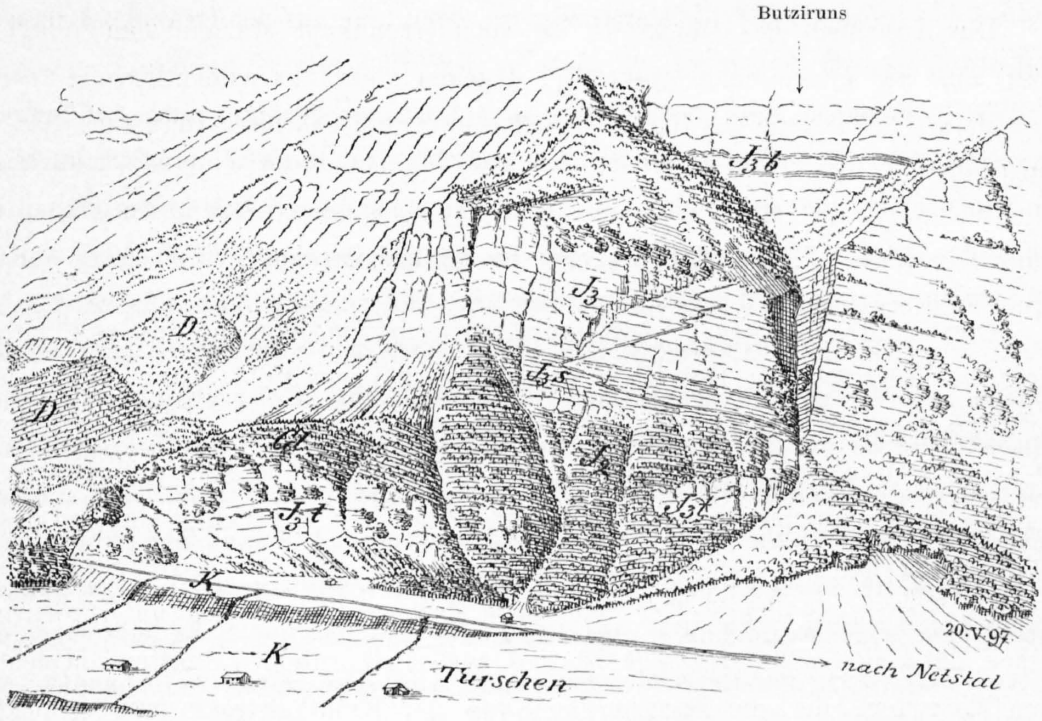


Fig. 5. **Der Grundkopf am Wiggis.**

Vom Elggis aus gesehen.

J_2 = Dogger; J_3s = Schiltkalk; J_3 = Hochgebirgskalk; J_3t = Troskalk; J_3b = Balfriesschiefer; Gl = Bergsturz vom Glärnisch-Gleiter; D = Bergsturz aus der Deyenkette; K = kiesbedeckte Erosionsterrassen des Löntsch.

2. Wenn hier ein grösserer Bergsturz niedergegangen und die Echinodermenbreccie mit in den Bergsturz verwickelt worden wäre, so könnten wir ihre Trümmer kaum auf dem Scheitel des Grundkopfs finden, da der Höhenunterschied zwischen demselben und dem oberen Rand der anstehenden Echinodermenbreccie im Verhältnis zur horizontalen Entfernung gering ist (Fig. 5). Statt Echinodermenbreccie und Schiltkalk hätten wir vielmehr Trümmer des oberen Malm und der Kreide zu erwarten.

3. An einer Stelle am Westabhang des Grundkopfs fand ich mitten unter den Schiltkalk- und Echinodermenbreccientrümmern eine Gruppe von roten und grünen Quartenschieferblöcken nebst einem Stücke weissen Quarzites, also Gesteine, welche in der Doggerzone des Wiggis nicht anstehend sind, dagegen in derselben petrographischen Ausbildung und ebenfalls mit Doggertrümmern vergesellschaftet im Hochwald und in den Hügeln von Glarus und Netstal auftreten.

Die Annahme, das Blockwerk auf dem Grundkopf stamme vom Wiggis, stösst also auf grosse Schwierigkeiten; dagegen giebt uns namentlich die unter 3 angeführte Thatsache das Recht, dasselbe unter die Glärnisch-Bergsturzmassen einzureihen.

7. Die Malmbreccien im Löntscheinschnitt.

Dicht hinter der neuen Löntschtobelbrücke ist am rechten Ufer des Flusses unter der Terrasse von Bäschirüti auf eine Länge von wohl 200 m eine sehr auffällige, deutlich geschichtete Schuttbildung entblösst. Die Schichten fallen 10—20° steil nach Süden ein und sind durchwegs aus kleinen, eckigen Gesteinssplittern zusammengesetzt, welche grösstenteils fest verkittet sind, so dass das Ufer an den meisten Stellen ungangbar steil ist. Der harte Schichtenkomplex ist im südlichen Teil von einem flachern Terrässchen unterbrochen, dessen Material weniger verkittet ist und aus sandkornfeinen Splittern besteht. Dem Touristen, der die Breccienwand von der Klönthalstrasse aus erblickt, werden vor allem die grotesken Formen auffallen, welche die Verwitterung an derselben geschaffen hat. An den Pfeilern, in welche die verkitteten Schichten durch die vertikalen Erosionsfurchen zerlegt sind, sind durch Herauswitterung der feiner zersplitterten Partien unregelmässige Löcher und Einkerbungen entstanden, welche in der Richtung der Schichtgrenzen angeordnet sind, während die dazwischen liegenden härtern Massen hervorragende Leisten und Höcker bilden[1]).

[1]) *Baltzer* nennt in seiner Glärnisch-Monographie die Lokalität „in den Totenköpfen“ (pag. 31). Nach meinen Erkundigungen scheint jedoch dieser Name, der nicht unpassend wäre, der Bevölkerung von Glarus nicht bekannt zu sein.

Die untere der beiden Breccienmassen besteht aus typischem Hochgebirgskalk, in den stellenweise dunkle Mergelschiefer eingelagert sind. Das fein zersplitterte Material des Terrässchens und der oberen Breccienwand gehört zum Schrattenkalk. Darüber finden wir als Unterlage der Terrasse von Bäschirüti Trümmer von Neocom, Gault und Seewerkalk.

Geschichtete, feinsplittrige Malmbreccie tritt thalauswärts gegen Riedern hin noch an einigen Stellen zu Tage. Sie wurde z. B. dicht unterhalb der neuen Löntschtobelbrücke bei der Verbesserung des dem rechten Löntschufer entlang führenden Weges entblösst. Ferner ist sie durch den gleichen Weg gegenüber dem Staldengarten auf eine Länge von 20—30 m angeschnitten. Auf dem linken Löntschufer erblicken wir sie im Grunde einer Kiesgrube im Schlettli neben der Klönthalstrasse. Endlich ist sie noch bei der Weberei im Aueli durch eine kleine Rutschung am Löntschufer entblösst worden. An allen diesen Stellen wird sie entweder von geschichtetem Löntschterrassenkies oder direkt von Kreidebergsturztrümmern aus der Deyenkette überlagert.

Es ist nicht leicht, mit aller Sicherheit die Frage zu beantworten, ob diese Malmbreccien, die offenbar eine einheitliche Bildung darstellen, als Dislokationsbreccie oder als Bergsturzmasse aufzufassen sind. Ich glaube aber doch, dass sie zu den Resten eines vom Glärnisch niedergegangenen Bergsturzes gehören. Diese Ansicht stützt sich auf folgende Erwägungen:

1. Wie schon früher hervorgehoben wurde (pag. 23), ist die schichtförmige Anordnung der Breccientrümmer kein zwingender Grund, eine Dislokationsbreccie annehmen zu müssen. So erinnern z. B. manche Partien am Abhang des zum Bergsturze von Glärnisch-Guppen gehörenden Hügels von Sool hinsichtlich der Gruppierung der Trümmer wie auch in Bezug auf die Verwitterungsformen auffällig an die Breccie am Löntschbord [1]).

2. Die Anordnung der Gesteinsarten in der Breccie am Löntschbord unter Bäschirüti ist nicht diejenige, wie sie in einem anstehenden Schichtenkomplexe erwartet werden dürfte. An der Basis und als Decke des typischen Hochgebirgskalkes treten dunkle Mergelschiefer auf, die vielleicht Balfriesschiefer

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der zürch. naturf. Gesellschaft, 1895, I, pag. 5.

sind. Sie bilden zudem keine durchgehenden Schichten; am Südende der Breccienwand liegen sie an der Basis der feinsplittrigen Terrasse, weiter nördlich aber nimmt der Hochgebirgskalk ihre Stelle ein. Ferner ist zu beachten, dass darüber nicht Neocom, sondern Schrattenkalk folgt. Wir beobachten sogar, dass die Grenze zwischen dem dunkeln Malmkomplex und der hellen Schrattenkalkbreccie nicht überall den Schichtflächen folgt. Wir haben es also hier nicht mit einer echten Schichtung, sondern mit einer Fluidalstruktur zu thun.

3. Die Breccienentblössungen liegen alle in der Nähe kompakter Malmschichten, welche eine von Büttenen bis zum Grundkopf reichende Felsterrasse bilden. Nun beweisen zwar die zahlreichen Calcitadern, welche die Malmschichten bei der Tobelbrücke durchziehen, dass hier die Dislokationsvorgänge sehr intensiv waren; allein der Fels ist doch durchaus kompakt, und ein allmählicher Übergang in die Breccienstruktur ist nicht zu sehen. Einzig in der Nähe der Weberei Aueli nimmt der anstehende Malm an einer Stelle in der That eine brecciöse Struktur an.

4. Der beim Staldengarten und bei der Tobelbrücke anstehende Malm ist hellgrauer Kalk und gehört also wohl zum oberen Malm. Die darüber liegende Breccie ist aber an den meisten Stellen, namentlich bei der Tobelbrücke, typischer, dunkelblaugrauer Hochgebirgskalk (mittlerer Malm).

5. Wäre die Malmbreccie anstehend, so würde die Berührungsfläche zwischen ihr und dem kompakten Fels wahrscheinlich entsprechend der allgemeinen Tektonik der Glärnisch- und der Wiggiskette allmählich nach Westen einsinken (vgl. pag. 7 und 10). Statt dessen beobachten wir aber gerade das Gegenteil. Die Breccie schmiegt sich also einer von der Tektonik des Gebirges unabhängigen, thalauswärts fallenden Fläche an, was am besten der Annahme entspricht, sie sei eine Bergsturzbreccie.

6. Wenn der Hochwald eine Bergsturzmasse ist, wenn also vom Nordabhang des Glärnisch ein grosser Bergsturz ausging, so ist zu erwarten, dass wir Reste desselben auf der gegenüberliegenden Thalseite, am Fusse des Wiggis, finden. Ich betrachte die geschilderten Malmbreccien als solche Bergsturzreste und glaube, dass sie unter dem Kreidetrümmerwerk von Vordersackberg und neue Allmeind mit dem Hochwald und dem Gebiet Sack-Bitziberg-Bergli zusammenhängen. (Vgl. Profil 6 und 7, Taf. II.)

8. Die Stöcklibreccie.

Der Grat, in welchem sich Nord- und Ostabhang des Vorderglärnisch treffen, mündet in der Höhe von cirka 1050 m auf das Stöckli aus, das wie ein mächtiger Eckpfeiler an die steilen Wände sich anlehnt und das Nordende des kräftig über die Jurawand vorspringenden, den Glärnisch im Nordosten umsäumenden Felsensockels darstellt (Fig. 1, Taf. I; Fig. 2 und 3, Taf. II).

Auf dem steil gegen Glarus abfallenden Felsenkern des Stöckli ruht eine wohl 250 m hohe, gegen die Glärnischwand ansteigende Trümmermasse. Besuchen wir die westlich davon sich öffnende Wustruns, so sehen wir, dass die Trümmerbildung nicht nur vom Scheitel des Stöckli bis in die Sohle der Runs hinunterreicht, sondern auch auf dem jenseitigen Ufer, im Alpeli, in beträchtlicher Ausdehnung vorhanden ist und dort an die Hochwand sich anlehnt (Fig. 3, Taf. II).

In der Wustruns und auf der Höhe des Stöckli sieht man deutlich, wie die Malmschichten der Glärnischwand hinter diesen Schuttbildungen durchstreichen, und ebenso beobachtet man, wie auf der Südseite des Stöckli die auf dem Kreide-Eocänsockel aufruhenden Schichten der Rötidolomit-Doggerterrasse unter der Breccie verschwinden. Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, dass sie ein auf das Nordende dieser Terrasse aufgelagerter und an die Malmwand des Glärnisch angelehnter Schutthaufen ist.

Die Breccie besteht ausschliesslich aus eckigen, scharfkantigen Trümmern. Das Gestein ist fast überall stark zersplittert, so dass die meisten Bruchstücke weniger als faustgross sind und Blöcke von mehr als 1 m^3 nicht sehr häufig gesehen werden. Während wir im Hochwald, am Bergli und am Löntschbord umfangreiche Breccienkomplexe mit deutlicher Schichtung beobachten, sind hier die Blöcke und Splitter meistens ganz regellos gelagert. Das auffälligste Merkmal der Stöcklibreccie ist ihre ausserordentlich intensive Verkittung. Wohl lassen sich an manchen Stellen an den Ufern der Wustruns die Gesteinssplitter leicht von Hand auseinander brechen; an den meisten Orten jedoch sind sie samt dem Kalkpulver, das die kleinen Lücken zwischen denselben ausfüllt, so fest cementiert, dass es in der Regel nicht gelingt, sie mit dem Hammer von-

einander zu trennen. Die Breccie tritt am Nordwest- und Nordabhang in vielen Bänken, auf der Nordseite sogar in etwa 50 m hohen, fast senkrechten Wänden zu Tage, welche vom Thale aus gesehen sich wie anstehender Fels präsentieren. Zahlreiche von diesen Wänden heruntergefallene Breccienblöcke findet man zerstreut im Gehängeschutt am Fusse des Stöckli bis hinunter in die Wiesen der Haltengüter.

An der Zusammensetzung der Breccie nehmen ausschliesslich Gesteine teil, welche an dem darüber liegenden Gehänge des Vorderglärnisch anstehend sind. Das weitaus überwiegende Material ist wieder der dunkelgraue Hochgebirgskalk; er vor allem ist es, der die fest cementierten Breccienwände aufbaut. Da und dort herrscht aber auch der hellgraue Troskalk (oberer Malm) vor, und bisweilen sieht man einzelne Stücke desselben mitten in Breccienblöcken, die sonst ganz aus Hochgebirgskalk bestehen. Am rechten Ufer der Wustrunse findet man eine Stelle, wo der Abhang ganz aus fein zerschlagenem schwarzem Balfriesschiefermergel besteht, und höher oben, in der Nähe der Anlehnung an den Glärnisch, sieht man grosse Balfriesschieferblöcke mit dunkelm Hochgebirgskalk und hellem Troskalk zu einer wirren Breccie verkittet. Tiefer unten ist, ebenfalls am rechten Ufer der Runse, ein cirka 10 m breiter und 50 m langer, scharf begrenzter Schwarm von fest verkitteten, dunkelbraunen Eisensandsteintrümmern in die graue Malmbreccie eingeschlossen. Hellbraune und dunkelbraune Eisensandsteine sind über den Scheitel des Stöckli ziemlich zahlreich zerstreut; doch treten sie gegenüber dem Malm sehr stark zurück. Noch spärlicher scheint die Echinodermenbreccie des Dogger vorzukommen, und Eisenoolith und Schiltkalk habe ich auffälligerweise am Stöckli bisher gar nicht beobachtet.

Die Beziehung der Stöcklibreccie zum Anstehenden, ihre innere Struktur und die Gruppierung der Gesteinsarten in derselben lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, dass sie weder eine Dislokationsbreccie, noch eine Moräne, noch blosser Gehängeschutt, sondern eine alte Bergsturzbreccie ist.

Erosion und Verwitterung haben die Bergsturzmasse bereits sehr stark benagt. Von der dachfirstartigen Scheitellinie des Stöckli fallen ihre Abhänge mit 30—50° steiler Böschung einerseits gegen das Linththal, anderseits zur

Wustruns ab, und diese Gehänge sind wieder von vielen Erosionsrinnen durchzogen. Am Abhang gegen die Wustruns hat die Verwitterung die Breccie in mehreren ziemlich hohen, auffällig parallelen und flach liegenden Bänken entblösst, was auf einen regelmässigen Wechsel in der Intensität der Verkittung hinzudeuten scheint. Die schichtförmigen Breccienbänke, in denen übrigens die Trümmer im allgemeinen durchaus nicht schichtweise gruppiert sind, zeigen wie die Breccie am Löntschbord die Erscheinung der löcherigen Auswitterung in grossem Massstabe. Einzelne der herausgewitterten Höhlen erreichen die Grösse eines Zimmers. Durch die longitudinal verlaufenden Erosionsfurchen sind die Breccienbänke überdies in Pfeiler zerlegt, welche meistens in geschlossenen Reihen nebeneinander stehen, bisweilen aber als isolierte Riffe aus dem Waldboden herausragen.

B. Die Röti- und Liasgesteine in den Bergsturzhügeln.

Bei unserem Rundgange durch die Glärnisch-Bergsturzmassen haben wir an manchen, weit auseinander liegenden Stellen bald in ganzen Schwärmen, bald in Blockgruppen, bald auch nur vereinzelt Gesteine gefunden, welche älter sind als Dogger. Sie verdienen noch eine besondere Besprechung, da der Einwand, diese Vorkommnisse stehen mit der Annahme eines von der Nordwand des Glärnisch stammenden Bergsturzes in Widerspruch, auf den ersten Blick sehr berechtigt erscheint.

Ich habe schon früher (pag. 7) erwähnt, dass eine auf den frühern geologischen Karten nicht verzeichnete Rötidolomitzone sich von der Gegend der Hansliruns (ob Mitlödi) auf der Terrasse über dem Kreide-Eocänsockel des Vorderglärnisch bis zum Stöckli verfolgen lässt, dort aber unter der Bergsturzbreccie verschwindet und auf der Nordseite des Glärnisch nicht mehr zum Vorschein kommt. Ein Blick auf die Karte genügt, um uns zu überzeugen, dass die Rötigesteine auf dem Scheitel des Hochwaldes nicht aus dieser Rötidolomitzone stammen können. Wir würden auch auf Schwierigkeiten stossen, wenn wir in ihr den Ursprung der Röti- und Liasgesteine der isolierten Hügel von Glarus und Netstal suchen wollten, da sie bloss Rötidolomit, nicht aber die Gesteine Nr. 4—8 nachstehender Tabelle enthält.

Gesteine der Rötigruppe und des Lias in den Glärnisch-Bergsturzmassen	Hochwald	Bergli	Sonnenhügel	Burghügel	Tschudiraia	Forrenbühl	Unterer Bühl	Grundkopf
1. Rötidolomit, typisch	×××	×××	×	×		×		
2. Rötidolomit, violettrot oder grünlich gefleckt	××	××						
3. Rötidolomit, stark gequetscht .	×		×					
4. Quartenschiefer, typisch, kirschrot	××	×				×	×	×
5. Quartenschiefer, grünlich . . .	×		×			×		×
6. Quartenschiefer, etwas dolomitisch	×		×					
7. Weisser Quarzit, fast ganz aus Quarzkörnern bestehend (Rötisockelschichten od. unterer Lias?)	×××	××	×		× ?	×		×
8. Quarzsandsteine, bisweilen ein Gemenge von groben Quarzkörnern und Rauchwacketrümmern darstellend; unterer Lias	×		××					

××× sehr häufig; ×× ziemlich häufig; × vereinzelt.

Nach *Baltzers* Glärnischkarte und nach allen bisher über den Glärnisch vorliegenden Beobachtungen sind nun aber am Nordabhang des Glärnisch westlich vom Stöckli Schichten, welche älter sind als Dogger, nicht anstehend. Bei einem Aufstieg durch die Gleiterschlucht, in der jede Schicht angeschlagen werden kann, habe ich selbst thatsächlich keine Spur jener Gesteine gefunden, und auch Herr Professor *Rothpletz* hat, wie er mir mündlich mitteilte, bei seiner Glärnischuntersuchung im Jahre 1896 an andern Stellen der Nordwand des Glärnisch umsonst nach ihnen gesucht. Es erscheint also in der That gewagt, wenn ich behaupte, jene alten Gesteine in den Breccienhügeln gehören zum Trümmerstrome eines vom Glärnisch niedergegangenen Bergsturzes. Es wird daher eine besondere Prüfung der Frage notwendig, ob für jene Vorkommnisse nicht eine andere Erklärung möglich sei.

Ich habe früher eingehend gezeigt, dass der Hochwald, das Bergli, die Hügel bei Glarus und Netstal nicht anstehend sein können. Wenn man jene Gründe als stichhaltig anerkennt, so muss man damit auch zugeben, dass die Trias- und Liasgesteine, die dort auftreten, sich nicht an ursprünglicher Lage-

rungsstätte befinden. Wollte man vielleicht die für die Bergsturznatur des Bergli gegebene Begründung nicht als völlig zwingend betrachten, so läge die Behauptung nahe, der Rötidolomit im Bergli hange tektonisch zusammen mit demjenigen auf der Stöckliterrasse. Nun aber ist es nach den von anderer Seite begonnenen Untersuchungen über die Schilt-Überschiebung sehr wahrscheinlich, dass der dort über der Überschiebungsfläche auftretende Rötidolomit seine Fortsetzung in demjenigen der Stöckliterrasse findet. Wollte man nun den Rötidolomit des Bergli mit demjenigen am Stöckli in Zusammenhang bringen, so müsste man annehmen, die Überschiebungsfläche, die sich vom Schiltgipfel gegen Netstal senkt, biege in starker Wölbung in den Thalgrund von Glarus hinunter, um dann plötzlich wieder zum Stöckli emporzusteigen, was sehr unwahrscheinlich ist, da diese Überschiebungsfläche im Schiltgebiet eine sehr gleichmässige Neigung besitzt.

Es entsteht nun die Frage, ob die in Rede stehenden Gesteine nicht als diluvialer Gletscherschutt erklärt werden können. Wollte man annehmen, der alte Gletscher des Klönthals hätte sie auf dem Scheitel des Hochwaldes abgelagert, so wäre das Rätsel, das uns hier beschäftigt, nicht gelöst, da jene Gesteine auch im ganzen Sammelgebiet des Gletschers vollständig fehlen. Aber auch der Linthgletscher kann sie nicht auf den Hochwald transportiert haben. Würde man auch zugeben, dass der Linthgletscher einmal so weit ins Klönthal hineingedrängt habe, so hätte er auf dem Scheitel des Hochwaldes in einer Höhe von 1100 m doch kaum Rötigesteine in so beträchtlicher Menge abgelagert, da die betreffenden Felsschichten, die ohnehin auf der linken Seite des Linththales keine bedeutende horizontale und vertikale Verbreitung besitzen, damals gewiss völlig unter dem Eise begraben waren und daher kein Obermoränenmaterial liefern konnten. Überdies hätte der Linthgletscher seine Anwesenheit auf dem Sackberg gewiss noch durch andere Gesteine aus dem Glarner Hinterland dokumentiert. Ich habe aber weder in der Nähe der Rötigesteine noch sonst irgendwo auf dem Sackberg eine Spur davon finden können, während wir sonst, auch auf der linken Thalseite, selbst im kleinsten Linthmoränenrest stets roten und grünen Verrucano und Flyschsandsteine beobachten.

Der Gedanke, der grosse Rötidolomitschwarm am Südabhange des Bergli möchte eine Ablagerung des Linthgletschers sein, ist von vornherein ausge-

schlossen; aber auch die Röti- und Liasgesteine in den isolierten Hügeln von Glarus und Netstal können unmöglich als Erraticum angesehen werden, da die Hügel als Ganzes durchaus nicht den Charakter von Moränen besitzen, sondern die Eigenschaften einer Bergsturzbreccie zeigen. Wenn man auch bei der einen oder andern Lokalität zugeben wollte, dass eine Auffassung der Rötigesteine als Erraticum nicht absolut ausgeschlossen ist, so muss man doch dieses Zugeständnis sofort wieder zurückziehen, wenn man die Gesamtheit der Erscheinungen ins Auge fasst. Einzelne dieser Gesteinsarten, wie die weissen Quarzite und die aus Quarzkörnern und Dolomitbrocken bestehenden Breccien, habe ich in den Linthmoränen noch nie gesehen; sie kommen also darin jedenfalls relativ sehr selten vor. Wenn wir nun diese Gesteine nicht bloss an einer Stelle, sondern an einer ganzen Reihe von weit auseinander liegenden Punkten in beträchtlicher Menge und überdies stets in Gesellschaft von Rötidolomit, Quartenschiefer und Dogger antreffen, so ist die Möglichkeit, sie als Erraticum zu erklären, so gut wie ausgeschlossen.

Wir stossen also auf unüberwindliche Schwierigkeiten, wenn wir die Trias- und Liasgesteine im Hochwald, im Bergli und den Hügeln bei Glarus und Netstal als anstehend oder als Erraticum erklären wollen. Wir sind daher gezwungen, sie als Bergsturzmaterial zu betrachten. Mit dieser Anschauung stimmen aber auch alle Erscheinungen, vor allem das schwarmweise Auftreten der Gesteine (Hochwald, Bergli, Sonnenhügel), ihre Einstreuung in echte Bergsturzbreccie (Burghügel, unterer Bühl) und die stete Vergesellschaftung mit Trümmern aus den nächst jüngern Schichten vollkommen überein.

Die geologischen Verhältnisse am Nordabhange des Glärnisch scheinen mir nun kein absolutes Hindernis für die Annahme zu bilden, die Trias- und Liasgesteine seien einst dort anstehend gewesen. In der Gleiterschlucht zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli fand ich von Hintersack bis auf die Gleiterterrasse folgendes Profil (Fig. 6):

1. Oberer Malm; ein nicht sehr dunkler, körniger Kalk.
2. Dunkelrotbrauner Eisensandstein des Dogger, petrefaktenleer, ziemlich mächtig.
3. Opalinusthon, dunkelschwarzbraun, mit Glimmerschüppchen, nur cirka 5 cm mächtig!

4. Dunkelbrauner Eisensandstein, wie 2, wechsellagernd mit Bänken eines hellern Eisensandsteins.
5. Eisensandstein, rostbraun anwitternd, erfüllt mit kleinen Schalenresten; einige Meter mächtig.
6. Eisenschüssiger Sandstein, 1 m mächtig, auffällig hellgelblich anwitternd.
7. Dunkelbrauner Eisensandstein, mit zahlreichen Petrefaktentrümmern.
8. Wechsellagerung von dunkelbraunem und hellbraunem Eisensandstein. Das hellere Material bildet Streifen und Linsen in dem dunkelbraunen Sandstein.

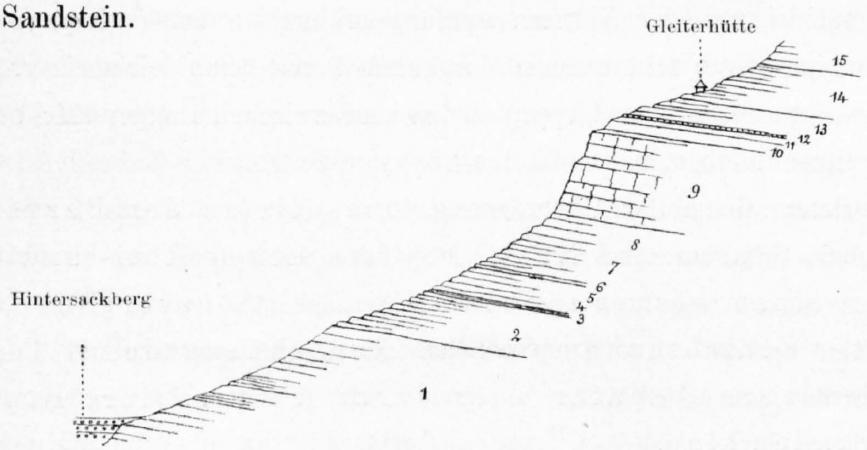


Fig. 6. **Profil Hintersackberg-Gleiter.**

9. Echinodermenbreccie des Dogger. Grobkörnig, dunkelgrau, bisweilen rostfleckig; bildet die grosse Steilwand unter der Gleiterterrasse.
10. Malm? Hellgrau anwitternder, inwendig ziemlich dunkelgrauer, körniger Kalk, ähnlich Nr. 1; bildet einige Bänke am oberen Rande der Echinodermenbreccienwand.
11. Schiltkalk, gelbfleckig, cirka 1 m mächtig.
12. Eisenoolith, 20—30 cm mächtig, mit zahlreichen Belemniten und Ammoniten.
13. Schiltkalk, gelbfleckig, ziemlich mächtig.
14. Unterer Malm; gelblichgrau anwitternder, inwendig violettgrauer, mergeliger Kalk, den Übergang zwischen Schiltkalk und Hochgebirgskalk bildend.
15. Hochgebirgskalk (mittlerer Malm), typisch, dunkelblaugrau, in grosser Mächtigkeit.

Der Kontakt des oberen Malm mit dem Eisensandstein des Dogger, die auffällige Reduktion des Opalinusthon, der anderwärts am Glärnisch in grosser Mächtigkeit auftritt (Guppen-Oberblegi), namentlich auch die am untern Rande der Gleiterterrasse auftretende merkwürdige Unterbrechung des normalen Doggerprofils durch Nr. 10 und 11 beweisen, dass die Tektonik des Glärnisch in dieser Region viel komplizierter ist, als *Baltzer* sie dargestellt hat. Während er hier ein einfaches, normal gebautes, etwas nach Norden überliegendes Gewölbe annimmt[1]), kann nach meiner Ansicht die mitgeteilte Schichtenfolge nur durch Überschiebung oder Faltenverwerfung erklärt werden (vgl. pag. 7—9). Bei solchen intensiven tektonischen Vorgängen konnte nun leicht ein grösserer Fetzen Trias und Lias verschleppt werden und zwischen Doggerschichten eingeklemmt sitzen bleiben.

Ich gelange so zu der Überzeugung, dass die in den Bergsturzmassen bei Glarus und Netstal auftretenden Röti- und Liasgesteine einst als ein durch Dislokationsvorgänge verschleppter Schichtenkomplex am Nordabhang des Glärnisch anstehend waren, später aber durch Absturz dort gänzlich verschwunden sind.

C. Geschichte der Glärnisch-Bergsturzmassen.

1. Das Alter derselben. Die Moränen des Bergsturzgebietes.

Wo die Ostkante des Hochwaldes mit dem Vorderglärnisch zusammenstösst, ist durch einen frischen Anriss eine Schuttbildung entblösst, welche in Bezug auf Struktur und Gesteinsmaterial völlig von der daneben und darunter liegenden Malm-Schiltkalk-Bergsturzbreccie abweicht. Eingebettet in ein erdig sandiges, stellenweise auch lehmiges Zwischenmaterial finden wir regellos gelagerte kleinere Steine, von denen viele so vollkommen gerundet sind, dass die Annahme, es möchte hier eine Ablagerung des benachbarten Runsenzuges vorliegen, von vornherein zurückgewiesen werden muss. An vielen der gerundeten Geschiebe beobachtete ich längliche, grobe Schrammen und an einigen

[1]) *A. Baltzer*, Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues, Zürich 1873, Profil I.

wenigen auch fein gravierte, echte Gletscherkritze, so dass wir nicht mehr zweifeln können, hier eine Moräne vor uns zu haben. Die mit den Geschieben vermischten eckigen Steine haben oft etwas abgestossene Kanten und grobe Kontusionen. An den Rändern des Anrisses erscheint hart verkittete Moräne, bestehend aus eckigen Trümmern, zwischen welchen vereinzelte schön gerundete und zum Teil gekritzte Geschiebe eingebacken sind.

Die Moränennatur des Schuttes wird auch durch die Gesteinsarten bewiesen, welche darin vertreten sind. Ausser den Gesteinen, welche die Bergsturzmasse der nächsten Umgebung zusammensetzen, beobachten wir, namentlich unter den runden Geschieben, zunächst solche, welche zwar in andern Teilen des Bergsturzgebietes vorkommen, in diesem Abschnitt aber ganz zu fehlen scheinen, nämlich körnigschuppigen Schrattenkalk und grobkörnige Eisensandsteine des Dogger; ferner aber auch Gesteine, welche dem Bergsturz überhaupt fremd sind, weil sie erst im westlichen Teil der Glärnischkette anstehend sind, nämlich dunkelgrüne Gaultsandsteine. Ich hebe noch speciell hervor, dass wir sowohl in der lockeren als in der verkitteten Moräne ziemlich reichlich nicht nur Hochgebirgskalk und Dogger, sondern auch Rötidolomit, Quartenschiefer und die Quarzite in all den verschiedenen Varietäten treffen, die wir als Bergsturzmaterial kennen lernten. Dagegen fehlt jede Spur von Geschieben aus dem Glarner Hinterland. Die Moräne ist eine rechtsseitige Klönthalmoräne mit Bergsturzfacies.

An dem welligen Abhang gegen Hintersackberg zeigt sich in kleinen Entblössungen der Boden an vielen Stellen auffällig lehmig; ferner fällt uns auf, dass die herumliegenden kleinen Trümmer wieder dieselbe bunte Gesellschaft von Glärnischgesteinen darstellen wie in der vorhin besprochenen Moräne, und oft eine so vollkommene Rundung zeigen, dass sie kaum als blosse Wirkung der Verwitterung erklärt werden kann. Wenn ich auch mangels frischer Aufschlüsse keine gekritzten Geschiebe finden konnte, so halte ich es doch für ziemlich sicher, dass auch hier eine Moränendecke dem Bergsturze aufliegt. Zusammenhängend und sehr mächtig ist sie jedoch nicht; denn überall wiegen die echten Bergsturzgesteine vor und bilden stellenweise eigentliche Blockschwärme.

In diesem Gebiete fand ich auch einen Seewerkalkblock, der nur erratisch sein kann. Ob die vielen dunkelbraun angewitterten Neocom-Kieselkalkblöcke,

die hier zerstreut liegen, ebenfalls zum Erraticum oder aber zum Bergsturzmaterial gehören, kann ich nicht entscheiden.

Am Bergli ist im nördlichen der beiden nebeneinander liegenden Steinbrüche das geschichtete Malm-Bergsturzblockwerk von einer bis 8 m mächtigen braunen Schuttmasse bedeckt, die sich bei näherer Betrachtung als Moräne erweist. Wir finden das erdige Grundmaterial wieder mit kleinen, nach Moränenart kontusionierten Steinen erfüllt. Zwischen dem vorwiegend eckigen Material findet man viele Geschiebe in allen Stadien der Rundung, und manche derselben sind prachtvoll poliert und gekritzt. Ein aus der Decke des Steinbruchs heruntergefallener Breccienblock bestand zur einen Hälfte aus Malm-Bergsturzbreccie, zur andern Hälfte aus verkitteter Moräne mit einem Blocke, der mit Hunderten von feinen Gletscherkritzen bedeckt war.

Wie in der Moräne auf dem Hochwald sind auch hier Hochgebirgskalk und Schrattenkalk das weitaus vorherrschende Moränenmaterial. Daneben kommen in der Moräne Neocommergel, grünsandiger Gault, dunkelbrauner Eisensandstein vor; dagegen sah ich darin weder Sernifit noch Flyschsandstein, also kein Linthgletschermaterial.

Die dünne Erdschicht, welche in den Vertiefungen zwischen den Bergsturzblöcken liegt, erweist sich an manchen andern Stellen des Bergli als Grundmoräne. Diese Moränenreste sind stets charakterisiert durch ihre lehmige Beschaffenheit und den Reichtum an gut gerundeten, oft stark verwitterten Geschieben, worunter die verschiedenartigsten Sedimente, doch vorwiegend diejenigen des Klönthals, vertreten sind.

Kleinere Ablagerungen von Grundmoräne von demselben Charakter liegen auch auf dem Zaunbühl, auf dem Hügelzug Untersack-Kalkbühl, auf dem Südende des Bitziberges.

Das wellige Wiesenplateau auf dem Bitziberg scheint eine ziemlich zusammenhängende Moränendecke zu tragen, da in den meisten Rasenentblössungen Geschiebe zum Vorschein kommen. Bei einer Grabarbeit (Frühjahr 1895) wurde an der Ostkante des Plateaus ein roter Lehm zu Tage gefördert, in welchem zahlreiche Geschiebe in allen Stadien der Rundung und aus allen Formationen vom Verrucano bis zum Flysch eingebettet lagen. Wenn ich auch keine deutlichen Gletscherkritze sah, so zweifle ich doch nicht, dass der Schutt

Moräne war. Auch der Steinzaun, der das Wiesenplateau umsäumt, beweist, dass hier Erraticum vorhanden ist. Neben vielen eckigen Blöcken enthält er eine Menge von bis 60 cm langen, gut gerundeten Geschieben, welche eine förmliche Sammlung aller Klönthalgesteine aus Dogger, Malm, Kreide und Eocän darstellen.

Zwischen den Malm-Bergsturztrümmern, mit denen der Nord- und Ostabhang des Sonnenhügels bestreut ist, liegen eine Menge eckiger und gerundeter Steine, die nicht zum Bergsturzmaterial gehören, darunter viel Sernifit und graugrüner Flyschsandstein. Die beträchtliche Menge dieses fremden Materials, die bunte Zusammensetzung desselben hinsichtlich Grösse und Form der Trümmer machen es wahrscheinlich, dass es nicht durch Menschenhand aus der Linthebene auf den Hügel getragen worden ist, sondern aus einer unter dem Rasen des Scheitelplateaus liegenden dünnen Moränendecke stammt und im Laufe der Zeit, z. B. bei Urbarisierungsarbeiten, auf den Abhang gelangt ist.

Auch auf dem Burghügel und auf dem nördlichen Teil des Hügels von Ennetbühls findet man vereinzelte Kreide-, Sernifit- und Flyschsandsteingeschiebe. Doch ist es schwierig, zu entscheiden, ob sie erratisch sind, da wir uns hier auf dem Boden einer vielhundertjährigen menschlichen Kultur befinden.

Auf dem schmalen Scheitel des oberen Bühl im Dorfe Netstal liegt über der typischen Bergsturzbreccie eine nur 15—20 cm dicke Schuttschicht, bestehend aus rotbrauner Erde und kleinen, eckigen, unvollkommen und vollkommen gerundeten Steinen, worunter ich Malm, Eisensandstein des Dogger, Schrattenkalk, Neocom, Gaultsandstein, sowie Verrucano erkannte. Obschon ich an den Geschieben keine Gletscherkritze wahrnehmen konnte, glaube ich doch, dass diese Schuttdecke als Moräne betrachtet werden muss.

Auf dem Grundkopf liegt mitten in dem bewaldeten Bergsturztrümmerfeld eine kleine Wiesenfläche, die sich auch durch ihre Gesteine von der Umgebung unterscheidet. Während dort nur Hochgebirgskalk und Dogger zu sehen sind, treffen wir hier neben Malmkalk Blöcke von Balfriesschiefer, Schrattenkalk, Kieselkalk und Echinodermenbreccie des Neocom, Blöcke aus den Coulonischichten des Neocom, Gaultgrünsandstein, Seewerkalk, Flyschmergelschiefer.

Es ist klar, dass diese bunte Gesellschaft von Gesteinen nicht zum Bergsturzmaterial gehören kann. Sie können aber auch nicht als Gehängeschutt des benachbarten Wiggis, wo diese Gesteine allerdings anstehend sind, erklärt werden, da Blöcke, die dort in der Region der Kreide sich loslösen, bei der gegenwärtigen Gestalt des Abhangs entweder über die Büttenenwand gegen das Klönthal oder in die Butziruns gegen Netstal fallen müssen. Thatsächlich findet man denn auch in der Schutthalde über dem Grundkopf ausschliesslich Malmtrümmer. Die Blöcke auf der Waldwiese des Grundkopfs haben sich offenbar einst von der Büttenenwand losgelöst und wurden vom Gletscher des Klönthals an ihren jetzigen Standort getragen.

Die Moränen, die wir auf den meisten unserer Bergsturzhügel gefunden haben, beweisen, dass letztere noch von Gletschern überflutet worden sind, dass also der Bergsturz, zu dessen Trümmerfeld sie gehören, sich vor dem Ende der Eiszeit ereignete. Es ist wohl selbstverständlich, dass er während der Glacialperiode selbst und nicht etwa vor dem Beginn derselben stattfand, da ja nach den bisherigen Ergebnissen der Glacialforschung die Hauptvertiefung der Alpenthäler erst während der Diluvialzeit stattfand, also auch der Thalgrund, auf dem der Bergsturz ruht, zu Beginn jener Periode noch nicht vorhanden war.

Wir haben auch direkte Anzeichen dafür, dass beim Eintritt des Bergsturzes bereits Moränen im Thalgrunde lagen. Es ist früher (pag. 32 und 33) bemerkt worden, dass nach den Berichten von Augenzeugen im ehemaligen Tschudirain Nester von Lehm mit eingebackenen Geschieben, also wahrscheinlich Grundmoräne, mitten in der eigentlichen Bergsturzbreccie auftraten, was nur durch die Annahme erklärt werden kann, die Moräne sei durch den Bergsturz wie durch eine Pflugschar aufgeschürft worden.

Ein kleiner frischer Anschnitt am Fusse des Forrenbühl bei Netstal (vergleiche pag. 38 und Fig. 7) zeigt im südlichen Teil echte Dogger-Bergsturzbreccie; gegen Norden wird dieselbe jedoch plötzlich durch eine aus der Tiefe emporsteigende, scharf gegen die Bergsturzmasse begrenzte Schuttbildung unterbrochen, welche aus eckigen Gesteinssplittern und runden Geschieben zusammengesetzt ist. Unter letztern beobachtet man Malm, Schrattenkalk, Verrucano und Flyschsandstein; an einzelnen Schrattenkalkgeschieben sah ich deutliche Kritze.

Es liegt auch hier Moräne vor, die durch den Bergsturz vom Thalgrunde aufgeschürft worden ist.

Die Glärnischbergsturzmasse im Ausgange des Klönthals ist nach diesen Thatsachen interglacial oder interstadial wie der Bergsturz von Flims.

An dieser Stelle mache ich noch auf einige Eigentümlichkeiten der besprochenen Moränen aufmerksam.

1. Sie bilden keine zusammenhängende Decke über die Bergsturzhügel. Es giebt weite Gebiete, wo man keine Spur von Erraticum entdecken kann (Sackberg-Hochwald).

2. Die Moränen besitzen überdies eine auffällig geringe Mächtigkeit, so dass sie fast nirgends den Bergsturzcharakter der Oberfläche zu verwischen vermögen.

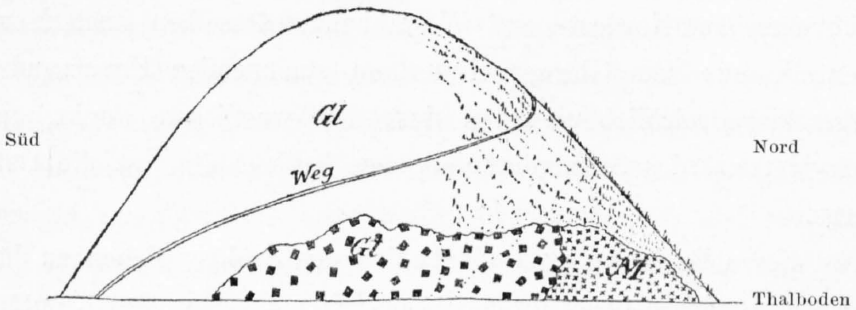


Fig. 7. **Profil entblösst am Ostfuss des Forrenbühl bei Netstal.**
Gl = Bergsturz von Glärnisch-Gleiter; M = Moräne, aufgeschürft durch den Bergsturz.

3. Die Grundmoräne herrscht vor; typische Obermoräne mit grossen erratischen Blöcken fehlt fast ganz.

4. Die Moränen liegen stets auf der Oberfläche der Bergsturzhügel, nicht an den durch die Erosion geschaffenen Steilborden. Die erratischen Geschiebe, die hie und da (Sonnenhügel, Bitziberg) den letztern locker aufliegen, sind jedenfalls bei Säuberungsarbeiten durch Menschenhand dorthin gelangt. Die Erosionsvorgänge, welche die Steilborde erzeugt haben, sind jünger als die Übergletscherung des Bergsturzes.

5. Bemerkenswert ist die Thatsache, dass die Moränen des Stamm-Linthgletschers nicht ins Klönthal eindringen, sondern im Gegenteil die durch ihren Reichtum an Schrattenkalk- und Eisensandsteingeschieben und durch das gänzliche Fehlen von Verrucano und Flyschsandstein charakterisierten Klönthal-

moränen bis gegen die Mittellinie des Linththales vorherrschen. So findet man in der früher besprochenen Moräne auf dem Steinbruch am Ostabhange des Bergli kein Linthgletschermaterial. In der dünnen Moränendecke, die durch einen neuen Steinbruch am Nordende des Bergli entblösst worden ist, zählte ich an einer Stelle die runden Geschiebe und erhielt folgende Zahlen:

Schrattenkalk	36	Neocommergel	8
Hochgebirgskalk	13	Gaultsandstein, dunkelgrün	1
Oberer Malm	9	Seewerkalk	1
Dunkelbrauner Eisensandstein	16	Flyschschiefer	1
Hellbrauner Eisensandstein	1	Sernifit, rot	2
Neocom-Kieselkalk	5	Flyschsandstein, graugrün	3

Diese Zusammensetzung ist für die meisten Moränen am Bergli typisch. Doch kommen am Nordost- und Westabhange desselben auch Moränen vor, in denen die aus dem Glarner Hinterland stammenden Flyschsandsteine und Sernifitgeschiebe reichlich vertreten sind. Der westlichste Punkt, an welchem ich noch Material des Stammlinthgletschers beobachtete, ist die Ostkante des Bitzibergs.

Aus diesen Beobachtungen glaube ich den Schluss ziehen zu dürfen, dass beim letzten Rückzug der Gletscher der Seitengletscher des Klönthals gegenüber dem Stamm-Linthgletscher bei Glarus siegreich das Feld behauptete.

2. Die Herkunft der Bergsturzmassen.

a. Ist die Bergsturzmasse einheitlich?

Die grosse Entfernung der Netstaler Hügel vom Glärnisch und das Vorkommen grosser geschichteter Breccienmassen in den Bergsturzhügeln beweisen, dass sie nicht das Ergebnis vieler kleiner Felsstürze sein können. Bei der Betrachtung der Karte und der Fig. 2, Taf. II, drängt sich uns aber doch die Überzeugung auf, dass das Trümmerfeld nicht einheitlich sein kann, sondern zwei Bergstürze verlangt. Da der Hochwald und die Stöcklibreccie an zwei wohl 2 km voneinander entfernten Punkten und in der gleichen Höhe (1100 m) an die Nordwand des Glärnisch sich anlehnen, können sie ihre Entstehung unmöglich demselben Bergsturze verdanken.

Es sind nun zwei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen:

a. Die Stöcklibreccie gehört mit den Hügeln bei Glarus und Netstal zum Trümmerfeld eines grossen, vom Vorderglärnisch abgebrochenen Bergsturzes, während der Hochwald ein besonderes Phänomen bildet.

b. Die Stöcklibreccie ist als Überrest eines besonderen, vom Vorderglärnisch niedergegangenen Bergsturzes zu betrachten, während alle übrigen Glärnischbergsturzmassen zum Trümmerstrom eines grossen, weiter westlich abgebrochenen Bergsturzes gehören.

Ich halte die zweite Ansicht für die richtige und führe dafür folgende Gründe an:

1) Der Hochwald und die Hügel bei Glarus und Netstal sind durch das Vorkommen von Röti- und Liasgesteinen miteinander verknüpft, während diese Gesteine der Stöcklibreccie vollständig fehlen. Würden die Stöcklibreccie und die Hügel bei Glarus und Netstal zum gleichen Bergsturz gehören, so wäre man zu der Annahme gezwungen, jene Gesteine, die heute an der Nordwand des Glärnisch nicht mehr zu finden sind, seien an zwei weit entfernten Stellen derselben anstehend gewesen und an beiden Orten nachträglich durch Bergsturz verschwunden.

2) Der Hochwald und die Hügel bei Glarus und Netstal zeichnen sich in gleicher Weise durch ihren Reichtum an Dogger-Echinodermenbreccie, Eisenoolith und Schiltkalk aus, während diese Gesteine in der Stöcklibreccie nur spärlich vorkommen (Echinodermenbreccie) oder ganz zu fehlen scheinen (Eisenoolith und Schiltkalk). Dafür ist hier der Eisensandstein stark vertreten, während er dort nur spärlich zu sehen ist.

3) Die Stöcklibreccie zeichnet sich gegenüber den andern Bergsturzmassen durch eine ausgedehnte und sehr intensive Verkittung der Trümmer aus, was auf ein grösseres Alter derselben hinzudeuten scheint.

4) Der Hügelzug Sack-Kalkbühl-Bitziberg-Bergli stellt einen gegen Osten gleichmässig sich senkenden und gleichzeitig etwas gegen den Glärnisch abfallenden Trümmerstrom dar. Seine Oberflächenformen und Böschungsverhältnisse lassen sich am besten mit der Ansicht vereinen, er gehöre dem Südrande eines von Westen, vom Klönthale herkommenden Bergsturzstromes an.

Wenn die Bergsturzhügel im Thalgrund bei Glarus nicht als die Fortsetzung der Stöcklibreccie betrachtet werden können, so muss der Umstand

auffallen, dass die letztere über dem steilen anstehenden Felssockel des Stöckli plötzlich mit einer fast senkrechten, cirka 50 m hohen Breccienwand abbricht (Fig. 3, Taf. II). Es ist klar, dass bei der gegenwärtigen Gestaltung des Terrains eine grosse, von dem sehr steilen Gehänge des Vorderglärnisch sich loslösende Felsmasse unmöglich auf der schmalen Stöckliterrasse in der Lage Halt machen könnte, welche jetzt die Stöcklibreccie einnimmt.

Man könnte nun annehmen, der Felssturz habe sich zu einer Zeit ereignet, als Linththal und Klönthal bis an den Rand der Stöckliterrasse von den diluvialen Gletschern ausgefüllt waren; die Sturzmasse sei im Winkel zwischen Linth- und Klöngletscher durch den Eisrand aufgehalten worden und habe sich dann bis zum Rückzuge der Gletscher so weit verfestigt, dass sie nachher mit steiler Böschung stehen bleiben konnte. Allein abgesehen davon, dass wir für diese Annahme keinerlei Anhaltspunkte besitzen, scheint sie mir deswegen nicht zutreffend zu sein, weil die Stöcklibreccie im Westen bis in den Grund der Wustruns hinuntersteigt und mit ihrem Fusse bis unter die modernen Schuttbildungen hinunterreicht, was darauf hinzudeuten scheint, dass der Trümmerstrom in ein freies Thal sich ergoss. Wenn ich alle Verhältnisse berücksichtige, so möchte ich eher folgender Ansicht meine Zustimmung geben:

In einer vom Ende der Diluvialzeit noch weit entfernten eisfreien Periode fand am Vorderglärnisch ein grosser Felssturz statt, dessen Abrissfläche die grosse, über der Wustruns bis an den Gipfel des Berges hinaufreichende Nische ist. Der Trümmerstrom überdeckte das Stöckli und reichte noch weit in den Grund des Linththales hinaus. Während eines langen Zeitraumes spülten die Gewässer die Bergsturztrümmer im Thale fort und legten den Felssockel des Stöckli wieder bloss, während die unterdessen verkittete Bergsturzbreccie auf seinem Scheitel und im Kessel der Wustruns grösstenteils erhalten blieb, im Laufe der Zeit jedoch durch die sich einschneidende Wustruns in zwei Teile zerlegt wurde. Nun erst ereignete sich der zweite, noch weit grössere Bergsturz, dessen Überreste der Hochwald, der Hügelzug Sack-Bergli und die Hügel bei Glarus und Netstal sind. Dann machten die Gletscher einen neuen Vorstoss und lagerten auf dem Trümmerfeld dieses Bergsturzes Moränen ab.

In diese Gletscherperiode fällt wahrscheinlich auch die Entstehung der Moräne, die am Abhang unter der Felswand des Stöckli in einer Höhe von

cirka 600 m bei der Anlage eines neuen Weges aufgeschlossen worden ist. Sie enthält deutlich gekritzte Geschiebe in Glaciallehm. Unter ihrem Material, durch welches sie als rechtsseitige Klönthalmoräne charakterisiert ist, sind besonders Stücke von Quartenschiefer erwähnenswert, welche wahrscheinlich aus dem Bergsturzschutte des Hochwaldes stammen.

b. Wo ist das Abrissgebiet des Bergsturzes Hochwald-Glarus-Netstal?

Während es sofort einleuchtet, dass die Abrissnische des Bergsturzes am Stöckli das Sammelgebiet der Wustruns ist, kommen wir in Verlegenheit, wenn wir die Stelle am Nordabhang des Glärnisch angeben sollen, von der der zweite grosse Bergsturz ausgegangen ist.

Allerdings öffnet sich ganz in der Nähe des Hochwaldes der mächtige Felsencirkus der Gleiterschlucht zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli. Allein wenn man die Verhältnisse an Ort und Stelle in Augenschein nimmt, so muss man gegen die Annahme, die Gleiterschlucht sei die Ausbruchsnische des Bergsturzes, das Bedenken erheben, der Hochwald lehne sich nicht schuttkegelförmig an den Glärnisch an und liege nicht direkt vor der Öffnung der Schlucht, sondern ziemlich weit neben derselben an der Hochwand.

Nun kann man einwenden, der vor der Nische liegende Teil des Trümmerhaufens sei eben in der Periode, da die Schwammhöhe noch nicht vorhanden war, durch die erodierende Wirkung des Gleiterbaches verschwunden; allein in diesem Falle müsste der Abhang des Hochwaldes gegen Hintersackberg ein Steilbord sein, während er eine höchst unregelmässige, hügelige Fläche ist. Man darf auch kaum die Moränen, die hier vorkommen, für die Unregelmässigkeit des Abhanges verantwortlich machen, da das unzweifelhafte Bergsturzmaterial vorwiegt und manche der kleinen Hügel wirkliche Bergsturzblockschwärme sind. Da aber die Formen des über dem Hochwald aufsteigenden Vorderglärnischabhanges durchaus der Annahme widersprechen, der gewaltige Bergsturz sei hier abgebrochen, und da der Schrattenkalk, der im Trümmerstrome stellenweise in grossen Massen vorkommt, nur am Vrenelisgärtli anstehend ist, am Vorderglärnisch aber erst hoch über dem heutigen Gipfel vorhanden gewesen sein kann, so bleibt uns doch kaum etwas anderes übrig, als

die Gleiterschlucht als Ausbruchnische des Bergsturzes zu betrachten. Irgendwelche Vorgänge, die heute nicht mehr ermittelt werden können, mögen Veränderungen geschaffen haben, die uns jetzt die Anlehnung des Hochwaldes an den Glärnisch rätselhaft erscheinen lassen.

3. Die Bewegung des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter.

Da am Nordabhang des Glärnisch die Schichten bergeinwärts fallen, so müssen wir den Bergsturz Hochwald-Glarus-Netstal nach der von Herrn Professor *Heim* gegebenen Definition [1]) unter die echten Felsstürze einreihen. Mit Rücksicht auf die Umrisslinie des Trümmerstromes werden wir uns von dem Verlaufe der Bergsturzbewegung ungefähr folgende Vorstellung machen dürfen:

Die Felsmasse stürzte vom Gehänge zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli in den Grund des Klönthals und fuhr in nordnordöstlicher Richtung quer über dasselbe hin. Sie prallte auf den Felssockel am Fusse der Büttenenwand am Wiggis, wurde durch dieses Hindernis aus der bisherigen Richtung abgelenkt und fuhr nun, den ganzen Raum zwischen Wiggis und Glärnisch überflutend, ostwärts bis an den Fuss des Schilt. Sie brandete leicht an demselben empor und wurde zum zweitenmal abgelenkt. Sie breitete sich etwas fächerförmig nach Süden aus; die Hauptmasse aber strömte, der Neigung des Linththales folgend, nach Norden und kam endlich zur Ruhe, als die Spitze des Stromes nördlich vom heutigen Netstal angelangt war.

Aus der starken Ablenkung des Trümmerstromes gegen Netstal hin muss man schliessen, dass er beim Aufprallen auf den Schilt noch eine grosse Geschwindigkeit besass. Es ist daher wahrscheinlich, dass er nicht bloss bei Ennetbühls, sondern auf einer langen Linie, zum mindesten auf der Linie Ennetbühls-Elggis, den Schilt erreichte. Ausser dem Hügel von Ennetbühls, wo die Aufbrandung schön zu sehen ist, findet man aber auf dem rechten Linthufer keine Bergsturzreste mehr; überall werden die Ufer von Moräne oder von anstehendem Fels gebildet.

---

[1]) *A. Heim*, Über Bergstürze. Neujahrsblatt der Zürcher naturf. Gesellschaft 1882, pag. 15.

4. Erosion im Bergsturzgebiete.

Während das Trümmerfeld des Bergsturzes ursprünglich als zusammenhängendes Ganzes über ein grosses Gebiet sich erstreckte, ist es jetzt, namentlich im Linththale, in eine Anzahl zerstreuter Hügel zerstückelt. Linth und Löntsch durchfurchten es hier von zwei Seiten, von Süden und von Westen her, und modellierten aus demselben nach und nach die kegelförmigen Hügel von Netstal und Glarus heraus. Die Steilborde dieser Erosionsrelikte besitzen oft auf der Südseite, auf der Angriffsseite der Linth, ihre steilste Böschung (Burghügel, oberer Bühl, unterer Bühl); der Sonnenhügel und die Bürglen fallen ringsum mit ungefähr derselben Böschung ab, da sie auch vom Löntsch benagt wurden.

Bei den Hügeln von Glarus und Netstal dürfen wir fast ohne Ausnahme die Scheitelfläche als ein Stück der ursprünglichen Bergsturzoberfläche betrachten. Die ebene Fläche auf dem südwestlichen Teil der Bürglen (vgl. Fig. 4), die man auf den ersten Blick als Rest eines alten, aus der Trümmermasse herausgeschnittenen Thalbodens ansehen möchte, ist im Jahre 1850 künstlich hergestellt worden. Auch auf die Scheitelfläche des Sonnenhügels, die übrigens etwelche Unebenheiten zeigt, mag der Mensch umgestaltend eingewirkt haben (vgl. Fig. 1).

Die auffälligste Erosionsfläche unseres Bergsturzgebietes ist das mächtige Steilbord des Hochwaldes. Der südlichste Teil desselben ist jedenfalls durch die Runse auf der Grenze zwischen Sackberg und Vorderglärnisch geschaffen worden; kaum aber darf die gewaltige Erosion, die hier stattgefunden haben muss, ganz auf Rechnung dieses Runsenzuges gesetzt werden. Vielleicht floss einst, in der Zeit vor dem Bergsturze aus der Wiggiskette, der Löntsch am Ostfusse des Hochwaldes.

D. Dimensionen des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter.

Es ist nicht möglich, das Areal, das der Bergsturz ursprünglich bedeckte, genau zu berechnen, da der westliche Teil desselben unter dem Bergsturzschutte aus der Deyenkette begraben liegt und auch im Linththale die Grenzen nicht

mit vollkommener Genauigkeit angegeben werden können. Nach den noch vorhandenen Resten zu schliessen, muss das Ablagerungsgebiet mindestens $7{,}_9$ km^2 gross gewesen sein.

Noch schwieriger ist die Berechnung des Volumens, namentlich weil wir nicht genau wissen, wie tief der Thalgrund vor dem Bergsturze lag. Nach meinen Berechnungen muss der Trümmerstrom anfänglich einen Inhalt von mindestens 770 Millionen m^3 = $0{,}_{77}$ km^3 gehabt haben.

Das Ablagerungsgebiet lehnt sich in einer Höhe von 1100 m an den Glärnisch an und endigt nördlich von Netstal bei 450 m, fällt also im ganzen um 650 m. Denken wir uns die Mittellinie des Schuttstromes zu einer geraden Linie ausgestreckt, so besitzt sie eine Länge von cirka $6{,}_5$ km. Die durchschnittliche Böschung des Schuttstromes beträgt demnach 5^0 30'.

Wenn wir den oberen Abrissrand in der untern Schrattenkalkzone am Vrenelisgärtli bei cirka 2500 m annehmen, so erhalten wir 14^0 als Gesamtböschung des Bergsturzgebietes.

III. Abschnitt.

Der Bergsturz aus der Deyen-Wiggiskette.

Im I. Abschnitt, pag. 14—16, habe ich erklärt, dass der westliche und nördliche Teil der Klönthalbarrière hinsichtlich des Trümmermaterials mit der im Norden des Klönthals liegenden Deyenkette übereinstimmt und in einer vielerorts auch orographisch gut ausgeprägten Grenzlinie das Glärnischbergsturzgebiet berührt, das im vorigen Abschnitt geschildert worden ist. Während wir dort auf manche Schwierigkeiten stiessen, mehr als eine Frage nicht mit aller Sicherheit oder gar nicht beantworten konnten, liegen in diesem zweiten Abschnitte unseres Untersuchungsgebietes die Verhältnisse weit klarer. Bei einer Begehung des Gebietes überzeugt man sich leicht, dass hier ein grosser Bergsturz aus der Deyenkette vorliegt. Sein Ablagerungsgebiet ist nicht in eine Menge isolierter Hügel zerlegt, sondern als ein zusammenhängender Trümmerstrom mit allen Erscheinungen, die wir im Trümmerfeld eines Bergsturzes zu sehen gewohnt sind, erhalten geblieben; seine Ausbruchsnische ist aufs deutlichste zu sehen und ebenso treten uns im Landschaftsbilde manche Erscheinungen als unzweifelhafte Folgen des Bergsturzes entgegen. Während wir bei den Glärnischtrümmermassen Hügel um Hügel besonders untersuchen mussten, um über das Wesen der ganzen Erscheinung ins klare zu kommen, dürfen wir hier gleich in eine systematische Behandlung des Bergsturzes eintreten.

A. Die Ausbruchsnische.

Wenn wir von der Schwammhöhe-Sackberg an die Nordwand des Klönthals hinüberblicken, so sehen wir, wie der Schuttberg sich wie ein mächtiger,

fächerförmig sich ausbreitender Schuttkegel an die westliche Fortsetzung der Büttenenwand anlehnt; gleichzeitig aber fällt unser Blick auf die darüber liegende breite Nische, die Wildheufläche Blanken, welche östlich vom Deyenstock den normalen Verlauf des Gehänges unterbricht. Sie ist das Abrissgebiet unseres Bergsturzes.

Von den durch die Arbeit des fliessenden Wassers erzeugten Erosionsnischen unterscheidet sie sich dadurch, dass sie nicht einen prismatischen Hohlraum oder einen tief eingeschnittenen Cirkus, sondern eine weit gespannte, flache Muschel darstellt. Sie ist ferner durch eine ausserordentlich scharfe, auch auf der topographischen Karte deutlich ausgeprägte Umgrenzung ausgezeichnet. Ihr oberer Rand bildet, wie der Abrissrand einer grossen Schuttrutschung, einen ziemlich stark nach oben gewölbten Bogen, der einerseits in die Deyenalp, anderseits in die Auernalp hineingreift. Im Westen wird die Nische durch den steilen Ostabsturz des Deyenstocks begrenzt, im Osten hat sie die Büttenenwand schief angeschnitten. Ihre untere Grenze bildet der fast geradlinige Rand der hinter dem Schuttberg durchziehenden Felswand. Die beiden Seitenränder konvergieren stark nach unten; während sie oben, wo sie an den bogenförmigen Abrissrand sich anschliessen, cirka 1750 m voneinander entfernt sind, besitzen sie unten noch eine Distanz von 1000 m.

Die Abrissnische beginnt in einer Höhe von 1200 m und reicht bis zu 2010 m hinauf, besitzt also eine Höhe von cirka 800 m. Da ihre Mittellinie in der horizontalen Projektion 1150 m misst, so ergiebt sich eine mittlere Böschung der Abrissfläche von 35° 10′. Die Böschung ist im ganzen Gebiet der Abrissfläche sehr regelmässig und weicht lokal nur wenig von dem Durchschnitte ab. Im unteren und mittleren Teil ist sie etwas flacher, gegen den oberen Rand wird sie ein wenig steiler. Der steilen, durch keine Terrassen unterbrochenen Böschung wegen eignet sich die Blanken trotz ihrer reichlichen Vegetation nicht als Viehweide.

Die Nische wird nicht durch einen einzigen Bach mit einem nach oben sich verzweigenden System von Wasserrinnsalen, sondern durch 6 fast parallel verlaufende kleine Bäche entwässert. Sie haben in die muschelförmige Fläche scharf begrenzte, prismatische Erosionsrinnen von geringer Tiefe eingeschnitten und auch an der Felswand, über die sie auf den Schuttberg stürzen, nur ge-

ringfügige Einkerbungen erzeugt. Die Nische selbst ist nicht das Ergebnis ihrer Arbeit; sie entstanden erst nachträglich in der Bergsturznische und haben, den zufälligen Unebenheiten der Abrissfläche folgend, auf ihr bis heute nur verhältnismässig geringe Veränderungen zu erzeugen vermocht.

Die tektonischen Verhältnisse der Ausbruchsnische sind von *Burckhardt* sehr eingehend dargestellt worden. Gestützt auf seine Untersuchungen habe ich auf pag. 9 bereits einen gedrängten Überblick über die Tektonik der Region Deyenstock-Blanken gegeben. Wie die Karte und Profil 4 zeigen, liegt der grösste Teil von Blanken im Flyschmergelschiefer der Eocänmulde Pragel-Näfels. Ihre Schichten fallen hier mit cirka 35° Neigung, ziemlich genau parallel der Oberfläche, gegen das Klönthal ab. Am untern Rande der Blankenfläche aber biegen sie samt den Kreideschichten im Liegenden und Hangenden plötzlich um, so dass in der Felsmauer unter Blanken die Schichten flach in den Berg hineinfallen.

Es leuchtet sofort ein, dass hier die tektonischen Verhältnisse für die Entstehung eines grossen Bergsturzes ausserordentlich günstig waren, da die steil thalwärts geneigten Schichten von einem noch steileren Gehänge schief durchschnitten waren und überdies auf Mergelschiefern, einer für Felsausgleitungen sehr günstigen Unterlage, ruhten. Der Bergsturz ist nach der Art der abtrennenden Bewegung ein Felsschlipf[1]). Er wurde wahrscheinlich dadurch verursacht, dass der Löntsch, vielleicht nordwärts gedrängt durch den Glärnisch-Bergsturz, die Kreidewand östlich vom Deyenstock angriff und derart zurückdrängte, dass die Gesamtböschung des Gehänges für die steile Schichtstellung und die ungünstige Felsunterlage zu gross wurde. Die Reibung auf der Schieferunterlage und die Kohäsion mit dem Deyenstock vermochten schliesslich dem Zuge der Schwere nicht mehr das Gleichgewicht zu halten, so dass das ganze Deyengewölbe auf eine Breite von cirka 1500 m zur Tiefe gleiten musste. Durch diesen Bergsturz erklärt sich die Erscheinung, dass die Deyenkette jetzt orographisch mit dem Deyenstock abbricht und dass in der Blanken der Flysch plötzlich in grosser Fläche entblösst ist, während er östlich und westlich davon nur als schmales Band zu Tage tritt.

---

[1]) *A. Heim*, Über Bergstürze. Neujahrsblatt der Zürcher naturf. Gesellschaft, 1882, pag. 12.

Es ist wohl möglich, dass vom Deyenthälchen her auf den Schichtflächen eindringendes oder durch den leicht durchlässigen Schrattenkalk einsickerndes Wasser die Flyschmergelschiefer durchnässte, damit die Reibung verminderte und das Ausgleiten der Felsmasse beförderte. Die Abtrennung erfolgte jedoch nicht, wie man erwarten könnte, längs einer und derselben Schichtfläche. Das Profil zeigt, dass die Abrissfläche im oberen Teil sogar den Flyschschiefer verlässt und den Mittelschenkel der Deyenfalte anschneidet, dann die ganze Schieferzone schief durchschneidet und endlich am oberen Rande noch in den Schrattenkalk des Auerngewölbes hineingreift. Für den Verlauf der Abtrennungsfläche war also in erster Linie das Bestreben des Gebirges massgebend, die übersteil gewordene Böschung des Gehänges wieder auf ihr normales Mass zurückzuführen. Es darf noch hervorgehoben werden, dass der untere Rand der Blankennische in der Region liegt, wo die bisher gegen das Klönthal fallenden Schichten in scharfem Knie bergeinwärts umbiegen. Die unter Blanken liegende Kreidewand wurde, obschon sie offenbar steiler war als das darüber liegende Gehänge, doch nicht in den Sturz verwickelt, weil sie ihrer Schichtstellung wegen eine steilere Böschung ertragen kann.

An dieser Stelle mag noch eine Erscheinung besprochen werden, die in etwelcher Beziehung zum Abrissgebiet des Blankensturzes steht. Droben auf der Deyenalp werden wir durch den Anblick eines mächtigen Felstrümmerwerkes überrascht, das den Nordfuss des Deyenstocks vom Rande der Blankennische bis über die Alphütten hinaus auf eine Länge von cirka 700 m umsäumt (Fig. 4, Taf. II). Wir überzeugen uns leicht, dass wir vor dem Trümmerfeld eines alten Felssturzes stehen, der sich einst von der Nordwand des Deyenstocks abgelöst hat.

Der in mehrere hügelartige Erhebungen gegliederte Schuttwall ist im allgemeinen vom Deyenstockabhang durch eine ausgesprochene Vertiefung getrennt; drei durch ihren Reichtum an groben Felstrümmern ausgezeichnete Schuttkegel stellen jedoch die Verbindung zwischen den Trümmerhügeln und der Schutthalde am Deyenstock her. Am Nordrande, gegen die Deyenalp hin, ist das Schuttfeld ganz scharf begrenzt und zeigt im östlichen Teil, wo es seine grösste Breite erreicht, in geringem Masse die Erscheinung der Aufbrandung.

Das Trümmerwerk ist jedenfalls an den meisten Stellen nur wenige Meter mächtig; hinter den Alphütten mag es den Boden 20 m hoch bedecken. An

zwei oder drei Stellen treten innerhalb desselben anstehende Felsbänke zu Tage, so am Ufer einer kleinen Wasserlache ein etwa 30 m langes Nummulitenkalkriff, wenige Meter weiter westlich Nummulitenkalk und Seewerkalk und nördlich davon, am Rande des Blockwerkes, Flyschschiefer.

Die Schutthügel sind durchaus aus eckigen, wirr durcheinander geworfenen Felsblöcken aller Dimensionen aufgebaut und entbehren fast ganz einer Vegetationsdecke, so dass sie, aus einiger Entfernung betrachtet, den Anblick eines öden Karrenfeldes darbieten.

Das Schuttfeld zeichnet sich durch die Einheitlichkeit des Gesteinsmaterials aus. Wir suchen umsonst nach den Gesteinen der von der Auernalp her in den Breitkamm hineinstreichenden Neocomzone und des in nächster Nähe durchziehenden petrefaktenleeren Schrattenkalks, der die Eocänmulde Pragel-Näfels an ihrem Nordrande begleitet. Die Trümmer stimmen alle mit den Gesteinen überein, welche auf der Nordseite des Deyenstocks anstehend sind. Die überwiegende Zahl der Blöcke gehört zum Schrattenkalk und enthält in ungeheuern Mengen die Reste von Requienia ammonia. Daneben finden wir bloss noch vereinzelte Blöcke der gelblichbraun anwitternden Echinodermenbreccie, welche im Nordflügel des Deyengewölbes in Form von einigen dünnen Bänken in die hellgraue Schrattenkalkmasse eingeschaltet ist und nach *Burckhardt* als das Äquivalent der Orbitulinaschichten angesehen werden darf[1]).

Die Schrattenkalkblöcke sind reich an Karrenfurchen, welche bald breite, bis metertiefe Rinnen, bald zierliche, von scharfen Grätchen getrennte Rillen darstellen.

Sehr bemerkenswert ist die Thatsache, dass das Trümmerfeld im Osten, zwischen Deyenstock und Gumenwand, durch die Bergsturznische von Blanken angeschnitten ist. Auf einer über 200 m langen Linie sehen wir hier das grobblockige, 5—8 m mächtige Trümmerwerk des Felssturzes und neben der Ostwand des Deyenstocks eine Strecke weit noch die aus kleinen Steinen zusammengesetzte, durch allmähliche Abwitterung entstandene Schutthalde auf den Schichtköpfen des Flyschschiefers von Blanken aufruhen[2]). Auch die noch deutlich erkennbare Nische am Nordabhang des Deyenstocks, aus der die Felstrümmer

[1]) *Carl Burckhardt,* Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lfg. 5, N. F., pag. 68.

[2]) Bei günstiger Beleuchtung sieht man von Glarus aus diese Schrattenkalk-Trümmerdecke als eine weissgraue, leuchtende Linie am obern Rande von Blanken.

auf der Deyenalp herausgebrochen sind, muss einst eine grössere Ausdehnung gehabt haben. Von ihrer ursprünglichen Umgrenzung ist nur noch der westliche Rand erhalten geblieben.

Aus diesen Erscheinungen müssen wir den Schluss ziehen, dass der Felssturz schon auf der Deyenalp lag, als der grosse Bergsturz von Blanken stattfand. Der östlichste Teil des Trümmerfeldes ist mit der Fortsetzung des Deyenstocks, welche einst auf der heutigen Blanken aufruhte, ins Klönthal hinuntergeglitten, und ebenso ist bei diesem Ereignis der östliche Teil der Felssturznische am Nordabhang des Berges verschwunden.

B. Das Ablagerungsgebiet.

1. Die Gesteinsarten.

Im Ablagerungsgebiete des Bergsturzes tritt uns als weitaus häufigstes Trümmermaterial der Schrattenkalk (Urgonien) entgegen. Darunter herrschen die bald mehr dichten, spätigen, petrefaktenleeren, hellgrauen, bald mehr schuppig-körnigen, bräunlich-grauen, oft mit Trümmern von Echinodermen erfüllten Kalke vor, während der eigentliche Requienienkalk, gekennzeichnet durch seine weissgraue Farbe und den Reichtum an Requienia ammonia Math., gegenüber den andern Schrattenkalkvarietäten stark zurücktritt.

Das Überwiegen des Schrattenkalks im Trümmerstrome stimmt vorzüglich mit der Tektonik der Ausbruchsnische überein; das Profil des Deyenstocks zeigt, dass dieses Gestein hier einen mächtigen Mantel um den Neocomkern des Deyengewölbes bildet und an Masse die Schichten der andern Kreidestufen übertrifft. Ebenso macht dieses Profil es begreiflich, dass die Gesteine des Neocom nächst dem Schrattenkalk den grössten Anteil an der Zusammensetzung des Trümmerstromes nehmen müssen. Darunter ist der dunkelbraun anwitternde, zähe Kieselkalk des untern Neocom reichlich vertreten; ferner finden wir petrefaktenleere, sandige, dunkelgraubraun anwitternde Mergel und Blöcke einer graugrünen, grobkörnigen, sehr zähen Echinodermenbreccie[1]). Am

[1]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lieferung V, N. F., 1896, pag. 61, oben.

meisten fallen uns aber die zahlreichen Blöcke der hellgrauen Mergelkalke oder dunkelgrauen Mergelschiefer aus dem obersten Neocom auf. (Coulonischichten *Burckhardt*)[1]. Neben den Schalen von Exogyra Couloni d'Orb., die in ungeheurer Individuenzahl das Gestein erfüllt, findet man stellenweise, namentlich in den mehr schiefrig ausgebildeten Gesteinen, in beträchtlicher Zahl Terebratula acuta Quenst., Terebratula sella Sow., Rhynchonella Gibbsiana Sow.

Die oberste Kreide, der gelblichweiss anwitternde, von schwarzen, flasrigen Zwischenhäuten durchzogene, knollige Seewerkalk, tritt zwar gegenüber Schrattenkalk und Neocom stark zurück, findet sich aber in den meisten Teilen des Trümmerstromes, oft in ausgedehnten Blockschwärmen. Er stammt aus der stark gequetschten Seewerkalkschicht, welche einst im Mittelschenkel der Deyenfalte das Eocän von Blanken bedeckte, nun aber durch Absturz bis auf wenige Reste verschwunden ist[2].

Trotzdem die gelblichgrau anwitternden Flyschmergelschiefer die Unterlage des grössten Teiles von Blanken bilden, finden wir sie im Ablagerungsgebiete des Bergsturzes doch nur stellenweise (am häufigsten zwischen Vordersackberg und Geisswite). Diese Thatsache ist weniger befremdend, wenn man bedenkt, dass der stürzende Berg mehr nur auf der Flyschunterlage abglitt, diese selbst aber nur stellenweise mit in den Sturz verwickelt wurde.

Den Nummulitenkalk, der im Abrissgebiet zwischen Flyschschiefer und Seewerkalk anstehend ist, sah ich bisher im primär gelagerten Bergsturzschutte nur an zwei Stellen (Rossfälle, Andresenbergli). Da man ihn aber auf dem aus dem Bergsturz herausgespülten Löntschschuttkegel wie auch auf der neuen Allmeind nicht selten trifft, muss er auch im Bergsturzhaufen in ziemlicher Menge vorhanden sein.

An vielen Stellen gewahrt man auch die dunkeln Grünsandsteine aus dem obern Gault (Vraconnien)[3]. Immerhin bilden sie, entsprechend den Verhältnissen des Abrissgebietes, nur einen kleinen Prozentsatz des Trümmerstromes.

---

[1]) *Carl Burckhardt*, l. c., pag. 61.
[2]) *Carl Burckhardt*, l. c., pag. 177—179 und pag. 181.
[3]) l. c., pag. 83, oben.

Ich habe schon früher (pag. 15) hervorgehoben, dass man im ganzen Gebiete keine Spur von Hochgebirgskalk oder Dogger, also keine Glärnischgesteine entdecken kann. Das Trümmermaterial stammt ausschliesslich aus den Schichten, die im Gebiete Deyenstock-Blanken anstehend sind, und das Mengeverhältnis der Gesteinsarten entspricht den geologischen Verhältnissen jener Gegend.

2. Die innere Struktur.

In dem unbewohnten, fast ganz mit Wald und Weide bedeckten Gebiete sind, abgesehen von den Löntschufern, leider nur wenige frische Aufschlüsse vorhanden, die einen Einblick in den innern Bau des Terrains gestatten. In dem weiten Gelände von Vordersackberg und Schwammhöhe beschränken sie sich auf einige Schuttgruben, die am Wege zwischen Vordersackberg und Hintersack geöffnet sind. Wir finden darin nur eckige Trümmer von meistens kleinen Dimensionen in regelloser Lagerung. Sie gehören ihrer Mehrzahl nach zum schuppig-körnigen Schrattenkalk; aber auch kieslige und grünsandige Neocomtrümmer und Stücke von Seewerkalk sind häufig; an einigen Stellen wiegen gelblichgraue Foraminiferen-Flyschschiefer, zum Teil zu kleinen Splittern zerrieben, vor. Während das Kalkschlagpulver der Malmbergsturzbreccien dem Materiale der Schuttgruben zwischen Glarus und Schwanden eine auffällig hellgraue Färbung verleiht, ist hier der Schutt der mergeligen Gesteine wegen vorwiegend gelblich oder bräunlichgrau gefärbt, so dass er an Moränenmaterial erinnert. Allein das absolute Fehlen von Gletscherschrammen und Geschieben, der gänzliche Mangel von Malm und Dogger und der Umstand, dass die Gesteinsarten weit weniger gemischt sind als in einer Moräne, sprechen deutlich für die Bergsturznatur des Schuttes. Am besten überzeugen wir uns davon in der westlichsten Schuttgrube, wo gegenwärtig mitten in braunem Neocomschutte ein scharf begrenzter Komplex feinsplittriger, durch Kalkstaub kreideweiss gefärbter Schrattenkalkbreccie zu sehen ist.

Wertvolle Aufschlüsse lieferte auch der Bau des Löntschstollens, den die Löntschkorporation (Vereinigung der Gewerbsbesitzer am Löntsch) in den letzten Jahren ausführen liess, um in Zukunft den Klönthalersee während des Winters

in ausgiebiger Weise als Reservoir benutzen zu können. Er beginnt unterhalb der Seerüti am rechten Löntschufer, geht rechtwinklig zur Löntschrichtung 30 m weit ins Innere des Sackberges und verläuft dann auf eine Länge von cirka 400 m parallel zum Flusse. Ich habe den Stollen während des Baues wiederholt besucht und dabei folgende Beobachtungen gemacht:

Der Stollen führt ausschliesslich durch Schutt; überall bestehen die Stollenwände aus eckigen, ineinandergekeilten, jedoch nicht verkitteten Trümmern mannigfaltiger Dimensionen; stellenweise herrschte feineres Material vor, an andern Stellen mussten mächtige Blöcke mehrere Meter weit tunnelartig durchbrochen werden. Nirgends kamen runde Geschiebe zum Vorschein; dagegen waren die Kanten der grossen Blöcke öfters etwas abgestossen. Ein Gemisch von feinem Kalksteinpulver und kleinen Splittern bedeckte die grösseren Blöcke und füllte alle Lücken zwischen denselben aus. Befreite man die Blöcke von dieser Schuttkruste, so kamen häufig zahlreiche Schlagkontusionen zum Vorschein. Unter dem ausgehobenen Materiale sah ich stets nur Neocom und Schrattenkalk; einige Grünsande mögen zum Gault gehört haben. — Der Schutt zeigte also alle wesentlichen Eigenschaften einer Bergsturzmasse, nicht aber diejenigen einer Moräne.

Bei der Anlage eines von der neuen Allmeind über das steile Löntschbord ins Kohlgrübli führenden Weges trat ebenfalls eine aus scharfkantigen Neocom- und Schrattenkalktrümmern zusammengesetzte Bergsturzbreccie zu Tage.

Zahlreicher und ausgedehnter als die künstlichen Terrainentblössungen sind die Aufschlüsse, welche an den steilen Löntschufern durch Nachgleiten des Gehänges entstanden sind. Sie beweisen alle, dass der mächtige Schuttberg, den der Löntsch durchquert, ein Bergsturzhaufen ist. Hinsichtlich der Struktur des Schuttes lassen sich einige Typen unterscheiden:

a. Lockerer Bergsturzschutt mit starker Mischung des Materials. Dicht hinter dem Faulenkopf fällt uns am linken Löntschufer ein grosser, bis an die Bergsturzoberfläche hinaufreichender Anriss, die sogenannte „Rossfälle“ auf. Wir treffen hier ein buntes Gemisch von Kreide- und Eocäntrümmern. Neben dem vorherrschenden Schrattenkalk sind namentlich Seewerkalk und Flyschschiefer reichlich vertreten; auch Nummulitenkalk und Gault fehlen nicht. Der Schutt stellt ein wirres Gemisch von grossen und

kleinen Blöcken mit reichlichem braungrauem Zwischenmaterial dar und erinnert durch sein Aussehen auffällig an eine Moräne. Da er jedoch keine Geschiebe enthält, nur aus Gesteinen der Gegend von Blanken zusammengesetzt ist und grössere Felsblöcke mit innerer Zersplitterung, aber erhalten gebliebener Schichtung aufweist, so dürfen wir hier nicht zweifeln, echten Bergsturzschutt vor uns zu haben. — Bei Hochgewittern und längern Regenperioden lösen sich oft einzelne Blöcke aus der Schuttmasse und stürzen in die Tiefe, und kleine Wasserrinnsale, die sich in der Anrissfläche entwickeln, überführen die Strasse mit dem Bergsturzschutte.

Durch lockere Lagerung des Schuttes, bunte Mischung von Gesteinen aus allen Stufen der Kreide und des Eocän, das Vorwiegen von kleinen Trümmern und reichliches Zerreibungspulver zeichnen sich noch manche Anrisse an den Löntschufern aus, z. B. eine Entblössung unterhalb des Faulenkopfs an der Strasse, Anrisse am rechtsseitigen Löntschufer unterhalb Schleipfen.

Zu diesem Typus kann auch das Material des auffälligen Anrisses gerechnet werden, der sich unterhalb Grüt zum Löntschufer hinunterzieht. Die braune, moränenartige Schuttmasse zeigt sich bei näherer Betrachtung aus durchwegs kleinen, fest ineinandergekleilten, mit Schlagkontusionen bedeckten Gesteinsbrocken und fein zerriebenem Zwischenmaterial zusammengesetzt. An den einen Stellen wiegt Schrattenkalk mit Requienia ammonia, an andern Neocom mit Exogyra Couloni und Terebrateln vor. Von den übrigen Bergsturzgesteinen fand ich bloss noch Mergelschiefer und Echinodermenbreccie des Neocom. Da die Trümmer ziemlich gleichmässig klein und leicht verkittet sind, hat sich auf der steilen Anrissfläche ein zierliches Netz fein modellierter Erosionsfurchen ausgebildet.

b. Verkittete, ungeschichtete Bergsturzbreccie mit einheitlichem Material. Gegenüber Andresenberg gewahrt man auf dem rechten Löntschufer cirka 150 m über dem Flusse am oberen Rande einer grossen Erosionsnische zwei durch eine schmale Terrasse getrennte, fast horizontal verlaufende Breccienfelswände, die auffällig an die Breccienbänder des Stöckli erinnern. Sie bestehen ganz aus bräunlichgrauem, schuppigkörnigem Schrattenkalk. Grosse Blöcke und kleine Splitter liegen in allen möglichen Stellungen wirr durcheinander; es ist weder ursprüngliche Schichtung noch

Fluidalstruktur zu beobachten; nur hie und da gewahrt man kleine, innerlich zersplitterte Schichtfetzen zwischen den regellos gelagerten Splittern. Die Trümmer sind durch Kalksinterkrusten sehr fest miteinander verkittet, und wie am Stöckli sind auch hier unregelmässige Hohlräume herausgewittert. — Solche verkittete Breccien mit regelloser Stellung der Trümmer und einheitlichem Material trifft man auch weiter westlich unterhalb Grüt.

c. Geschichtete Bergsturzbreccien. An der engsten Stelle des Löntscheinschnittes ragt aus dem linksseitigen Steilufer eine auffällige Felsrippe, der „faule Kopf", hervor. Er besteht ganz aus Bruchstücken einer zähen Schrattenkalk-Echinodermenbreccie. Aus der Ferne betrachtet, scheinen sie regellos zu liegen; in der Nähe sieht man jedoch, dass sie zu deutlichen Schichten gruppiert sind, deren Grenzflächen freilich wieder von klaffenden Spalten durchsetzt sind. Die Schichtung, die im östlichen Teil steil nach Südwesten einfällt, wird westwärts immer unvollkommener und es treten hier zwischen den geschichteten Partien einzelne Nester wirr gelagerter Trümmer auf. Die Fugen zwischen den Gesteinsbrocken sind mit feinem, bräunlichgrauem Zerreibungspulver ausgefüllt. An einer Stelle bemerkt man auch eine zwischen gröbere Trümmer eingeschaltete, in sandfeine Splitter zerdrückte Gesteinspartie. Die innere Zertrümmerung der Felsrippe giebt sich auch dadurch zu erkennen, dass bei Wechsel von Frost und Tauwetter stets Bruchstücke von der steilen Breccienwand sich loslösen und auf die Strasse stürzen. (Daher der Name „fauler Kopf".) An ihrem Ostfusse erscheint ein Schwarm von dunkelgrauem, rostig anwitterndem Schiefer, der vielleicht zum Neocom, vielleicht zum Flysch gehört. Da die Grenze zwischen Schiefer und Schrattenkalk den Schichtflächen des letztern parallel läuft, so liegt hier wahrscheinlich echte Schichtung und nicht blosse Fluidalstruktur vor.

Dem faulen Kopf gegenüber bemerken wir am rechten Löntschufer ebenfalls eine nach Westen abfallende, auf Schiefer ruhende Kalkbreccienbank. Sie besteht fast ganz aus grossen Schrattenkalkblöcken; doch fand ich zwischen denselben auch einen Seewerkalkblock eingeklemmt.

Geschichtete Breccien beobachtet man noch an mehreren andern Punkten im Löntscheinschnitt. Zu erwähnen ist besonders noch die Schrattenkalkbreccie, die am rechten Löntschufer gegenüber dem Staldengarten auf grosse Ausdehnung

entblösst ist. Das Gestein ist hier durch Systeme paralleler Kluftflächen in kleine parallelepipedische Bruchstücke zerlegt, stellenweise auch in feine Splitter zertrümmert. Bei der petrographischen Gleichförmigkeit des Gesteins kann kaum entschieden werden, ob hier ursprüngliche Schichtung oder Fluidalstruktur vorhanden ist.

Nachdem wir im Ablagerungsgebiete des Glärnischbergsturzes grosse geschichtete Breccienmassen gefunden haben, kann es nicht befremden, wenn wir dieselbe Erscheinung auch im Trümmerstrome des Bergsturzes von Blanken antreffen. Abgesehen davon, dass die mitgeteilten Eigenschaften der geschichteten Schrattenkalkbreccien durchaus zu den Erscheinungen grosser Bergstürze gehören, mache ich zur Unterstützung der Ansicht, dass diese Breccien nicht anstehend sein können, noch auf folgende Thatsachen aufmerksam:

1. Die Stellung der wirklichen oder scheinbaren Schichtflächen wechselt auf kurze Distanzen sehr stark.

2. Die Schrattenkalkbreccien treten, entsprechend der allgemeinen Neigung des Trümmerstromes, thalauswärts in immer tieferem Niveau auf, während am Wiggis und Glärnisch das gesamte Schichtensystem nach Westen, also in entgegengesetzter Richtung, einsinkt.

3. Gegenüber der Schrattenkalkbreccie, die am rechten Löntschufer südlich vom Staldengarten entblösst ist, tritt im gleichen Niveau und in geringer horizontaler Entfernung auf dem linken Löntschufer der anstehende Malm in kompakten Schichten zu Tage.

4. Wenn ich auch die Unterlagerung der Schrattenkalkbreccien durch bunt gemischtes Bergsturzmaterial nicht direkt beobachten konnte, so sieht man doch, dass einzelne Partien derselben hoch aufragende Klippen bilden, die auf den Seiten von unzweifelhaftem Bergsturzschutte (Typus a) umhüllt werden. Beispiele hierfür sind der „faule Kopf“ und zwei weiter westlich am Löntschufer stehende Breccienpfeiler. Wollte man die Schrattenkalkbreccien als anstehend betrachten, so müsste man annehmen, der Bergsturz sei hier über eine Gruppe steil aufragender, schmaler Klippen hinweggefahren.

Die Struktur der Schrattenkalkbreccien und ihre Beziehung zum Anstehenden und zum unzweifelhaften Bergsturzschutte beweisen also, dass sie ebenfalls

zur Bergsturzmasse gehören. Es sind Schichtfetzen, welche im Trümmerstrome wie schwimmend getragen wurden, während der Bewegung in tausende von Splittern sich auflösten, ohne dass dabei die ursprüngliche Schichtung ganz verloren ging.

Wenn wir die drei Strukturtypen vergleichen, so erkennen wir, dass in dem Masse, wie die Schichtung des Bergsturzmaterials sich verliert, auch die Mischung der Gesteine aus verschiedenen Schichten und die Zertrümmerung in Pulver und sandartige Körner zunimmt. Während in den geschichteten Breccien fast nur Schrattenkalk vorkommt und das Zerreibungspulver gegenüber den gröbern Gesteinsbrocken stark zurücktritt, zeichnen sich die aus Trümmern aller Kreidestufen und des Flysch zusammengesetzten Schuttmassen durch intensive Zersplitterung, einen reichlichen Gehalt an sandartigem Zwischenmaterial und daher auch durch geringe Festigkeit aus. In diesen Unterschieden spiegeln sich offenbar verschiedene Intensitäten der Differentialbewegungen innerhalb des Trümmerstromes während der Bergsturzbewegung wieder. Wo starke Verschiebungen innerhalb der strömenden Masse stattfanden, ging die Schichtung verloren; Trümmer aus verschiedenen Schichten mischten sich und gleichzeitig musste eine intensive Zerreibung der Steine eintreten.

3. Die Erscheinungen der Oberfläche.

a. Die Formen der Oberfläche und ihre Beziehungen zur Bergsturzbewegung.

Es ist klar, dass das Ablagerungsgebiet eines vorhistorischen Bergsturzes weit weniger als dasjenige eines Bergsturzes der Gegenwart geeignet ist, uns über die Gesetze der Massenbewegung zu unterrichten, da hier die Beobachtung des Vorganges selbst ausgeschlossen ist und da die noch vorhandene Ablagerung uns den Trümmerstrom bloss im Momente des Stillstandes und zudem in einer durch nachträgliche Erosions- und Accumulationsvorgänge veränderten Gestalt vorführt. Immerhin fallen uns an der Oberfläche unseres Bergsturzes eine Reihe von Erscheinungen auf, die durchaus im Einklang stehen mit der durch das Studium historischer Bergstürze gewonnenen Anschauung, dass die Bergsturzbewegung ein Fliessen ist und am besten übereinstimmt

mit der Bewegung einer Schneelawine, eines Gletschers oder eines Lavastromes [1]).

Die Oberfläche des Ablagerungsgebietes fällt, als Ganzes betrachtet, entsprechend der Neigung des Untergrundes, von der Schwammhöhe allmählich gegen Riedern hin. Im Einzelnen aber stellt sie, namentlich in dem weiten Gebiete zwischen Vordersackberg und Schwammhöhe, eine anscheinend regellose Folge von nicht scharf individualisierten, ineinanderfliessenden rundlichen Erhöhungen und Vertiefungen dar. Die Oberflächenformen stimmen ganz überein mit denjenigen anderer grosser Bergstürze, und die Beschreibung, welche ich von der welligen Oberfläche des Sackberg-Hochwaldes gegeben habe, könnte hier wörtlich wiederholt werden.

Viel weniger unregelmässig ist die Oberfläche der Bergsturzmasse in dem Gebiete zwischen Löntsch und Abrissnische. Sie besitzt hier die Gestalt eines mächtigen, fächerförmig sich ausbreitenden Schuttkegels, der sich in langer Linie an die Felswand unter Blanken anlehnt.

Da diese Wand als westliche Fortsetzung der Büttenenwand offenbar bis auf den alten Thalgrund hinunterreicht, so musste die abgleitende Felsmasse, als sie am unteren Rande der Ausbruchsnische anlangte, aus der gleitenden Bewegung in eine stürzende übergehen. Als eine ungeheure, 1000 m breite Steinlawine fiel sie über die 300—400 m hohe Wand hinunter in das Klönthal. Sie blieb jedoch am Fusse des Berges nicht als einfacher Schuttkegel liegen, sondern ging nun aus der stürzenden Bewegung in die fliessende über. Mit grosser Geschwindigkeit unten im Thalgrunde weiter flutend, entfernte sie sich vom Fusse des Berges, und nur die Nachhut der Steinlawine blieb dort in Gestalt eines breiten Schuttkegels mit einer durchschnittlichen Böschung von 20° liegen.

Die Trümmermasse fuhr zunächst in südöstlicher Richtung quer über den Grund des Klönthals, prallte dann aber bald auf die gegenüberliegende Thal-

---

[1]) *A. Heim*, Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1882, pag. 82.

A. Heim, Die Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsblatt der Zürcher naturf. Gesellschaft 1896, pag. 15 und 16.

wand. Hätte dieses Hindernis einzig in der Nordwand des Glärnisch bestanden, so wäre der Trümmerstrom einfach nach Osten abgelenkt worden und hätte, dem Fusse des Glärnisch folgend, den untern Teil des Klönthals bis nach Glarus hinaus mit einem welligen, nicht allzu mächtigen Schuttkegel bedeckt. Nun aber wurde der Verlauf des Trümmerstromes durch die bereits vorhandene, das Klönthal durchquerende alte Glärnischbergsturzbarrière, speciell durch den Sackberg-Hochwald, wesentlich modifiziert. Da die Glärnischwand und namentlich auch der Hochwald der horizontalen Ausbreitung der Trümmermasse hemmend entgegentraten, so machte sich die ihr inne wohnende ungeheure lebendige Kraft nun in vertikaler Richtung geltend. Als gewaltige Brandungswelle stieg sie am Glärnisch und am Westabhang des Hochwaldes mehrere hundert Meter hoch empor. Es ist vor allem der stauenden Wirkung des Hochwaldes zuzuschreiben, dass in dem Winkel zwischen ihm und Glärnischabhang die Trümmer zu einem mächtigen, mindestens 350 m über die frühere Thalsohle sich erhebenden Schuttberge sich auftürmten.

Wie überall, wo das Phänomen der Brandungswelle zu beobachten ist, so sehen wir auch hier zwischen dem Trümmerstrom und dem Abhang, auf den er aufprallte, eine ausgesprochene Vertiefung. Sie kann dem Glärnisch und dem Hochwald entlang wohl $2{,}_5$ km weit verfolgt werden. Längs des Hochwaldes bildet sie die früher (pag. 14) erwähnte, 60—90 m in die allgemeine Oberfläche des Sackbergs eingesenkte Terrainfurche; ferner gehört ihr der Kessel von Hintersack an, zu dem man von der Schwammhöhe über 50 m tief hinuntersteigen muss. Weiter westwärts, der Glärnischwand unter Tschingel entlang, ist sie ebenfalls deutlich ausgebildet, doch nur von geringer Tiefe (Profil 4 und 5).

Während bei Sool (Schwanden) und auch bei Ennetbühls der Schuttberg mit steiler und ziemlich regelmässiger Böschung gegen die Vertiefung abfällt, ist hier dieser Abhang auf der ganzen Linie verhältnismässig wenig geneigt und wellig uneben, wie die andern Teile der Bergsturzoberfläche. Dieser Unterschied erklärt sich vielleicht dadurch, dass bei Sool und Ennetbühls der Trümmerstrom mehr bloss in horizontaler Richtung gegen die Thalwand anschlug und von ihr zurückprallte, während hier die Bergsturzmasse nach dem Anprallen auf Glärnisch und Hochwald sich noch dem Abhang parallel aufwärts bewegte, wobei die der Thalwand nach sich emporschiebenden Trümmermassen

der grösseren Reibung wegen gegenüber den in der Mitte des Stromes sich bewegenden Trümmern etwas zurückblieben.

Diese Bewegungsrichtung gelangt auch in der Gestalt der gegen die Ausbruchsnische gewendeten Seite der mächtigen Brandungswelle zum Ausdruck. Wie die auf die Steilküste auffahrende Meereswoge hoch über das allgemeine Wasserniveau emporschlägt, so steigt in der Schwammhöhe die Bergsturzmasse hoch über den gegen das Ursprungsgebiet liegenden Teil des Trümmerstromes empor. Der steile Abhang, mit dem sie gegen denselben abfällt, entspricht der steilen Fläche, mit der die Wasserwoge aus dem hinter ihr liegenden Wellenthal emporsteigt, und die scharfe Kante, die ob Grüt die Grenze zwischen dem Steilabfall und der welligen Oberfläche der Schwammhöhe bildet, ist dem Kamm der schäumenden Brandungswoge zu vergleichen (vergl. Profil 4).

Im Kartenbild der Brandungswelle fällt uns noch eine Vertiefung auf, welche sich von Hintersackberg bis gegen Geisswite ununterbrochen verfolgen lässt und die Bewegungsrichtung ziemlich genau rechtwinklig durchschneidet. Es ist ein Wellenthal in der Bergsturzoberfläche. In kleinerem Massstabe wiederholt sich dieselbe Erscheinung am Näggeler, dem westlichen Flügel der Bergsturzmasse.

Als der Bergsturz von Blanken sich ereignete, war die alte Glärnischbergsturzbarrière in ihrem nördlichen Teile durch den Abfluss des Klönthals bereits in einem tiefen Thaleinschnitte durchbrochen. Durch diese Lücke fand ein grosser Teil der Felsmasse einen Ausweg. Die aus dem östlichen und mittleren Teil der Ausbruchsnische stammende Partie des Trümmerstromes wendete sich infolge der stauenden Wirkung des Hochwaldes nach Ostnordost und floss rechtwinklig zur anfänglichen Bewegungsrichtung bis in die Sohle des Linththales hinaus. Der Schutt füllte den aus der Glärnischsturzmasse herausmodellierten Thaleinschnitt wieder aus; im Norden überflutete er noch die von Büttenen bis zum Grundkopf reichende Malmfelsterrasse und im Süden bildete der Glärnischbergsturzhügelzug Sack-Bitziberg-Bergli sein Ufer. Dem in jene ältere Bergsturzmasse eingesenkten Löntschthale folgend, strömte der Felsschutt bis in die Gegend des heutigen Netstal hinunter, wo wir westlich der Kirche das Ende des Trümmerfeldes finden.

Eine kurze Besprechung verdient noch eine andere Erscheinung im Oberflächenbild dieses nach Osten abgelenkten Trümmerstromes. Während die

ursprüngliche Bergsturzoberfläche zwischen Schwammhöhe und Vordersackberg ein sanft thalauswärts geneigtes Plateau darstellt, fällt sie östlich von Schleipfen mit viel steilerer Böschung gegen die neue Allmeind (vgl. Profil 8), und ein ähnlicher Gefällsbruch ist auch östlich der gelben Runs im Verlaufe der Bergsturzgrenze zu erkennen; gegen Riedern hin aber besass die Bergsturzoberfläche wieder ein sanfteres Gefälle. Dieser Gefällsbruch hängt offenbar zusammen mit der Gestalt des Strombettes, in welchem die Trümmermasse sich thalauswärts bewegte. Aus der Verteilung der Glärnischsturzreste darf man den Schluss ziehen, dass das Querprofil desselben auf der Linie Vordersackberg-Schleipfen-Büttenen verhältnismässig eng war, östlich von dieser Linie aber in seiner Sohle sich stark verbreiterte. Infolgedessen konnten sich hier die tiefern Partien des Schuttstromes seitlich ausbreiten, und die Oberfläche sank ein, ohne dass das Trümmerfeld im ganzen eine wesentlich grössere Breite erhielt.

Die Brandungserscheinungen, die Ablenkung der Bergsturzmasse, die wellenförmige Oberfläche und der Einfluss des Untergrundes auf die Böschungsverhältnisse derselben entsprechen der Anschauung, dass die Bewegung einer Bergsturzmasse in ihrem Ablagerungsgebiet ein Fliessen ist.

b. Die Erscheinungen am Rande des Trümmerstromes.

Die Bergsturzmasse ist fast überall gegenüber den jüngern Schuttbildungen, die mancherorts ihren Rand bedecken, scharf abgesetzt. Nur östlich und westlich der gelben Runs am Fusse der Büttenenwand ist die Grenze eine Strecke weit etwas undeutlich. Zwischen den Hütten von Schlattberg und der gelben Runs bildet der Bergsturz eine auffällige Anschwellung. Der darauf sitzende Gehängeschuttkegel verschmilzt derart mit der Bergsturzwelle, dass die Grenze zwischen den beiden Bildungen nicht mit aller Schärfe angegeben werden kann, um so weniger, als sie hinsichtlich der Gesteinsarten ganz miteinander übereinstimmen. Man kann auch einen Augenblick zweifeln, ob eine östlich der gelben Runs dem steilen Wiggisfuss aufsitzende Schuttbildung noch zur Bergsturzmasse oder aber zum Gehängeschutt gehört. Da sie jedoch deutlich über die benachbarte Schutthalde vorspringt und sich von derselben durch grösseren Reichtum an Blöcken und namentlich durch eine

schwarmförmige Anordnung der Gesteinsarten unterscheidet, darf sie als ein Bergsturzrest betrachtet werden, der durch die Erosionsthätigkeit der gelben Runs von dem übrigen Trümmerstrome abgetrennt worden ist.

Der Rand des Bergsturzes blieb an der Berührung mit dem Hochwald fast auf der ganzen Linie von jeglicher Veränderung verschont. Wenn wir diese Grenze begehen, so fällt uns auf, dass sie nicht nur orographisch, sondern auch hinsichtlich des Trümmermaterials ausserordentlich scharf ist. Wenn wir die Grenzfurche nur mit einem Schritte gegen den Hochwald hin überschreiten, so stehen wir stets auf Hochgebirgskalk, Dogger oder Schrattenkalk des Glärnischsturzes und wir können kein Stück der Trümmer aus der Deyenkette mehr entdecken. Es fand also am oberen Rande der Bergsturzbrandungswelle keine Streuung der Trümmer statt; die Bergsturzmasse blieb als geschlossener Strom am Abhang des Hochwaldes stehen. In gleicher Weise zeichnet sich auch der Rand des Bergsturzes längs des Hügelzuges Sack-Bitziberg, soweit er nicht durch jüngere Vorgänge verändert worden ist, durch den Mangel von Trümmerstreuung aus. Diese Erscheinung stimmt überein mit Beobachtungen an Bergstürzen der Gegenwart [1]).

Besonders merkwürdig sind die Randerscheinungen zwischen Schleipfen und Sack. Bei der Hütte auf Vordersackberg biegt die Grenze zwischen den beiden Bergstürzen in schön geschwungenem Bogen um das Nordende des Hochwaldes nach Osten um. Nördlich von der scharfen Grenzfurche breitet sich eine unregelmässige, durch ein grossartiges Blockgewirre ausgezeichnete Bergsturzfläche aus. Sie gehört, wie die neben Neocom und Schrattenkalk zahlreich vorhandenen, bis 1000 m^3 grossen Seewerkalkblöcke beweisen, zum Ablagerungsgebiet des Bergsturzes aus der Deyenkette. Die Fläche steigt wellenförmig nach Osten, bricht dann aber plötzlich auf eine Länge von cirka 200 m mit scharfer Kante ab. Wir stehen am Rande eines 200 m hohen, sehr regelmässigen, 37—50° steilen Abhanges. Derselbe stellt die direkte Fortsetzung des grossen Steilbordes dar, mit dem der Sackberg-Hochwald nach Osten abfällt, und seine Felstrümmer gehören fast ausschliesslich zum Schratten-

[1]) *A. Heim*, Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1882, pag. 104.

kalk, der den nördlichen Teil des Hochwaldes zusammensetzt, währenddem die Seewerkalk- und Neocomblöcke, die auf dem darüber liegenden Bergsturzplateau so massenhaft vorkommen, fast gänzlich fehlen. Die Blanken-Bergsturzmasse bildet also hier nur eine verhältnismässig dünne Decke über den ältern Glärnisch-bergsturz. Traversieren wir das regelmässige Steilbord, so sehen wir dasselbe im Norden plötzlich mit einer runsenartigen Furche aufhören, die sich von Schleipfen nach Sack hinunterzieht. Jenseits dieser Furche springt der Abhang stark gegen die neue Allmeind vor, besitzt ein viel geringeres Gefälle und die wellenförmigen Unebenheiten einer ursprünglichen Bergsturzoberfläche. Der Seewerkalk tritt hier wieder in förmlichen Blockschwärmen auf und überwiegt stark gegenüber dem Schrattenkalk. Die runsenartige Furche ist also die Grenze zwischen dem aus der Glärnisch-Bergsturzmasse durch alte Erosionsvorgänge herausgeschnittenen Steilborde und der unveränderten Oberfläche des ostwärts gerichteten Hauptstromes der Deyen-Bergsturzmasse.

Offenbar gelangte hier ein Teil des am Westabhang des alten Sackberges aufbrandenden Deyen-Schuttstromes in dem Momente zum Stillstand, als er die Ostkante des Sackberges erreicht hatte. Ein kleiner Teil des Schuttes mag noch über den steilen Ostabhang gestürzt sein und jetzt unter dem Runsen-schuttkegel von Sack begraben liegen. Der Hauptstrom des Bergsturzes aber scheerte sich von dem sitzen bleibenden Teile des Schuttes ab und flutete aus der Öffnung des Löntschthales ostwärts ins Linththal hinaus. (Vergl. Fig. 2, Tafel II.)

c. Die Trümmer der Oberfläche.

Neben den grossen Formen der Oberfläche verdienen auch die Elemente, aus denen sie zusammengesetzt sind, noch einige Bemerkungen.

Es ist den Verwitterungskräften noch nicht gelungen, das Ablagerungs-gebiet des Bergsturzes mit einer zusammenhängenden Erdschicht zu überziehen. Es giebt Stellen, wo die oft ganz kahlen, oft mit Moosen und Flechten be-deckten, wirr aufeinander getürmten Blöcke sich förmlich drängen; häufiger sind aber die Gebiete, wo die Blöcke der Oberfläche mehr zerstreut liegen und durch kleine Zwischenräume mit einer dünnen Vegetationsschicht getrennt sind. Wo mergelige Gesteine (Neocommergel, Exogyramergel, Flyschschiefer)

und Grünsande reichlich vertreten sind, ist die Blockbestreuung am wenigsten dicht, weil diese Materialien leichter der Verwitterung anheimfallen und weil sie wahrscheinlich bei der Bergsturzbewegung eher zu kleinen Splittern zerrieben worden sind.

Weitaus die grosse Mehrzahl der über die Oberfläche zerstreuten Blöcke erreicht nicht die Grösse eines m^3; daneben treffen wir freilich in allen Teilen des Ablagerungsgebietes auch Blöcke von 50 m^3 und mehr, selbst solche von der Grösse eines kleinen Hauses. Sie gehören fast nur dem Neocom (Kieselkalk, Exogyraschichten) und dem Seewerkalk an, während der spröde Schrattenkalk mehr zu kleinern Splittern zertrümmert worden ist. Zu den grössten Blöcken des Bergsturzgebietes gehören einige über die neue Allmeind zerstreute Seewerkalkblöcke. In einem derselben wird seit mehreren Jahren ein förmlicher kleiner Steinbruch zur Gewinnung von Wetterkalk betrieben.

Die Kalktrümmer, vor allem die grossen Seewerkalkblöcke, zeigen an ihrer Oberfläche häufig Systeme von Karrenfurchen. Wir vermissen jedoch die fein modellierten Formen, welche uns in den Karrenfeldern des Hochgebirges entgegentreten; die Furchen sind stets ziemlich breite Rinnen und durch plumpe, abgerundete Leisten voneinander getrennt. Sie sind häufig 10—15 cm, bisweilen bis 30 cm tief eingesenkt und verlaufen vom Scheitel des Blockes aus in der Richtung des grössten Gefälles, woraus hervorgeht, dass sie erst entstanden sind, seitdem die Blöcke an ihrem jetzigen Standorte liegen.

Bei der Besprechung der Glärnischbergsturzmassen habe ich wiederholt Gelegenheit gehabt, auf die schwarmweise Anordnung der Gesteinsarten im Trümmerstrome aufmerksam zu machen. Die ausgedehnten Schrattenkalkbreccien an den Löntschufern beweisen, dass dieselbe Erscheinung auch dem Bergsturze aus der Deyenkette eigentümlich ist, und neue Beweise dafür finden wir bei der Begehung der Oberfläche. Auf Schleipfen sehen wir auf einer mehrere Hektaren grossen Fläche buchstäblich nur Neocomtrümmer; zum grössern Teil sind es dunkelgraue Mergel mit tausenden von Exemplaren von Exogyra Couloni und Terebratula acuta, zum kleinern Teil gehören sie einer zähen, grünlichgrauen Echinodermenbreccie an. Ostwärts nimmt die Zahl der Neocomtrümmer ab und dafür wird hier der Seewerkalk immer mehr das herrschende Gestein, bis er auf dem Scheitel des „Grat“ einen mehrere hundert

Meter langen Schwarm bildet, zwischen dessen zahllosen Blöcken man nur vereinzelte Schrattenkalktrümmer und dunkelgrüne Gaultsandsteine eingeklemmt findet. Westlich von Vordersackberg und auf der Schwammhöhe herrscht in ähnlicher Weise der Schrattenkalk vor, an letzterem Orte vermischt mit Blöcken aus den Exogyraschichten des Neocom. Wo eine stärkere Mischung von Gesteinsarten verschiedenen Alters vorhanden ist, beobachten wir doch stets einerseits eine Vereinigung von Trümmern derselben Gesteinsart zu kleinern oder grössern Blockgruppen, anderseits eine Vergesellschaftung von Trümmergruppen aus Schichten, welche im Anstehenden nahe beisammen liegen. (Vgl. pag. 22.)

Diese Erscheinungen erklären sich durch die fliessende Bewegung der Bergsturzmasse, bei welcher die Trümmer nicht völlig durcheinander geworfen werden.

Da die Bewegungsbahnen der Bergsturztrümmer im allgemeinen parallele oder fächerförmig auseinander biegende Linien darstellen, so ist zu erwarten, dass die verschiedenen Gesteinsarten auf einem Querprofil des Ablagerungsgebietes ungefähr in der Reihenfolge nebeneinander liegen, wie sie im Abrissgebiet in horizontaler Richtung nebeneinander anstehend sind. Unser Bergsturz ist nun für Studien in dieser Beziehung nicht sehr geeignet, da wir alle in Betracht kommenden Gesteinsarten auf jedem Profil der Ausbruchsnische anstehend treffen. Immerhin fällt uns in der Verteilung der Gesteinsarten eine Thatsache auf, in der sich, wie ich glaube, eine Eigentümlichkeit des Abrissgebietes wiederspiegelt. Der Seewerkalk tritt, wie schon bemerkt, im mittleren und östlichen Teil des Trümmerstromes, bei Riedern, auf der neuen Allmeind, auf Vordersackberg in förmlichen Blockschwärmen auf und ist auch noch bei Geisswite und auf Schlattberg häufig; dagegen haben wir Mühe, im westlichsten Teil des Schuttberges, auf der Schwammhöhe und am Näggeler, ein Stück desselben aufzufinden. Es entspricht dies wohl dem Umstand, dass, wie sich aus der Darstellung *Burckhardts*[1]) ergiebt, der Seewerkalk im mittleren und östlichen Teil von Blanken in ziemlich starker Entwicklung vorhanden ist, hingegen am Westrande, wo wir den Schrattenkalk des Deyenstock direkt auf dem Eocän von Blanken aufruhen sehen, fast ganz verquetscht ist.

---

[1]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lfg. V, N. F., pag. 174.

4. Die Dimensionen des Bergsturzes.

Der Flächeninhalt des Ablagerungsgebietes lässt sich hier viel genauer bestimmen als beim grossen Glärnischsturz, da die Grenzlinie fast ringsum heute noch sichtbar ist und einzig in der Sohle des Linththales, wo sie unter jüngern Aufschüttungen verborgen liegt, nicht genau angegeben werden kann. Ich berechnete das Areal des Schuttstromes auf $6{,}_4$ km^2. Dasselbe fällt zum grössten Teil zusammen mit demjenigen des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter.

Obschon die Lage der ursprünglichen Oberfläche auch in den durch Erosion veränderten Gebieten ziemlich genau festgestellt werden kann, ist der Kubikinhalt des Schuttstromes doch schwierig zu bestimmen, da wir auch hier keine genaue Vorstellung von der Gestalt des Untergrundes besitzen. Nach meinen Berechnungen muss das Volumen auf mindestens 600,000,000 m^3 $=$ $0{,}_6$ km^3 angesetzt werden.

Die von der Felswand unter Blanken über Schwammhöhe, Vordersackberg, Grat und Riedern bis nach Netstal verlaufende Mittellinie des Schuttstromes ist 6 km lang, fällt im ganzen um 660 m und besitzt eine durchschnittliche Böschung von 6° 15′.

Der Vertikalabstand zwischen dem oberen Rand der Abrissnische und dem Ende des Ablagerungsgebietes misst 1550 m und die Böschung der gekrümmten Mittellinie des ganzen Bergsturzgebietes beträgt 12° 5′.

C. Die Folgen des Bergsturzes.

1. Der Klönthalersee als Bergsturzsee.

Jeder Besucher des Klönthals ist überrascht durch die Veränderung der landschaftlichen Scenerie, die sich vor seinen Augen vollzieht, wenn er bei der Seerüti aus dem Sackberggebiet heraustritt. Vorher die enge, in die bewaldete Hügelmasse eingerissene Schlucht und jetzt das breite, topfebene, von kahlen Felswänden eingefasste Thal; vorher der betäubende Lärm des über ein Gewirre von Felsblöcken dahinbrausenden Bergbaches, und jetzt die majestätische Ruhe des idyllischen Alpensees. Es ist klar, dass unser Bergsturz die Ursache dieser landschaftlichen Kontraste ist. Der Klönthalersee ist ein Bergsturz-

see. Wie der Bergsturz von Flims einst den Rhein, so hat der Bergsturz aus der Deyenkette den Löntsch in seinem Thallaufe aufgestaut. Während aber dort der Seespiegel längst verschwunden ist und nur noch Kiesterrassen an seine einstige Existenz erinnern, ist er hier als schönster Schmuck der Landschaft bis auf den heutigen Tag erhalten geblieben. (Fig. 5, Taf. II.)

Wenn wir an einem klaren Sommerabend die Spiegelung der Glärnischwände im See bewundern, so begreifen wir, dass im Volke die Vorstellung Wurzel fassen konnte, derselbe sei unergründlich tief. Durch die von Herrn Professor Becker im Jahre 1878 ausgeführte Messung ist nun aber festgestellt, dass seine grösste Tiefe bloss 33 m beträgt, und das Profil durch Glärnisch und Klönthal, das Herr Professor *Heim* im Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Band 19, veröffentlicht hat, veranschaulicht uns aufs beste, dass der See thatsächlich nur eine im Verhältnis zur Tiefe des ganzen Thales geringfügige Überflutung eines alten Thalbodens darstellt[1]). Der Umstand, dass der tiefste Teil des Seebeckens in der Nähe seines vorderen Endes liegt, entspricht sehr gut der Anschauung, dass der See durch die in einen durchgehenden Thallauf geworfene Sackbergbarrière aufgestaut worden ist.

Der See besass in der ersten Zeit nach dem Bergsturze weit grössere Dimensionen als heute. Sein Niveau lag 60 m höher als gegenwärtig, und demgemäss reichte er bis in den Hintergrund des Klönthals, bis an den Fuss des Timmerwaldes, wo das Rossmatterthal und das Thal von Richisau sich vereinigen. Der Bergsturzsee hatte anfänglich eine Länge von 7 km, eine Breite von $1—1^1/_2$ km und eine Tiefe von 80—90 m, während er heute nur noch $2{,}_{75}$ km lang, $0{,}_{65}$ km breit und 20—33 m tief ist.

Dafür, dass der See einst weit höher aufgestaut war, als gegenwärtig, lassen sich folgende Gründe anführen:

1. Wie früher erwähnt wurde und durch Profil Nr. 4 bewiesen wird, war zwischen der Schwammhöhe und dem Ende des Schuttstromes unter Blanken ein tiefes Wellenthal in den Schuttberg eingesenkt, das dann vom Löntsch als Abflusskanal benutzt wurde. Wenn wir nun die durch den Löntscheinschnitt unterbrochene Profillinie der ursprünglichen Bergsturzoberfläche uns ergänzt

[1]) *A. Heim*, Klönsee und Blegisee. Jahrbuch des S. A. C. 1884, pag. 567—571.

denken, so sehen wir, dass die Einsenkung nicht bis in die Sohle des heutigen Löntscheinschnittes, nicht einmal bis auf die heutige Seehöhe hinunter gereicht haben kann. Die Überlaufsstelle und damit auch das Niveau des Sees lagen also anfänglich höher als jetzt.

2. Östlich von der Seerüti, bei Pauliberg, beginnt 70 m hoch über dem Löntsch und cirka 60 m hoch über dem heutigen Seeniveau eine prachtvoll ausgebildete alte Erosionsterrasse des Löntsch. Sie läuft auf eine Länge von 400 m dem heutigen Flusse parallel und besitzt eine gleichmässige Neigung von cirka 5°. Die Terrasse wird von einem Steilborde begleitet, das durch seine regelmässige Böschung und den scharfkantigen oberen Rand beweist, dass es durch ein Gewässer aus der Bergsturzmasse herausmodelliert worden ist. Die interessanteste Erscheinung dieses alten Ufers ist eine grosse, scharf umrandete Erosionsnische, welche sich durchaus nicht zum heutigen Löntsch hinunter fortsetzt, sondern ihre Basis auf der Terrasse besitzt. Ihre Entstehung lässt sich nur erklären, wenn wir annehmen, dass der Löntsch einst auf der Terrasse floss und das Material der Nische fortspülte. Wenn der Bach einst 60 m über dem jetzigen Seeniveau über die Bergsturzbarrière floss, so muss selbstverständlich der Seespiegel damals um mindestens diesen Betrag höher gelegen haben als gegenwärtig.

3. Im Niveau dieser Erosionsterrasse breitet sich zu beiden Seiten der Büchelbergrunse eine mit sanfter Böschung bergwärts ansteigende, gegen die ursprüngliche Bergsturzfläche scharf abgesetzte fächerförmige Wiesenfläche aus. Es ist nach Gestalt und Lage ein alter, dem Bergsturz aufsitzender Schuttkegel der Runse. Sein östlicher Flügel sitzt auf der vorhin besprochenen Erosionsterrasse und ist an der Basis durch ein jüngeres Löntschufer angeschnitten. Der westliche Teil, Landammannberg, fällt mit steiler Böschung zu der flachen Seeuferzone ab, die als Fortsetzung der über dem Schuttkegel liegenden Bergsturzfläche erscheint. Es ist klar, dass die Bildung dieses Schuttkegels beim gegenwärtigen Seestande nicht möglich gewesen wäre. Wahrscheinlich entspricht ihm ein Seeniveau, das bis in die Höhe der Erosionsterrasse von Pauliberg hinaufreichte. Der westliche Flügel des Schuttkegels darf wohl als ein altes Bachdelta betrachtet werden. Leider ist seine innere Struktur durch keinen Aufschluss blossgelegt. Der Bach hat mit dem Sinken des Sees

sich wieder tief in den alten Schuttkegel eingeschnitten und in tieferem Niveau neue Schuttkegel abgelagert.

4. Im Hintergrunde des Thales, 3,5 km vom hinteren Ende des Sees entfernt, fällt uns am Fusse des Timmerwaldes eine ebene Wiesenfläche, der Boden, auf, welche cirka 3—5 m höher liegt als die Kiesebene der Klön und mit einem steilen Borde zu derselben abfällt. Die Fläche liegt ziemlich genau in der gleichen Höhe wie der alte Schuttkegel der Büchelbergrunse. Es ist nach Form und Lage eine Anschwemmung der Richisauer Klön, wahrscheinlich ein altes Delta, das der Bach in den Bergsturzsee ablagerte, als er noch bis in den Hintergrund des Klönthals reichte. Niedrige Terrassen und verlassene Bachfurchen beweisen, dass der Bach einst auf seinem Delta hin und her wanderte und sich allmählich in dasselbe einschnitt, als der Seespiegel sank. Eine der verlassenen Bachfurchen ist durch den wachsenden Schuttkegel der Rossmatterklön abgedämmt worden, so dass er jetzt in nassen Jahrgängen mit stagnierendem Wasser gefüllt ist.

Eine merkwürdige Erscheinung bildet ein ziemlich umfangreicher Komplex grosser eckiger Schrattenkalk- und Seewerkalkblöcke auf dem südöstlichen Teile des Deltas. Wahrscheinlich sind es Reste eines Felssturzes vom benachbarten Glärnisch. Es lässt sich jedoch nicht entscheiden, ob sie dem Delta aufgesetzt sind, oder aus der Tiefe über dasselbe emportauchen.

5. Wo der aus der Nische zwischen Vrenelisgärtli und Ruchen Glärnisch herunterkommende Bach den Thalgrund betritt, liegt an seinem linken Ufer eine cirka 15 m hohe alte Bachablagerung. Wenn auch ihre Geröllschichten nicht nach Art einer Deltabildung schief gestellt sind, sondern nur leicht thalauswärts geneigt sind, so liegt hier vielleicht doch eine Stauungserscheinung vor, die durch ein höheres Seeniveau verursacht wurde. Auch hier hat der Bach sich wieder stark in den alten Schuttkegel eingeschnitten.

Während in den ersten Zeiten nach dem Bergsturze durch das kräftige Einschneiden des Löntsch in die Schuttbarrière der Seespiegel tiefer gelegt und damit auch der Umfang des Sees auf ein bescheidenes Mass zurückgeführt wurde, sind es in der Gegenwart hauptsächlich die Bäche, welche ihm ein Ende zu bereiten drohen, indem sie ihre Schuttkegel immer weiter in sein Becken hinausbauen. Nach den Berichten vieler Augenzeugen hat z. B. das

Delta der Klön in den letzten 50 Jahren grosse Fortschritte gemacht. So wird einst an der Stelle des schönen Sees, der das Auge des Wanderers entzückt und noch berufen ist, eine Stütze der Industrie des glarnerischen Mittellandes zu werden, eine monotone Ebene sich ausbreiten.

Über die Struktur eines in den See vorgeschobenen Bachschuttkegels gab die Kanalbaute Aufschluss, welche in den Jahren 1896—1898 von der Löntschkorporation im Güntlenau gegenüber dem Ausflusse des Sees ausgeführt worden ist. Unter der sehr wenig geneigten Oberfläche des Schuttkegels liegt eine 5—7 m mächtige Kiesmasse mit eingelagerten, 5—40 cm mächtigen Lehmbändern, darunter bis in unbekannte Tiefe ein kompakter, ganz von Geschieben

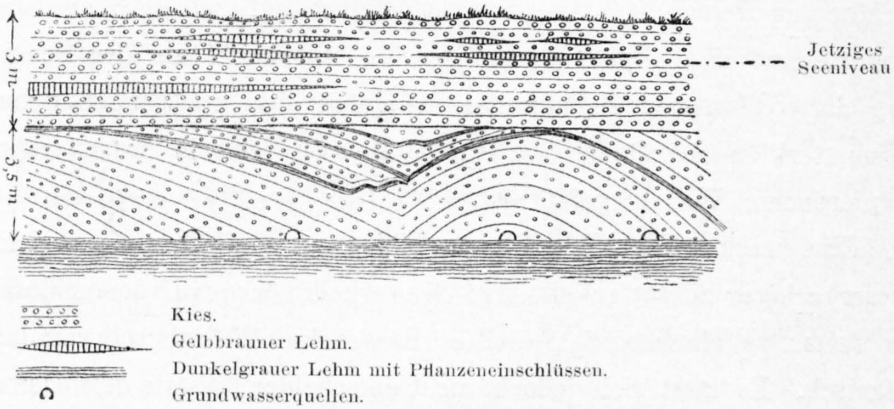


Fig. 8. **Profil, entblösst durch die Kanalbaute im Güntlenau am Klönthalersee. (April 1897.)**
(Die Deltaschichtung ist durch die Kanalwand schief angeschnitten.)

freier Lehm. Er ist, wie übrigens auch manche unter den Lehmbändern des oberen Teils, dunkelgrau gefärbt und enthält Schneckenschalen, vermoderte Baumstämme, Zweige und Blätter, welche oft 1—2 cm dicke Lagen bilden und nach den Bestimmungen von Herrn Dr. A. Zschokke in Glarus fast ausschliesslich der Buche und der Erle angehören. Das Lehmlager ist der Schlamm, der sich am Grunde des Sees ablagerte, als er noch bis an den Sackberg reichte und die Bachschuttkegel noch nicht die heutige Ausdehnung besassen. Auf der Grenze zwischen Kies und Lehmunterlage dringt auf der ganzen Linie das Grundwasser in starken Quellen hervor. Die weiche Lehmunterlage, der Wasserzudrang und das Nachgleiten der Kiesmasse infolge der ausspülenden Wirkung der Grundwasserquellen bereiteten der Kanalbaute ausserordentliche Schwierigkeiten.

Im westlichen Teil des Kanals konnte man aufs schönste sehen, dass die unteren Kiesschichten und die dazwischen liegenden schwarzen Lehmbändchen cirka 35° steil gegen den See abfallen, also echte Deltastruktur besitzen, während die darüber liegende cirka 3 m mächtige Kiesmasse horizontal geschichtet ist. (Vergl. Fig. 8.) Im April 1897 beobachtete ich an dem kaum 5 m vom Seeufer entfernten Ende des Kanaleinschnittes, dass die Grenze zwischen Deltaschichtung und der horizontalen Kiesdecke cirka 2 m unter dem damals sehr niedrigen Seeniveau lag. Es scheint also, dass der See durch den wachsenden Schuttkegel der Glärnischbäche wieder etwas aufgestaut worden ist.

2. Die Stauung und Ablenkung des Gleiterbaches.

Der Bergsturz von Blanken verursachte noch an andern Stellen Stauungserscheinungen. Der Gleiterbach fand seinen natürlichen Weg durch den mächtigen Schuttwall, der sich vor den Ausgang der Gleiterschlucht gelegt hatte, versperrt und war nun gezwungen, seine Geschiebe in dem weiten, ringsum geschlossenen Kessel swischen der Bergsturzbrandungswelle einerseits und Glärnisch und Hochwald anderseits abzulagern. Die auffällige, fast horizontale Wiesenfläche von Hintersackberg ist das Resultat dieser Geschiebeaufschüttung. Als sie die auf der Westseite liegende niedrigste Stelle des Staudammes erreicht hatte, bekam der Bach Gelegenheit, über den „Näggeler“ gegen den Klönthalersee hinunter zu fliessen. Er benutzte dabei nicht die Grenzfurche zwischen Glärnisch und Bergsturz, sondern ein Wellenthälchen des letztern.

Ob einst ein kleiner Bergsturzsee in der Vertiefung zwischen Glärnisch und Bergsturzbrandungswelle lag, oder ob der Gleiterbach sich begnügte, seine Geschiebe in derselben zu deponieren und dann am Rande des durchlässigen Trümmerwalles zu versiegen, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden, da uns kein Einblick in die Struktur des Schuttkegels gestattet ist. Einige anderweitige Beobachtungen werfen indessen etwelches Licht auf diese Frage.

Die Bachfurche am Näggeler ist nur wenig in den Bergsturz eingeschnitten und hält keinen Vergleich aus mit den tiefen Schluchten, welche die Bäche unter Blanken aus dem Schuttberg herausgespült haben. Wir finden auch da, wo der Bach das Güntlenau betritt, keine Spur eines ältern, einem höhern

Seeniveau entsprechenden Schuttkegels, obwohl die Stelle für die Erhaltung desselben günstig gelegen gewesen wäre. Diese Thatsachen deuten darauf hin, dass der Bachlauf am Näggeler verhältnismässig jung ist.

Auf Hintersackberg finden wir den Bach vom Frühjahr bis in den Spätherbst stets ziemlich wasserreich. Sowie er aber den Bergsturz betritt, versiegt er rasch in dem durchlässigen Blockwerk, und schon am unteren Teile des Näggeler liegt sein Bett während des grössten Teils des Jahres ganz trocken. Es hatte also der Bach, als er noch nicht über den Näggeler floss, reichlich Gelegenheit, in dem langen Bergsturzufer zu versiegen, und es ist also nicht wahrscheinlich, dass einst auf Hintersack ein tiefer Bergsturzsee existierte. Wenn sich aber auch bei grossem Wasserstande vorübergehend ein Stausee bildete, so besass er doch keinen oberirdischen Abfluss.

Mit der Aufstauung des Gleiterbaches steht noch eine interessante Erscheinung im Zusammenhang, die uns in der Einsenkung zwischen Hochwald und Bergsturzbrandungswelle entgegentritt. In der Sohle dieser Grenzfurche finden wir, rings umschlossen von den bewaldeten und blockbesäten Bergsturzflächen, vier stufenweise übereinander liegende ebene Wiesenböden. Es sind kleine Geschiebeauffüllungen, die in Depressionen der Grenzfurche eingelagert sind. Zur Zeit, als die Geschiebeaufschüttung auf Hintersack ungefähr ihre gegenwärtige Höhe erreicht hatte, betrat der Gleiterbach oder ein Arm desselben die Einsenkung zwischen Schwammhöhe und Hochwald, füllte nach und nach eine Depression der Grenzfurche um die andere mit seinen Geschieben aus und drang so im Laufe der Zeit immer weiter gegen Vordersackberg vor. Unterdessen aber wurde der Bach definitiv gegen den Klönthalersee abgelenkt. Hätte die Grenzfurche zwischen den beiden Bergstürzen am Rande von Hintersack zufällig einige Meter tiefer gelegen, so würde der Bach jetzt wahrscheinlich gegen Vordersackberg und Untersack fliessen. — Zwischen den beiden oberen Alluvialböden ist die verlassene Bachfurche noch sehr deutlich zu sehen; auch auf der ebenen Wiesenfläche von Hintersackberg erkennen wir sie nördlich vom Stalle als eine 20—50 cm tiefe Einsenkung mit konkaven Steilrändern.

Als eine durch die stauende Wirkung von Bergsturzmassen bedingte Erscheinung muss auch der grosse Schuttkegel aufgefasst werden, den die Kehlen-

runs im Verein mit der Krummruns am Ostfusse des Hochwaldes abgelagert hat. Vielleicht existierte er schon, als der Bergsturz aus der Deyenkette stattfand; sicher aber ist, dass er seither bedeutend gewachsen ist. Auf der Grenze zwischen Sack und der neuen Allmeind, wo die Basis des Schuttkegels auf dem konvex aufgewölbten Rande des Blanken-Bergsturzes aufruht, liegt ein schmales, 5—8 m mächtiges Lehmlager. In den Schachten, welche die Kalkbrennerei Speich in Glarus hier jeweilen im Winter ausheben lässt, kann man sich überzeugen, dass thatsächlich die aus Seewerkalk und Gaultblöcken bestehende Bergsturzoberfläche mit sanfter Böschung unter das Lehmlager einsinkt. Offenbar ist dasselbe aus den durch den Bergsturzwall aufgehaltenen feinsten Abschwemmungsprodukten der Runse gebildet.

D. Die Erosionsvorgänge im Ablagerungsgebiet.

1. Die Geschichte des Löntschlaufes.

Nachdem der Bergsturz aus der Deyenkette den Klönthalersee aufgestaut hatte, machte sich der Löntsch daran, durch den Schuttberg ein neues Bett zu graben. Als Überlaufskanal trat die tiefe Einsenkung zwischen der Brandungswelle und dem dahinter liegenden schuttkegelförmigen Ende des Schuttstromes in Funktion. In vieltausendjähriger Arbeit hat sich der kleine Fluss ein neues Thal in Form eines prismatischen Hohlraumes aus dem Trümmerstrome herausgesägt. Sehr schön lässt sich die frische Erosionsrinne von den Ennetbergen am Fusse des Frohnalpstocks überblicken. Man sieht, wie die ursprüngliche wellige Bergsturzoberfläche durch den Einschnitt plötzlich unterbrochen wird und in scharfen Kanten mit den gleichmässigen steilen Böschungen desselben zusammenstösst.

Bei der nähern Untersuchung des neuen Löntschlaufes zeigte es sich, dass seine Geschichte nicht so einfach ist, wie sie auf den ersten Blick zu sein scheint. Blicken wir vom Abhang des Schilt auf unser Bergsturzgebiet hinunter, so fällt uns die Wiesenfläche der neuen Allmeind auf, die mit auffällig regelmässiger Böschung südlich vom heutigen Löntschlaufe gegen das Bergli und den Löntschschuttkegel sich senkt (Fig. 2, Tafel II). Ihr Gesteinsmaterial beweist, dass sie zum Ablagerungsgebiet des Blanken-Bergsturzes gehört; allein

ihre Oberflächenformen weichen durchaus von denjenigen einer ursprünglichen Bergsturzoberfläche ab. Wir stehen hier auf einem aus der Blanken-Bergsturzmasse herausmodellierten, vom Flusse aber längst verlassenen, alten Thalboden. Diese Behauptung wird durch folgende Thatsachen bewiesen:

1. Die neue Allmeind ist in allen Teilen mit einer gleichmässigen Böschung von cirka 8° thalauswärts geneigt.

2. Der „Grat" fällt nicht nur gegen den heutigen Löntsch, sondern auch gegen die neue Allmeind auf seiner ganzen Länge mit einem auffallend regelmässigen, durchschnittlich 37° geneigten Steilborde ab. Oben stossen die beiden Steilborde meistens in einer firstartigen Kante zusammen; an einigen Stellen aber erweitert sich der Scheitel zu einer 10 bis 20 Meter breiten, echten unregelmässigen Bergsturzoberfläche, die von den beidseitigen Steilborden in scharfen Kanten geschnitten wird. Der gegen die neue Allmeind gewendete Abhang ist wie das Steilbord auf der Löntschseite eine Erosionserscheinung.

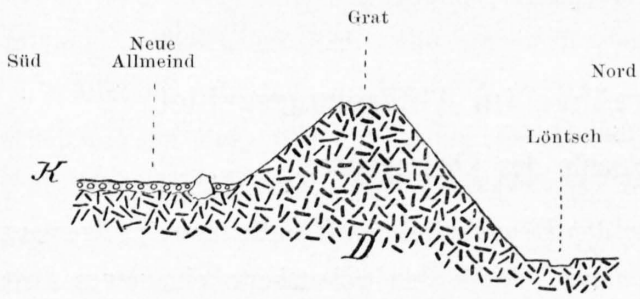


Fig. 9. **Querprofil durch den „Grat" bei Riedern.**
D = Bergsturz vom Deyenstock; K = kiesbedeckter alter Thalboden des Löntsch.

Solche Steilborde beobachten wir auch am Südrande der neuen Allmeind; sie sind freilich meistens nur wenige Meter hoch. Am schönsten sind sie am Bitziberg ausgebildet.

3. Anlässlich einer in jüngster Zeit im westlichen Teil der neuen Allmeind ausgeführten Weganlage erschien unter der Humusdecke deutlich geschichteter Bachschutt, bestehend aus unvollkommen gerundeten, nach Art des Bachschuttes kontusionierten Geschieben und dünnen Sandschichten. Unter den Geröllen waren nur die im Bergsturze von Blanken vorhandenen Gesteinsarten vertreten.

4. Die neue Allmeind wird von mehreren fast parallel von West nach Ost verlaufenden muldenförmigen Furchen durchzogen, welche durch flache,

höchstens 3—4 m über ihre Sohle sich erhebende Gräte voneinander getrennt sind. Diese Rinnen sind offenbar verlassene Rinnsale des Löntsch.

Der alte, in die Bergsturzmasse eingesenkte Thalboden, der in der neuen Allmeind in seiner vollen Breite und ursprünglichen Gestalt erhalten geblieben ist, ist weiter westwärts grösstenteils der spätern Erosion zum Opfer gefallen; immerhin sind einige Reste desselben erhalten geblieben. Vom Westende der neuen Allmeind setzt er sich, die Neigung derselben genau beibehaltend, an dem steilen Löntschbord als ein schmales Gesimse fort, gerade breit genug, um dem Wege nach Bäschirüti Raum zu bieten, schwillt dann aber auf Bäschirüti wieder zu einer grösseren Terrasse an. Kurz vorher erweitert sich jenes Gesimse zu einem etwa 15 m breiten Terrässchen; eine hier angelegte Schuttgrube zeigt wieder schön geschichteten Kies und Sand und bildet einen unanfechtbaren Beweis dafür, dass der Löntsch, der jetzt 150 m tiefer unten dahinrauscht, einst auf dieser Höhe geflossen ist. Als westliche Fortsetzung dieses Thalbodens dürfen wir wahrscheinlich eine schmale Terrasse auf Schlattberg und die früher besprochene Terrasse von Pauliberg betrachten. (Fig. 2, Taf. II.)

Kehren wir nochmals zur neuen Allmeind zurück. Ich habe schon früher (pag. 24) erwähnt, dass der Glärnischbergsturzhügelzug Sack-Bitziberg-Bergli durch vier von der neuen Allmeind ausstrahlende Trockenthälchen in eine Reihe isolierter Hügel zerschnitten wird. Sie setzen alle die Neigung der neuen Allmeind fort und sind alle von prachtvoll erhaltenen Steilborden begrenzt, die in scharfen Kanten die darüber liegende wellige Bergsturzfläche angeschnitten haben. Nach den Trümmern zu schliessen, welche die in den Wiesen aufgeführten Steinzäune zusammensetzen, besteht die Sohle dieser Thälchen aus den Kreidegesteinen des Blankensturzes, während ihre Steilufer ausschliesslich die Malmtrümmer des Glärnischsturzes zeigen. Als im Herbst 1897 beim Waldschlössli zwischen Bitziberg und Kalkbühl an etwa 10 verschiedenen Stellen kleine Gruben zum Setzen von Obstbäumen geöffnet wurden, zeigte sich der Boden überall aus deutlich geschichteten, nach Bachschuttart kontusionierten und gerundeten Geschieben des Blankenbergsturzes zusammengesetzt. Endlich beobachten wir im westlichsten dieser Thälchen zwei übereinander liegende, schön ausgebildete Erosionsterrassen, und ähnliche Erscheinungen zeigt, wenn auch weniger vollkommen, das Waldschlösslithälchen.

Aus diesen Beobachtungen ergiebt sich die merkwürdige Thatsache, dass der Löntsch in der Periode, da er seinen Lauf über die neue Allmeind nahm, jenen aus alten Glärnisch-Bergsturzmassen gebildeten Hügelzug an verschiedenen Stellen durchbrach und während längerer Zeit durch das Thälchen des strengen Baches floss, um an der Stelle des heutigen Glarus sich mit der Linth zu vereinigen.

Wenn man bedenkt, dass das allgemeine Niveau jenes Bergsturzhügelzuges sich kaum über dasjenige der Blankenbergsturzfläche erhob, so erscheint es begreiflich, dass der Löntsch hier, ein Wellenthal des Bergsturzes benutzend, einen Durchgang nach Südosten finden konnte; dagegen ist es schwieriger, zu erklären, warum er den einmal gewählten Durchgang nicht beibehielt, sondern zu wiederholten Malen sein Bett gänzlich verlegte.

Es ist auch kaum mehr festzustellen, in welcher Reihenfolge die einzelnen Erosionsthälchen entstanden sind. Das jüngste derselben ist vielleicht das Waldschlösslithälchen, dessen Sohle die unmittelbare Fortsetzung der neuen Allmeind bildet. Zuletzt aber mag in dieser Periode der Löntsch dem „Grat“ entlang, über die Gegend der „Fächerngüter“, geflossen sein, wo der Thalboden am tiefsten eingesenkt ist.

Eine neue Erosionsperiode begann, als der Löntsch in der Gegend von Bäschirüti aus seinem bisherigen Laufe abgelenkt wurde. Die Ursache dieser Ablenkung ist nicht mehr mit aller Sicherheit zu erkennen. Vielleicht lag sie in dem Umstande, dass der Löntsch bei Bäschirüti, wie heute noch, eine scharfe, nach Süden geöffnete Kurve beschrieb und dass diese Stelle nicht sehr weit von der in tieferem Niveau liegenden Nordgrenze der Bergsturzmasse entfernt lag. Wahrscheinlich griff der Löntsch in dieser Kurve sein linkes Ufer immer mehr an, bis ihm der Weg über den konvex aufgewölbten Nordrand des Bergsturzes offen stand.

Der Fluss grub sich nun auf der Linie Büttenen-Staldengarten-Riedern in erneuter kräftiger Erosion ein neues Thal, und gleichzeitig belebte sich auch im westlichen Teil des Löntschlaufes die Erosion wieder. An manchen Stellen hat hier der Löntsch die Trümmer des Blankensturzes gänzlich weggespült, so dass entweder der anstehende Malm der Felsterrasse Büttenen-

Grundkopf oder die Malmbreccie des Glärnischsturzes entblösst ist. Er hat sich sogar zwischen der Löntschtobelbrücke und dem Staldengarten auf eine Länge von cirka 450 m 35—50 m tief in den anstehenden Malm eingeschnitten und so die Löntsch- oder Kohlgrüblischlucht geschaffen, eine typische Erosionskesselrinne, welche an die Taminaschlucht oder die Linthschlucht erinnert. Ihre zum Teil überhängenden Wände sind oben kaum 10 m voneinander entfernt und tragen die Spuren der Wasserarbeit in Form von zahlreichen Erosionskesseln. Da hinter und vor der Schlucht die Sohle des Baches in der Bergsturzmasse liegt und der Löntsch bei der Tobelbrücke die Schlucht gleich in einem 30 m hohen Felsenthore betritt, so können wir uns hier unmöglich im Grunde des alten Löntschthales befinden. Der Fluss ist hier, nachdem er die Bergsturzmasse ganz durchschnitten, zufällig auf eine vorspringende Felsrippe der Terrasse Büttenen-Grundkopf gestossen und hat eine schmale, tiefe Rinne in dieselbe eingesägt.

Dass auch das Löntschthal Büttenen-Staldengarten-Riedern nicht etwa durch einen einmaligen Löntschdurchbruch, eine Art kolossalen Muhrganges, sondern im Laufe langer Zeiträume allmählich aus dem Bergsturz herausmodelliert worden ist, davon legen die prachtvollen Erosionsterrassen Zeugnis ab, welche wir zwischen Netstal und Büttenen in grosser Zahl beobachten. Sehr schön entwickelt sind sie im Dorfe Riedern, bei der Weberei im Aueli, namentlich auch hinter dem Staldengarten im Schlettli, wo zwischen der Kohlgrüblischlucht und den Schutthalden am Fusse des Wiggis 5 bis 7 Terrassen von wechselnder Breite und Höhe wie die Stufen einer Riesentreppe übereinander liegen. (Vergl. Profil 6 und 7 und Fig. 2, Taf. II.) An den Steilborden zwischen den einzelnen Terrassen schauen stets die Kreidebergsturzblöcke hervor; die Terrassenflächen aber sind, wie man in der Kiesgrube im Schlettli sehen kann und wie auch die im Herbst 1897 ausgeführten Grabarbeiten für eine Wasserleitung der Stadt Glarus wieder aufs schönste bewiesen haben, mit einer bis 3 m mächtigen Decke geschichteten Bachschuttes bekleidet, dessen Material völlig identisch ist mit demjenigen des Bergsturzes von Blanken. Diese Kiesdecke ist also durch den Löntsch aufgearbeiteter Bergsturzschutt. An vielen Stellen ragen einzelne eckige Bergsturzblöcke oder ganze Blockgruppen, die der Bach nicht wegzuräumen vermochte, in die Kiesdecke hinauf, oft auch über die Terrassenfläche empor.

Bisweilen, z. B. im Dorfe Riedern, sieht man zu beiden Seiten des Löntsch gleich hohe Terrassen als Reste desselben Thalbodens (Fig. 10). Hie und da lässt sich auch die Zusammengehörigkeit einzelner am gleichen Ufer aufeinanderfolgenden Terrassenreste deutlich erkennen. Hingegen wage ich es nicht, alle Terrassen zu einigen übereinanderliegenden Thalbodensystemen zu gruppieren, da ihre Vertikalabstände meistens nur wenige Meter betragen und da das Gefälle des Löntsch in den frühern Erosionsperioden so gut wie heute auf kurze horizontale Entfernung erheblich schwanken konnte. Im allgemeinen lässt sich

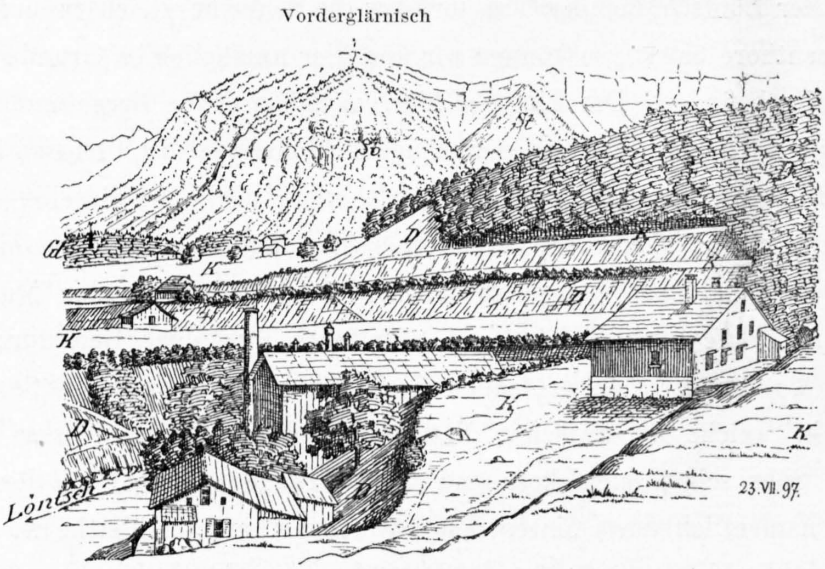


Fig. 10. **Erosionsterrassen bei Riedern.**
St = Stöcklibreccie; Gl = Bergsturz von Glärnisch-Gleiter; D = Bergsturz vom Deyenstock; K = kiesbedeckte Erosionsterrassen des Löntsch.

konstatieren, dass die oberen Terrassen ein merklich steileres Gefälle besitzen als die heutige Löntschsohle, da eben der Fluss bestrebt ist, sein durch den Bergsturz erhöhtes Gefälle wieder auf sein früheres Mass zurückzuführen.

Die Erosionsterrassen beweisen, dass der Löntsch hier wie einst im Gebiete der neuen Allmeind nicht bloss in die Tiefe, sondern auffällig stark auch in horizontaler Richtung erodiert hat, beträgt doch die horizontale Distanz der obersten Terrasse im Schlettli vom gegenwärtigen Löntschbette nicht weniger als 450 m. Es ist auffällig, wie eng im Vergleich dazu der Erosionskanal zwischen Büttenen und Klönthalersee ist. Die Erklärung für diesen Unterschied liegt wohl in dem Umstande, dass hier der Bergsturzhaufen viel mächtiger ist.

Im Bestreben, sein Gefälle demjenigen im vordern Teile des Thaleinschnittes anzupassen, musste der Löntsch sich hier begnügen, in die Tiefe zu arbeiten; auch so hatte er noch Mühe genug, die von den hohen Ufern nachgleitenden grossen Schuttmassen fortzuschaffen [1]).

Die Thatsache, dass zwischen Riedern und Büttenen die meisten und die breitesten Erosionsterrassen auf dem linken Ufer liegen, beweist, dass der Bach auf dieser Linie vorwiegend bestrebt war, sein Bett nach rechts zu verlegen. Daher ist zwischen dem jetzigen Löntschlauf und dem ältern Thalboden auf der neuen Allmeind nur noch ein schmaler Bergsturzgrat erhalten geblieben. Weiter westwärts ist auch diese Scheidewand gänzlich gefallen und der höhere Thalboden selbst durch die Erosion fast ganz zerstört worden.

Wie überall, wo ein Gewässer in einen Schuttberg sich eingeschnitten hat, so sehen wir auch an den Gehängen des Löntscheinschnittes die Spuren zahlreicher älterer und neuerer Abrutschungen in Form von langgestreckten, nach unten oft in eine schmale Rinne auslaufenden Nischen. An manchen Stellen drängen sie sich förmlich, so dass sie in scharfen, der Neigung des Gehänges folgenden Gräten sich schneiden. Die meisten dieser Wunden, welche die Erosion an den Steilufern erzeugt hat, sind wieder vernarbt und mit Wald bekleidet, manche aber sind noch frisch, zum Beweise, dass die Erosion hier heute noch nicht stille steht. (Die Karte giebt nur ein mangelhaftes Bild der reichen Gliederung des Löntschbordes; ein Überblick über seine Erosionsformen ist der Waldbedeckung wegen schwierig zu erhalten.)

2. Der Löntschschuttkegel.

Ein grosser Teil der Geschiebemassen, welche der Löntsch aus dem Bergsturzhaufen herausspülte, wurde von der Linth weiter verfrachtet; ein anderer Teil aber lagerte sich vor dem Ausgange des jüngsten Löntschthales ab. Das Resultat dieser Geschiebeaufschüttung ist der mächtige Löntschschuttkegel, der den ganzen Raum zwischen Glarus und Netstal bedeckt. Seine Basis ist $2{,}_5$ km lang und reicht vom Burghügel am Nordrande von Glarus bis zur Eisenbahn-

[1]) Vergl. *A. Wettstein*, Geologie von Zürich und Umgebung, 1885, pag. 54.

station Netstal. Sein Nordrand berührt den Fuss des Wiggis und trägt den grössten Teil des Dorfes Netstal; im Süden senkt sich seine regelmässig gewölbte Oberfläche zwischen Bergli und Sonnenhügel bis in den nördlichen Teil der Stadt Glarus hinein. Das von ihm bedeckte Areal misst cirka $2^1/_4$ km^2.

Mehrere Kiesgruben, welche über das ganze Gebiet des Schuttkegels zerstreut liegen, zeigen, dass er thatsächlich aus geschichtetem Bachschutte besteht. Bei den Grabarbeiten für die Erweiterung des Kantonsspitals konnte man sich aufs beste überzeugen, dass wir in der That auch hier am Nordrande von Glarus auf dem Löntschschuttkegel stehen. Der Baugrund zeigte sich aus Sand und unvollkommen gerundeten Bachgeschieben zusammengesetzt, deren Schichtung der Oberfläche parallel ging und alle Unregelmässigkeiten besass, welche den Ablagerungen eines Wildbaches von wechselndem Wasserreichtum und wechselnder Richtung eigen sind.

An dem Steilborde, mit dem der Schuttkegel zur Linth abfällt, treten die Geschiebebänke in Form eines hart verkitteten Konglomerates zu Tage, und in den Kiesgruben deuten die gelblichen Kalksinterkrusten der Gerölle darauf hin, dass auch hier die Verkittung begonnen hat.

Alle Kiesgruben und die Steinzäune auf dem Schuttkegel stimmen hinsichtlich des Gesteinsmaterials miteinander völlig überein. Wir finden darin ausschliesslich die Kreide- und Eocängesteine des Bergsturzes von Blanken, wobei wie im Löntscheinschnitt der Schrattenkalk auffällig vorherrscht. Umsonst aber suchen wir z. B. nach einem Stück der braunen Doggergesteine, die im Schutte aller Bäche des Glärnischgebietes sonst so reichlich vorkommen. Der Löntschschuttkegel ist also ein Abschwemmkegel des Bergsturzes von Blanken; er steht zu letzterem in einer ähnlichen Beziehung, wie die glacialen Schotter zu den hinter ihnen liegenden Moränen.

Mehrere Erscheinungen deuten darauf hin, dass wir den Schuttkegel jedoch nicht als einfache, auf der Sohle des Linththals aufruhende Geschiebeaufschüttung auffassen dürfen.

Die breite Terrasse von Turschen zwischen Riedern und Netstal ist nicht die Fortsetzung der allgemeinen zwischen Glarus und Netstal sich ausbreitenden Schuttkegeloberfläche, sondern liegt mindestens 10 m über derselben. Überdies wird sie vom Grundkopf bis nach Netstal von einer noch mehrere Meter höher

liegenden, ebenfalls mit Löntschkies bedeckten Terrasse begleitet. Ebenso beobachten wir auch am Südrande des Schuttkegels eine cirka 5 m über demselben liegende Erosionsterrasse. Sie ist aus dem Thalboden der neuen Allmeind herausmodelliert und, wie ich mich anlässlich von Urbarisierungsarbeiten im Herbst 1896 überzeugen konnte, mit geschichtetem Löntschkies bedeckt. Diese aus dem Löntscheinschnitt Staldengarten-Riedern ausstrahlenden, die Ränder des grossen Löntschschuttkegels begleitenden Erosionsterrassen im Bergsturze beweisen, dass während der Bildung dieses jüngsten Löntschthales der Fluss eine Zeit lang noch östlich von Riedern in einem Niveau dahinfloss, das über demjenigen des heutigen Löntschschuttkegels lag. (Vgl. Fig. 2, Taf. II.)

Mit dieser Anschauung stehen noch andere Thatsachen durchaus im Einklang. Der „Grat" ist dicht westlich von Riedern noch so hoch, dass, wenn wir uns die Bergsturzoberfläche ostwärts fortgesetzt denken, sie den Thalboden erst weit ausserhalb von Riedern erreichen kann. — Östlich von der Löntschbrücke im Dorfe Riedern ragt aus dem Löntschbord ein hausgrosser Neocomblock (mit zahlreichen Exemplaren von Exogyra Couloni) heraus und viele andere Neocom-, Schrattenkalk- und Seewerkalkblöcke von über 50 m^3 Inhalt treten thalauswärts bis zum Fabrikgebäude „in den Lerchen" an den Ufern zu Tage. Ihrer grossen Dimensionen wegen darf man nicht annehmen, sie seien vom Löntsch transportiert worden; sie müssen zum primär gelagerten Bergsturzmateriale gehören.

Die Kirche von Netstal steht auf dem Rande einer etwa 200 m breiten, 3—6 m über die Linthkiesebene emporsteigenden Schuttbildung. Sie kann nicht als Bestandteil des grossen Schuttkegels der Plattenrunse betrachtet werden, an dessen Basis sie sich anlehnt, da ihre Oberfläche auffällig wellig uneben ist, fast horizontal liegt, ja sogar etwas gegen den Wiggis einsinkt; vielmehr dürfen wir sie als eine Bergsturzmasse ansehen, wozu uns nicht nur ihre Oberflächenformen, sondern auch die Thatsache, dass sie ganz aus Kreide, Flyschschiefer und Nummulitenkalk besteht und grosse eckige Blöcke enthält, das Recht geben. Wahrscheinlich stammt sie nicht aus der Nische der vorhin erwähnten Runse an der Wiggiswand. Da wir das Trümmerwerk des Bergsturzes aus der Deyenkette bereits bis in die Mitte zwischen Riedern und Netstal konstatiert haben, werden wir auch ohne Bedenken den Bergsturzrest bei der Kirche Netstal

noch zum Ablagerungsgebiet desselben rechnen dürfen. Er fügt sich in der That aufs schönste in das allgemeine Längsprofil des Bergsturzes ein. (Vergl. Profil 8.)

Gestützt auf diese Thatsachen dürfen wir uns in Bezug auf die Vorgänge, welche für die Gestaltung des Terrains zwischen Glarus, Riedern und Netstal massgebend waren, folgende Vorstellung machen:

Als der Löntsch begann, seine jüngste, über Staldengarten und Riedern verlaufende Thalrinne zu schaffen, traf er das Ende des Bergsturzes als flaches, jedoch über das Niveau des heutigen Löntschschuttkegels emporragendes und bis nach Netstal reichendes Trümmerfeld. Auf demselben hin- und herschwankend, erniedrigte und nivellierte er seine Oberfläche allmählich, indem er vorwiegend erodierte, aber auch seine Geschiebe über die Bergsturzfläche ausbreitete. Die grosse Schuttkegelfläche zwischen Glarus und Netstal ist das Resultat der letzten Geschiebeaufschüttung, die vom äussern Rande des Ablagerungsgebietes allmählich über die nivellierte Bergsturzfläche heraufwuchs, ohne jedoch die obersten Erosionsterrassen nördlich und südlich von Riedern zu erreichen. In der jüngsten Periode hörte die Geschiebeaufschüttung auf und der Löntsch schnitt sich zwischen Riedern und Netstal tief in die Kiesdecke und die Bergsturzunterlage ein.

Durch den Löntschschuttkegel, wahrscheinlich schon durch den Bergsturz selbst, war die Linth dicht an den Fuss des Schilt, an den Elggis hingedrängt worden. Die Geschiebeebene, die sich vom Alpenbrüggli bis über Ennenda hinaus erstreckt, darf als eine Folge der damit in Verbindung stehenden Linthstauung betrachtet werden.

Eine Wirkung derselben sind möglicherweise sogar zwei 4—5 m über der heutigen Linthebene liegende, aus Linthgeschieben zusammengesetzte Stauterrassen, von denen die eine die Brauerei Erlen, das Waisenhaus und das Erlenquartier der Stadt Glarus trägt und sich einerseits an die Front des Glärnisch-Guppensturzes, andererseits an den Iselirain anlehnt, die andere auf der andern Thalseite am Südrande des Dorfes Ennenda liegt und dort ebenfalls den Rand des Guppensturzes überdeckt.

Erwähnenswert sind noch eine Reihe von sehr schön erhaltenen, verlassenen Bachfurchen, welche gegenüber dem Elggis in die Basis des Schuttkegels ein-

geschnitten sind und an die Zeit erinnern, da der Löntsch, durch seine eigenen Kiesbänke sich oft den Weg verlegend, im Gebiete zwischen Glarus und Netstal hin und her wanderte. Sie sind wenige Meter tief in das 15—20 m hohe, zur Linth abfallende Steilbord eingesägt und lassen sich 100—200 m weit aufwärts verfolgen. Im nördlichsten und tiefsten dieser Bachläufe bemerken wir eine deutliche Erosionsterrasse.

3. Die Erosionsthätigkeit der Bäche.

Über den nördlich vom Löntsch liegenden Teil der Bergsturzmasse fliessen vier kleine Bäche, welche mit Ausnahme des östlichsten, der gelben Runs, ihr Sammelgebiet in der Ausbruchsnische Blanken haben. In dem Masse, wie der Löntsch sein Bett vertiefte, haben auch sie sich in den Schuttberg eingeschnitten. Ihre Erosionsrinnen schneiden die Bergsturzoberfläche in scharfen Kanten und nehmen nach unten an Tiefe und Breite zu. Wir müssen ob der grossen Arbeit, welche die Bäche geleistet haben, erstaunen, wenn wir bedenken, dass sie meistens nur wenig Wasser führen und während ihres Laufes zu einem grossen Teil im Schutte versiegen.

An ihren Ufern finden wir keine Erosionsterrassen; dafür aber beweisen Erscheinungen bei ihrer Mündung, dass ihr Einschneiden sich ebenfalls allmählich vollzog und durch die Lage der Löntschsohle reguliert wurde. Beim Andresenbergli bemerken wir cirka 30 m über dem Löntsch zwei alte, von den beiden hier ausmündenden Bächen angelegte Schuttkegel, die einem höheren Stande des Löntsch entsprechen. Als derselbe sein Bett vertiefte, schnitten auch die beiden Bäche sich wieder ein wenig in die Schuttkegel und ihre Bergsturzunterlage ein, wobei jedoch, wie mehrere verlassene Bachrinnen beweisen, ihr Lauf wiederholt verlegt wurde. Ein kleiner Rest eines noch ältern Schuttkegels der Schrayeliruns ruht auf dem Ostende der Terrasse von Pauliberg.

Auch bei der Mündung der gelben Runs sehen wir zwei Schuttkegel, von denen der jüngere in den ältern eingesenkt ist.

Der alte, aus der ersten Zeit nach dem Bergsturz stammende Schuttkegel der Büchelbergruns ist früher (pag. 88) besprochen worden. Diese Runse bildet noch ein schönes Beispiel dafür, wie gerne die Bäche ihr Bett in ihrem

Mündungsgebiet, zumal in Bergsturzterrain, verlegen. Während der Spiegel des Sees sank, schnitt er in seinen alten Schuttkegel eine gegen den See gerichtete Erosionsrinne ein und legte an ihrem Ende einen kleinen Schuttkegel an, auf dem jetzt die Wirtschaft auf der Seerüti steht. Später verlegte er an der Stelle, wo er seinen ältesten Schuttkegel betritt, seinen Lauf mehr ostwärts und erzeugte einen dritten Schuttkegel, der den zweiten an Grösse bereits bedeutend übertrifft. Durch die beiden Bachrinnen ist aus dem ältesten Schuttkegel und seiner Bergsturzunterlage ein auffälliger runder Hügel, der sogenannte „Zuckerstock", herausmodelliert worden[1]).

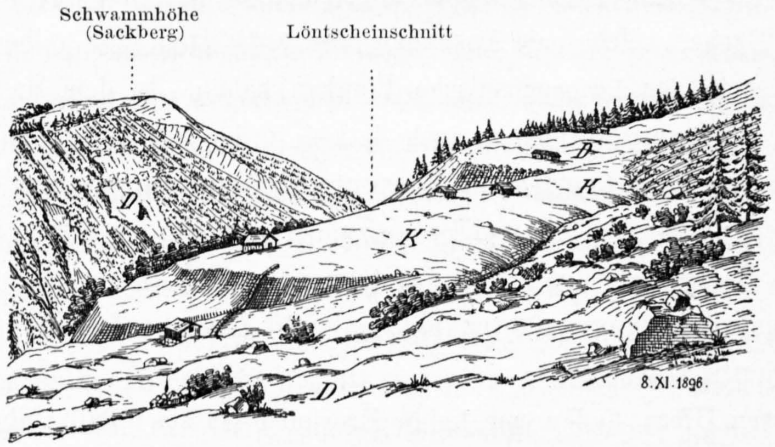


Fig. 11. **Der tote Bachschuttkegel auf Schlattberg (Klönthal).**
D = Bergsturz aus der Deyenkette. K = Bachschuttkegel.

Erwähnenswert ist noch eine auf Schlattberg neben der „Rossfälle" tief in den oberen Rand des steilen Löntschufers eingeschnittene Bachfurche mit einer deutlichen Erosionsterrasse. Der schön gepflegte Wiesengrund, der darin liegt, und die Steinzäune, die sie quer durchziehen, beweisen, dass sie schon längst kein Wasser mehr führt. Es scheint auch die schön gewölbte, gleichförmig geneigte Wiesenfläche, auf der die unteren Hütten von Schlattberg stehen, ein alter, der obersten Erosionsterrasse des Löntsch aufruhender Schuttkegel des erloschenen Baches zu sein (Fig. 11). Wir müssen aus diesen Erscheinungen schliessen, dass ein jetzt unbedeutender Runsenzug, der in die

[1]) Vergl. *A. Baltzer*, Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues, Zürich 1873, pag. 32.

Büttenenwand eingeschnitten ist und auf seinem kleinen, steilen Schuttkegel gänzlich versiegt, einst als kräftig erodierender und aufschüttender, durchgehender Bach funktionierte.

4. Die Grösse der Erosion.

Es geht aus den bisherigen Betrachtungen zur Genüge hervor, dass der Löntsch und seine Nebenbäche seit dem Niedergange des Bergsturzes eine gewaltige Erosionsarbeit geleistet haben. Versuchen wir, die Grösse derselben durch einige Zahlen zu illustrieren. Wenn wir hinter dem Aueli ein Querprofil durch den Bergsturz legen und annehmen, seine Oberfläche habe sich vor der Erosion vom Scheitel des „Grat", wo noch Reste der ursprünglichen Fläche erhalten sind, gleichmässig gegen die Ränder des Trümmerstromes am Fusse der Büttenenwand und am Hügelzug bei Wyden gesenkt, so lässt sich die Profilfläche des nördlichen Erosionskanals auf 27,000 m^2, diejenige des südlichen über der neuen Allmeind auf 14,000 m^2 berechnen. Auf der Linie Schlettli-Kohlgrübli-Vordersackberg misst das Profil des aus dem Bergsturz herausgeschnittenen Löntschthales 67,000 m^2. Das Gesamtvolumen der durch den Löntsch aus dem Bergsturze heraustransportierten Gesteinsmassen berechne ich auf ungefähr 150,000,000 $m^3 = 0{,}_{15}$ km^3.

Die gewaltige Erosionsarbeit versetzt uns in Erstaunen, um so mehr, wenn wir bedenken, wie geringfügig die Änderungen sind, die wir heute im Löntschbett beobachten können. Jahrzehntelang kann man denselben Felsblock an derselben Stelle in dem schäumenden Bache liegen sehen, so dass man glauben möchte, es würden sich hier während eines Menschenalters kaum nennenswerte Änderungen vollziehen.

E. Die Quellen.

Mit der Bergsturznatur der grossen Klönthalbarrière hängt auch die Thatsache zusammen, dass im Löntscheinschnitt eine Reihe von Quellen hervorbrechen. Das Regenwasser, das auf das Gebiet niederfällt, fliesst nur zum kleinsten Teile oberflächlich ab; soweit es nicht verdunstet, sickert es in den in hohem Masse durchlässigen Schuttboden ein. Die Bäche, die vom Glärnisch und vom Wiggis her die Bergsturzmasse betreten, verschwinden, wie schon

früher betont wurde, ebenfalls grösstenteils in dem lockeren Schutte. Wie ein Schwamm saugt die Bergsturzmasse Regen- und Bachwasser auf und lässt es in dem tiefen Löntscheinschnitt als ausgezeichnet filtriertes, vorzügliches Quellwasser wieder ausfliessen.

Die wichtigste unter diesen Quellen ist die gegenüber dem faulen Kopf auf dem rechten Löntschufer entspringende, der Gemeinde Glarus gehörende Löntschbordquelle, welche im Jahre 1898 zur Erweiterung der Wasserversorgung nach Glarus geleitet wurde. In den Jahren 1895 und 1896 war sie der Gegenstand eines Prozesses, indem die Löntschkorporation behauptete, sie sei keine echte Quelle, sondern beziehe ihr Wasser grösstenteils aus dem benachbarten Löntsch und dürfe daher nicht fortgeleitet werden, weil das Löntschwasser der Löntschkorporation gehöre. Bei den Temperaturmessungen, die der zur Entscheidung der Frage als Experte angerufene Herr Professor *Heim* ausführen liess, zeigte sie eine fast völlig konstante Temperatur von $7{,}_1{}^0$ C. Während der Zeit von Anfang April 1895 bis Ende Januar 1896 betrug die Temperaturschwankung der Quelle nur $0{,}_2{}^0$ C., diejenige des Löntsch aber $11{,}_2{}^0$ C. Bei wiederholten Messungen, welche sich über den Zeitraum von 1877—1896 verteilen, lieferte sie stets einen Ertrag von 2000—2500 Minutenlitern. Die auffallende Konstanz des Ertrages und der Temperatur zeigen übereinstimmend, dass sie eine echte, tief aus dem Innern des Bergsturzhaufens herauskommende Quelle ist[1]).

Auch beim Bau des Löntschstollens wurden im Innern des Sackberges starke Quelladern angeschnitten. Damit vereinigen sich die Schuttkegelquellen des Güntlenau, so dass jetzt, auch wenn der Stollen gegen den See durch die Schleuse abgesperrt ist, demselben ein Bach von cirka 18,000 Minutenlitern entfliesst.

Nicht nur im Grunde des Löntscheinschnittes, sondern auch an seinen Abhängen treten da und dort kleine Quellen zu Tage. Bemerkenswert ist namentlich eine Quelle, welche hoch oben am Gehänge zwischen den beiden auf pag. 74 besprochenen Schrattenkalkbreccienbändern hervorbricht und die Brunnen bei den Hütten auf Vordersackberg, Schleipfen und Bäschirüti speist.

---

[1]) *A. Heim*, Gutachten betreffend Löntschbordquellen. Glarus 1896.

Die grösste Quelle des Sackberggebietes liegt auf Sack am Rande der Glärnischbergsturzmassen und versorgt seit Jahrhunderten Glarus mit Trinkwasser. Ihr Wasser besitzt eine konstante Temperatur von $7{,}5^{0}$ C. und stimmt in chemischer Beziehung auffällig mit demjenigen der Löntschbordquelle überein [1]). Wahrscheinlich ist aber ihr Sammelgebiet eher in dem mächtigen am Glärnisch anstehenden Malmkomplex als in der Bergsturzmasse zu suchen.

F. Das Alter des Bergsturzes.

Die wechselvolle Geschichte des Löntschlaufes und das gewaltige Mass seiner Erosionsarbeit beweisen, dass seit dem Bergsturze aus der Deyenkette viele Jahrtausende verflossen sein müssen. Andererseits müssen wir nach den bisherigen Betrachtungen es als eine feststehende Thatsache gelten lassen, dass er jünger ist als der Glärnisch-Bergsturz, schon deswegen, weil sein Tümmerstrom sich aufs schönste den Glärnisch-Bergsturzhügeln anschmiegt. Gehören vielleicht die beiden Bergstürze, deren Ablagerungen die grosse Klönthalbarrière zusammensetzen, zwei aufeinanderfolgenden eisfreien Perioden der Glacialzeit an? Während es leicht gelang, an vielen Stellen auf den Glärnisch-Bergsturzhügeln Moränen nachzuweisen, konnte ich weder im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes aus der Deyenkette, noch auf dem Löntschschuttkegel, noch auf den Anschwemmungen hinter der Bergsturzbarrière irgend welche Erscheinungen beobachten, welche auf eine Übergletscherung des Bergsturzes hätten schliessen lassen. Überall finden wir entweder die typische unveränderte Bergsturzoberfläche oder die Wirkungen der nachfolgenden Erosion oder Geschiebeaufschüttung. Der Bergsturz aus der Deyenkette ist also postglacial; die Gletscher sind seither nicht mehr bis in die Sohle des Klönthals vorgedrungen.

---

[1]) Bericht und Antrag des Gemeinderates betreffend die Vervollständigung der Wasserversorgung der Gemeinde Glarus. 1895.

Anhang.

Die Felsstürze am Vorderglärnisch in den Jahren 1593 und 1594.

Die grosse Nische an der Nordwand des Vorderglärnisch, aus der in der Diluvialzeit der Bergsturz herausgebrochen ist, als dessen Reste wir die Breccien auf dem Stöckli und im Alpeli erkannt haben, lieferte auch in historischer Zeit kleinere Felsstürze, nämlich die Bergstürze vom 11. November 1593 und vom 3. Juli 1594. Eine ausführliche Darstellung dieser Ereignisse liegt nicht im Rahmen meiner Aufgabe und darf um so eher unterlassen werden, da sie von anderer Seite schon mehrfach geschildert worden sind. Dr. *Niklaus Tschudi*[1]) besprach sie zum erstenmal in einer ausführlichen Abhandlung, *Baltzer*[2]) sprach sich gestützt auf seine Untersuchung des Terrains über die Ursachen des Felssturzes aus und Herr Pfarrer Dr. *Buss*[3]) widmete in neuerer Zeit den Ereignissen einen Aufsatz im Jahrbuch des Schweizer Alpenclub. Ich finde es trotzdem für nötig, mit einigen Worten auf diese Felsstürze zurückzukommen, einmal weil ihr Trümmerfeld die Ablagerungen der diluvialen Glärnischbergstürze berührt, namentlich aber, weil die bisherigen Darstellungen dieser historischen Felsstürze durch die Ergebnisse meiner Untersuchungen über die prähistorischen Bergstürze im Ausgange des Klönthals einigermassen modifiziert werden.

[1]) *N. Tschudi*, Die Bergstürze am vordern Glärnisch bei Glarus in den Jahren 1593 und 1594. Jahrbuch des historischen Vereins des Kantons Glarus, Heft V (1869), pag. 89—100.

[2]) *A. Baltzer*, Der Glärnisch etc., pag. 32 und 33.

[3]) *E. Buss*, Die letzte der drei Schwestern am Vorderglärnisch. Jahrbuch des S. A. C. 1891, pag. 436—439.

Aus der Abhandlung von Dr. *N. Tschudi* geht hervor, dass der grosse Schuttkegel, der sich vom Kessel der Wustruns weg über Ursprung und Wyden in das Thälchen des strengen Baches hinunterschiebt, das Hauptablagerungsgebiet jener Felsstürze darstellt. Diese Ansicht ist kaum anfechtbar, schon deswegen, weil wir an der Ausmündung der Runse keine andere entsprechende Schuttbildung finden. Auch die Erscheinungen ihrer Oberfläche geben jener Anschauung recht. Sie ist zusammengesetzt aus kleinen und grossen Blöcken von Hochgebirgskalk, Balfriesschiefer und Dogger und weist, namentlich im oberen Teil, grössere Unebenheiten auf, als sie einem gewöhnlichen Runsenschuttkegel eigen sind.

Nun aber giebt *Tschudi* in seiner Abhandlung dem Ablagerungsgebiet der Felsstürze noch eine beträchtlich grössere Ausdehnung. Er sagt, „schon beim ersten Sturze (November 1593) sollen einzelne Felsstücke, die in ihrem Falle auf das Stöckli oder den östlichen Rand der Hochwand aufschlugen, bis in die Güter Langrüti und Fänchern hinübergesprungen sein“ (pag. 90). Über das vom Hauptsturz (3. Juli 1594) betroffene Gebiet spricht er sich folgendermassen aus:

„Die Felsmassen der zusammenstürzenden „Schwester“ mussten in erster Linie auf den östlichen Rand der Hohwand aufschlagen und dann teils von da abprallend auf das hintere Stöckli losstürzen, teils über die Hohwand hinaus in nordwestlicher Richtung gegen Sack geschleudert werden. Beiden Teilen wurde durch ihr Aufschlagen neue Schwungkraft zu teil, so dass einzelne Felsstücke bis in die Langrüti und die Fächerngüter gegen den „Grat“, ja zwei davon bis in den Gallatizaun bei Riedern flogen. Diese zwei letztern Stücke zeigten bis zum Jahre 1830 die alten Leute gerne den jüngern als Erinnerung an den „Bergbruch“ vor. In diesem Jahre wurden auch sie, wie vor- und nachher so viele andere Rudera des Sturzes auf der neuen Allmeind und Sack, weggesprengt und beseitigt. Der kleinere dieser zwei Blöcke, der aber immer noch die Grösse eines Ziegenstalles besass, befand sich wenige hundert Fuss südlich vom Wirtshause zum Schwert auf Riedern. — Die Hauptmasse des Sturzes lagerte sich aber selbstverständlich am Fusse des Berges in der Feldruns (= Wustruns), der Wyden, der Schwändi und dem Ursprung ab. Die Erhöhungen, die sich zwischen Untersack und Sack durch den

Ursprungwald und das Kettwäldli bis an die neue Allmeind hinüberziehen, sind offenbare Überbleibsel der Bruchmasse .... Von der Schwändi wurde ein grosser Teil so zugeschüttet, dass er jetzt einen Bestandteil des Ursprungwaldes ausmacht. Auch einige andere Güter in den Langrütenen bis zum Kalkbühl hinab gingen samt den Ställen beinahe vollständig zu Grunde. Dass die Allmeind Wyden vollends ruiniert wurde, muss wohl kaum gesagt werden."

Leider lässt uns *Tschudi* darüber im ungewissen, ob dieser Darstellung historische Quellen zu Grunde liegen, oder ob sie sich ausschliesslich auf seine eigenen Beobachtungen und mündliche Überlieferungen stützt.

Ich glaube nun, dass die Grenzen des Ablagerungsgebietes beträchtlich enger gezogen werden müssen. Wenn es auch gedenkbar ist, dass einzelne dem eigentlichen Bergsturze nachfolgende Felsstücke, durch die Luft fliegend, über die Grenzen des entstehenden Schuttkegels hinausfahren konnten, so scheint es mir doch mechanisch unmöglich und mit den Beobachtungen stürzender Felsstücke im Widerspruch stehend, dass sie nach dem Aufschlagen auf die Hochwand bis nach Riedern fliegen konnten.

Nun sind allerdings die neue Allmeind und die Fächerngüter mit grossen Felsblöcken bestreut; allein sie gehören ausschliesslich zur Kreide, zum grössten Teil zum Seewerkalk, zum Teil auch zum Schrattenkalk und zum oberen Neocom, also zu Sedimenten, die an den mittleren und oberen Teilen des Vorderglärnisch nicht anstehend sind. Sie gehören, wie wir schon wissen, zum Trümmerstrom des alten Bergsturzes aus der Deyenkette. Trotz vielfachen Suchens habe ich in diesem Gebiete noch nie ein Felsstück gefunden, das vom Glärnisch hergeleitet werden könnte. Es ist also ziemlich sicher, dass auch jene Felsblöcke im Gallatizaun bei Riedern nicht vom Glärnisch, sondern aus der Deyenkette stammten. Wahrscheinlich hat bloss die zu Übertreibungen geneigte Phantasie des Volkes sie zu den Felsstürzen am Vorderglärnisch in Beziehung gebracht.

Auch die zusammenhängende Bergsturzablagerung kann nicht die grossen Dimensionen besitzen, die *Tschudi* ihr in seiner Abhandlung giebt. Es darf wohl als feststehende Thatsache betrachtet werden, dass die Trümmerhügel zwischen dem Südrande der neuen Allmeind und dem Thälchen des strengen Baches nicht durch den Felssturz von 1594 entstanden sind, sondern zum

diluvialen Glärnischbergsturz gehören, da sie ja von einem deutlichen, terrassierten Trockenthälchen des Löntsch durchschnitten sind, dessen Entstehung in die vorgeschichtliche Zeit fällt. Aber auch das Kettwäldli muss zu der diluvialen Bergsturzmasse gerechnet werden und kann nicht dieselbe Entstehungsgeschichte haben wie der Schuttkegel Ursprung-Wyden, obschon es mit ihm zusammenhängt. Die Gründe hierfür sind folgende:

1. Das Kettwäldli stimmt im Charakter der Oberfläche, in den Niveauverhältnissen und im Gesteinsmaterial ganz mit den benachbarten diluvialen Bergsturzhügeln, aber nicht mit dem Bergsturzschuttkegel Ursprung-Wyden überein. Die Oberfläche ist wellig uneben, wie diejenige eines grossen Bergsturzes; sie senkt sich gegen den Glärnisch und es fehlen ihr die Balfries- und Doggerblöcke, die in jenem Schuttkegel in grosser Zahl vorhanden sind.

2. Das Trockenthälchen, welches das Kettwäldli von den nördlich davon liegenden diluvialen Bergsturzhügeln trennt, schneidet seinen Nordrand in einem bis 15 m hohen Steilbord an. Die Beziehungen des Thälchens zu den andern Trockenrinnen, die Breite seiner Sohle und die Höhe seiner Ufer sprechen dafür, dass es nicht erst seit 1594 entstanden sein kann.

3. Dass das Kettwäldli und das vorhin genannte Trockenthälchen zur Zeit des Bergsturzes von 1594 bereits vorhanden waren, wird augenscheinlich durch die Thatsache bewiesen, dass das Steilufer am Nordrande des Kettwäldli unter dem Bergsturzschuttkegel Ursprung-Wyden verschwindet und letzterer, dieses Ufer überdeckend, sich über die ganze Sohle des Thälchens vorschiebt, ohne an seiner Basis Erosionswirkungen zu zeigen. (Vergl. die Karte.)

Als Ablagerungsgebiet der Felsstürze von 1593 und 1594 ist also lediglich der Schuttkegel von Ursprung und Wyden zu betrachten. Thatsächlich ist er auch gegen die benachbarten Schuttbildungen scharf begrenzt; nur sein Westrand ist durch die Ablagerungen der Wustruns etwas verwischt.

Es ist durch schriftliche Urkunden bewiesen, dass am 12. Juli 1594, 9 Tage nach dem Bergsturze, das durch die Schuttmasse aufgestaute Wasser der grossen Quelle auf Sack den Schuttwall durchbrach und einen Muhrgang verursachte, der über Wyden und Oberdorf bis ins Innere des Fleckens Glarus sich wälzte und weit grösseren Schaden anrichtete als der Bergsturz selbst.

Tschudi berichtet in seiner Abhandlung (pag. 95 und 96), dass man bei Anlage der Wasserleitung und andern Grabarbeiten von Wyden weg bis nach Glarus hinunter stets auf die Ablagerungen dieses Muhrganges gestossen sei. Einen Einblick in die Struktur derselben gaben auch wieder die Grabarbeiten für das neue Reservoir unterhalb Wyden. Das Muhrgangmaterial erschien als eine cirka 3 m mächtige dunkelgraue, aus Erde, Sand, kleinen Steinen und vielen bis 1 m^3 grossen Blöcken zusammengesetzte Schuttmasse. Von einer gewöhnlichen Bach- oder Runsenablagerung unterschied sie sich durch den Mangel einer Schichtung, sowie dadurch, dass die Trümmer fast gar keine Rundung, sondern nur etwas abgestossene Kanten zeigten. Wie der Bergsturzschutt besteht sie zum grössten Teil aus Malm und enthält daneben noch Dogger, sonst aber keine andern Gesteinsarten, ein Beweis, dass sie keine Moräne ist. Man fand darin auch einen Baumstamm und viele andere Holzstücke, die auffällig gut erhalten waren. Fast alle Steine des Muhrganges waren stark kontusioniert, und häufig hatten die Kontusionen die Form von länglichen Schrammen, die jedoch meistens nicht so fein graviert waren wie Gletscherkritze. Ich fand aber auch einen Block, der mit hunderten von Schrammen bedeckt war, von denen viele von echten Gletscherkritzen kaum unterschieden werden konnten. Es lagen also hier pseudoglacial geschrammte Felstrümmer aus einem 300 Jahre alten Muhrgange vor.

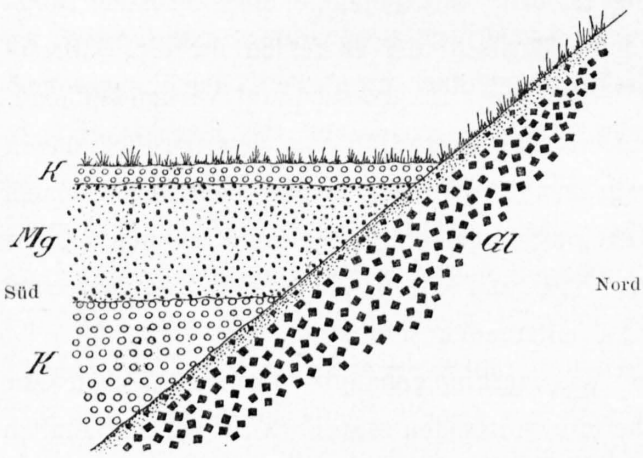


Fig. 12. **Profil, entblösst beim Bau des Reservoirs unterhalb Wyden-Glarus, Frühjahr 1897.**

Gl = Bergsturz von Glärnisch-Gleiter; K = Geschichteter-Bachschutt der Wustruns; Mg = Muhrgang vom 12. Juli 1594.

Unter dem Schutte des Muhrganges erschienen die gut geschichteten, aus gerundeten Malm- und Doggergeschieben bestehenden Ablagerungen der Wustruns und des strengen Baches aus der Zeit vor 1594. Auch nach dem Bergsturze überführte die Wustruns noch oft das Gelände bis nach Glarus hinunter

mit Geschieben, bis sie in den 50er Jahren dieses Jahrhunderts verbaut wurde. Das Resultat dieser Aufschüttung ist eine Geschiebeschicht, welche z. B. an der Stelle des neuen Reservoirs den Muhrgang 30—50 cm hoch bedeckte.

Das Profil (Fig. 12) zeigt, wie der ein altes Bachufer darstellende Abhang des benachbarten diluvialen Bergsturzhügels, bedeckt von einer cirka 30 cm mächtigen, rotbraunen Verwitterungsschicht, sich unter die vorhin besprochenen jüngern Ablagerungen hinunter fortsetzt. Letztere sind auch Schuld, dass wir jetzt im Thälchen des strengen Baches keine Spur mehr von den Kreidetrümmern beobachten können, die der Löntsch einst aus dem Gebiet des Blankensturzes durch die von der neuen Allmeind ausstrahlenden Thälchen transportiert haben muss. Die alten Löntschschuttkegel liegen hier unter den Glärnisch-Schuttablagerungen der Wustruns und des strengen Baches begraben.

II. Teil.

Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen.

Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen.

Die Trümmerlandschaft in der Sohle des Linththales zwischen Glarus und Schwanden ist, wie ich schon im Vorwort bemerkt habe, zuerst von Herrn Professor *Heim* als das Ablagerungsgebiet eines alten Bergsturzes, der von der Ostwand des Glärnisch ausging, erkannt und in einer ausführlichen Abhandlung[1]) geschildert worden. Da in derselben die allgemeinen Erscheinungen des Bergsturzes, namentlich die innere Struktur der Schuttmasse und die Erscheinungen der Oberfläche, eingehend dargestellt sind, darf ich in diesem Abschnitte mich wesentlich kürzer fassen als bei der Besprechung der Bergstürze des Klönthals. Immerhin werde ich, um ein abgerundetes Bild des ganzen Phänomens geben zu können, genötigt sein, das Wesentlichste aus dem Inhalte der Abhandlung *Heims* zu wiederholen. Damit werde ich eine Reihe neuer Beobachtungen verflechten, welche die Kenntnis des Bergsturzes vervollständigen.

A. Das Abrissgebiet.

Noch auffälliger, als der Trümmerstrom des Bergsturzes aus der Deyenkette sich an die Nische von Blanken anlehnt, wachsen die Schuttmassen im Thalgrunde zwischen Glarus und Schwanden aus der breiten und tiefen Nische heraus, die oberhalb Schwändi in den Abhang des Glärnisch eingesenkt ist, so dass sich uns die Überzeugung, dass hier das Herkunftsgebiet jener Trümmer zu suchen ist, thatsächlich aufdrängen muss.

Die Ausbruchsnische ist namentlich auf der Südseite sehr scharf begrenzt. Ihr Rand beginnt hier auf Mittelguppen in einer Höhe von cirka 1200 m,

[1]) *A. Heim*, Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1895, Heft I.

folgt der Bergkante bis zum Geisser (1679 m), durchschneidet die Terrasse von Oberguppen und wird dann durch den scharfen, zum Guppenfirn hinauflaufenden Felsgrat gebildet. Als obere Grenze dürfen wir den bei cirka 2300 m liegenden Rand des Guppenfirnplateaus und weiter nordwärts den Felskamm betrachten, in welchem die Guppennische und die Gleiternische sich schneiden und so Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli voneinander abgliedern. Weniger sicher lässt sich die Ausbruchsnische im Norden abgrenzen. *Heim* zieht hier in seiner Bergsturzkarte die Grenze über die unregelmässige Erhöhung, welche das Sammelgebiet der Guppenruns von demjenigen der Hansliruns trennt; vielleicht aber reicht das Abrissgebiet, wie man aus der Form der Nische und der Art, wie sich die Trümmermassen daran anlehnen, schliessen möchte, bis zu der scharf ausgeprägten Kante, die nördlich von der Hansliruns gegen den Gipfel des Vorderglärnisch hinauf sich zieht.

Unter den Neocom- und Schrattenkalkschichten, welche den obern Teil des Vrenelisgärtli vom Gipfel bis zur Basis des Guppenfirnplateaus aufbauen, streichen durch die Abrissnische dieselben jurassischen Schichtenkomplexe, die wir auf der Nordwand des Glärnisch, in den Herkunftsgebieten der Glärnisch-Bergstürze des Klönthals, kennen gelernt haben. In einer Mächtigkeit von wohl 700 m bildet der obere Jura im obersten Teil der Nische wilde Steilwände. Wo die Abrissfläche etwas flacher wird, auf den Wildheuflächen von Sienen und Baumgarten bis nach Mittelguppen hinunter, treffen wir den Dogger in mächtiger Entwicklung an. Im untersten Teil des Abrissgebietes sind die geologischen Verhältnisse ausserordentlich kompliziert. Nördlich von der Guppenrunse liegen hier unter dem Dogger nochmals die Schichten des Malm in grosser Mächtigkeit. Darunter folgen, den Sockel des Vorderglärnisch bildend, Dogger, Rötidolomit, Eocän und Kreide. Im südlichen Teil der Guppennische dagegen fehlt die untere Malmzone; dafür tritt hier der Lias als mächtiger Schichtenkomplex auf. Derselbe ruht in der Basis der Nische auf Rötidolomit und Verrucano. (Vergl. Profil 1 und 2.)

Im ganzen Gebiet der Ausbruchsnische fallen die Schichten in den Berg hinein. Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen gehört also nach der von *Heim* aufgestellten Klassifikation zu den Felsstürzen, wie die Bergstürze, die von der Nordwand des Glärnisch losgebrochen sind. Aus dem Umstande, dass

hier die Abtrennung der Sturzmasse unabhängig vom Verlaufe der Schichten erfolgte, erklärt sich die Thatsache, dass die Abrissfläche weit unregelmässiger gestaltet ist als z. B. diejenige des grossen Felsschlipfes am Deyenstock.

B. Der Trümmerstrom.

1. Das Material des Bergsturzes. Die Gesteinsarten und die Anordnung derselben.

Entsprechend dem geologischen Profil durch die Ausbruchsnische treffen wir in allen Teilen des Ablagerungsgebietes, von Schwanden bis Glarus und vom Glärnisch bis an den Abhang des Schilt hinüber, sowohl in den Blockmeeren der Oberfläche wie in den natürlichen und künstlichen Aufschlüssen als weitaus überwiegendes Trümmermaterial die Gesteine des oberen Jura (Malm). Vielleicht eben so häufig wie den dunkelblaugrauen Hochgebirgskalk (mittlerer Malm) beobachten wir den hellgrauen, glasartig klingenden Troskalk (oberer Malm, Tithon), der oft ganz erfüllt ist von Korallen und häufig auch Diceras Lucii und Nerinäen enthält. Die scharfkantige, kleingeschlagene Malmbreccie wird in vielen Schuttgruben als vorzügliches Strassenbeschotterungsmaterial gewonnen, und der Troskalk speciell wird an mehreren Stellen für die Kalkbrennereien in Glarus und Schwanden ausgebeutet, da er seiner grossen Reinheit wegen — er besteht zu 98 % aus reinem kohlensaurem Kalk — für chemische Zwecke sehr geschätzt ist. So liefert z. B. gegenwärtig der „Kalkofen“ an der Landstrasse nördlich von Schwanden (Kalkbrennerei Zopfi) das Rohmaterial für die Calciumcarbidfabrikation in Thusis.

In Gesellschaft der Malmkalktrümmer treffen wir an mehrern Orten, oft in Form von mächtigen Blöcken, den schwarzgrauen Balfriesschiefer. Die Trümmer stammen offenbar aus der ziemlich mächtigen Balfriesschieferzone, die als Abschluss der grossen Malmwand am Vorderglärnisch in den untern Teil der Abrissnische hineinstreicht.

Nicht so massenhaft, wie man nach den geologischen Verhältnissen des Abrissgebietes erwarten sollte, sind die Trümmer des Dogger zu beobachten. Recht häufig finden wir zwar Blöcke der Dogger-Echinodermenbreccie, der rotbraunen Eisensandsteine, vereinzelt auch Stücke von Eisenoolith auf den Bergsturzflächen oberhalb Schwändi, zwischen Schwändi und Mitlödi und in

den Schuttgruben dieses Gebietes; weiter nordwärts dagegen werden sie rasch seltener, und bei Ennenda und Glarus fand ich bisher diese Gesteine gar nicht unter dem Bergsturzmaterial.

Noch enger umgrenzt ist das Verbreitungsgebiet der Liastrümmer. Sehr häufig trifft man die braun angewitterten Blöcke dieses Gesteins im Gebiet oberhalb Schwändi, seltener auf den Hügeln von Sool. Bemerkenswert ist die Thatsache, dass sie fast ganz auf den südlichsten Abschnitt des Ablagerungsgebietes beschränkt sind, entsprechend dem Umstande, dass der Lias nur im südlichen Teil der Abrissnische anstehend ist.

Heim hat in seiner Abhandlung (pag. 14 und 15) bereits auf den grossen Blockschwarm von Verrucano aufmerksam gemacht, der im Eichwald bei Schwanden beobachtet werden kann und zufolge seiner innern Struktur unbedingt zum Bergsturzmaterial gerechnet werden muss. Das Gestein ist violettrot oder grünlich, fein konglomeratisch bis unvollkommen schiefrig und stimmt petrographisch völlig überein mit dem Verrucano, der in der Schlucht der Guppenrunse, in der Basis des Abrissgebietes, anstehend ist. Im übrigen fand ich es bisher im Ablagerungsgebiet bloss noch in vereinzelten Stücken und stets in der Nähe des genannten Blockschwarmes.

Der Rötidolomit, der in der Schlucht der Guppenrunse über dem Verrucano anstehend ist, wurde bisher in der Bergsturzablagerung erst an einer einzigen Lokalität beobachtet. Im Juni 1899 trat bei der Anlage eines Weges südlich von der Bierbrauerei „Wiese“ bei Mitlödi ein ziemlich umfangreicher Komplex dieses Gesteins in Gestalt einer feinsplittrigen, stellenweise ganz zu Pulver zermalmten Trümmermasse zu Tage. Etwa 200 m weiter nordwärts sieht man in den Stützmauern oberhalb des Schulhauses Mitlödi viele Rötidolomitbrocken, woraus man schliessen darf, dass in dieser Gegend ein ziemlich ausgedehnter Schwarm dieses Gesteins in das Malmtrümmerwerk eingeschaltet ist.

Besondere Beachtung verdienen die Trümmer von Nummulitenkalk und Flyschschiefer, die im Steinbruch beim Kalkofen Schwanden und am linken Ufer der Guppenrunse unterhalb Schwändi in grosser Menge im Bergsturze liegen. Sie beweisen, dass durch den Bergsturz auch Teile der Eocänschichten mitgerissen wurden, die unter dem Rötidolomit der Stöckliterrasse anstehend sind und offenbar auch südlich von der Guppenrunse unter dem

Verrucano liegen, jetzt aber in diesem Gebiete vom Bergsturzschutte verdeckt sind.

Nur spärlich tritt das Neocom im Bergsturzschutte auf. Ob die dunkelbraun angewitterten Blöcke dieses Gesteins, die man in erheblicher Zahl über das Gebiet oberhalb Schwändi zerstreut findet, zur Bergsturzablagerung gehören oder als Erraticum zu betrachten sind, ist schwierig zu entscheiden. Dagegen dürfen die Neocom-Kieselkalktrümmer, die etwa 200 m südlich von der Weberei Steg-Mitlödi in grosser Menge im Steilbord des Soolhügels auftreten, mit Sicherheit zum Bergsturzmaterial gerechnet werden. Sie beweisen, dass der Abriss noch eben bis in die Basis der Kreideregion des Glärnisch, bis an den Rand des Guppenfirnplateaus, gereicht hat.

Als schönen Beleg dafür, dass bei einem grossen Bergsturze die Materialien des Abrissgebietes nicht bunt durcheinander gemischt werden, hat *Heim* in seiner Abhandlung den bereits erwähnten Verrucanoschwarm im Eichwald bei Schwanden, der ein Areal von mindestens 8 ha bedeckt, eingehend besprochen. Erscheinungen dieser Art lassen sich noch an manchen andern Orten des Ablagerungsgebietes beobachten. Südlich von Lassingen, am Rande des Schuttkegels der Hansliruns, ist ein langer Steinzaun fast ganz aus Balfriesschieferstücken aufgebaut, und zum gleichen Material gehören die meisten Blöcke der benachbarten Bergsturzoberfläche. Dazwischen liegen Stücke des grauen, zuweilen schön oolithischen Kalkes, der im Anstehenden oft zwischen die Balfriesschieferbänke eingelagert ist. Ein kleiner Schwarm von Balfriesschiefer scheint auch im nördlichsten Teile des Trümmerfeldes, südlich vom Erlenquartier Glarus, vorhanden zu sein. Ferner liegen auffällig viele Balfriesschieferblöcke, zum Teil von gewaltigen Dimensionen, im westlichen Randgebiete des Bergsturzes, zwischen Hanslirunse und Hetschisrunse. Wie schon angedeutet, treten auch die Neocomtrümmer am Westabhang des Soolhügels, der Rötidolomit bei Mitlödi und die Eocäntrümmer an der Guppenrunse und beim Kalkofen Schwanden schwarmweise auf. Die grössten zusammenhängenden Trümmerschwärme bildet schliesslich das Hauptmaterial des Bergsturzes, der Malm. Ganze Hügel bestehen ausschliesslich aus dem hellgrauen Troskalk, andere aus dem dunkelgrauen Hochgebirgskalk, und nirgends sind die beiderlei Gesteine so durcheinander gemischt wie etwa in einer Moräne.

2. Die innere Struktur der Bergsturzablagerung.

Dieselbe ist von *Heim* durch die Schilderung vieler Terrainaufschlüsse bereits ausführlich besprochen und in ihrem Gegensatze zu derjenigen anderer Trümmerbildungen sehr prägnant charakterisiert worden, so dass ich mich auf wenige Bemerkungen beschränken kann. Die Strukturbilder der vielen über das ganze Gebiet zerstreuten natürlichen und künstlichen Aufschlüsse stimmen im wesentlichen überein mit denjenigen der Bergstürze des Klönthals. Überall finden wir ein eckiges, scharfkantiges, oft ganz klein geschlagenes Trümmermaterial, die Lücken zwischen den grössern Brocken ausgefüllt mit feinem Zermalmungspulver und kleinen Splittern, die aus dem gleichen Material bestehen wie die grössern Trümmer; diese letztern meistens mit Schlagwunden bedeckt und grössere Blöcke oft innerlich völlig zertrümmert.

Durch Kleinheit der Trümmer und reichliches Zermalmungspulver zeichnen sich namentlich die Troskalkbreccien aus, die in den Schuttgruben bei Glarus, Ennenda und Schwanden ausgebeutet werden. Der feine Kalkstaub erscheint bei anhaltend trockener Luft vollkommen weiss, so dass die Schuttgruben wie mit Gips bestreut aussehen.

In den Entblössungen am Soolhügel sieht man, wie auch *Heim* erwähnt (pag. 5), die Malmtrümmer häufig sich zu schichtförmigen Streifen zusammenordnen, eine Erscheinung, die ganz den geschichteten Schrattenkalk- und Malmbreccien des Sackberggebietes entspricht. Hie und da trifft man auch grössere Felsmassen, die den Sturz mitmachten, ohne völlig zersplittert zu werden, so dass sie jetzt anstehenden Fels vortäuschen können. Ausser dem Tithonfels beim Kalkofen Schwanden, den *Heim* bereits als einen grossen, im Bergsturzschutte schwimmenden Block beschrieben hat (pag. 3 und 4 seiner Abhandlung), sind als Beispiele hierfür einzelne Malmfelsen am Westabhang des Bühlen bei Ennenda zu nennen.

Während in manchen Schuttgruben das Bergsturzmaterial eine lockere, mit dem Spaten leicht zu bearbeitende Masse bildet, sind vielerorts, oft ganz dicht neben losem Material, die Malmtrümmer samt dem feinen Zwischenmaterial zu einer harten Breccie verkittet, welche selbst dem Pickel grossen Widerstand entgegensetzt und ihrer Porosität wegen auch nicht gut gesprengt

werden kann. Ausgedehnte Verkittung der Troskalktrümmer beobachten wir in den Kahlanrissen des Soolhügels. Unterhalb Mitlödi bespült die Linth auf beiden Ufern auf langer Linie hart verkittete Hochgebirgskalkbreccien. Ferner treten in einer verlassenen Bachfurche zwischen Mitlödi und Lassingen, in der Schuttgrube am Bühlen südlich von Ennenda und im „Steinloch" beim Schützenhaus Glarus solche Hochgebirgskalkbreccien zu Tage. Am südlichen Steilhang des Soolhügels sind durch Herauswittern der lockern Partien aus der harten Breccie ruinenartige Formen entstanden, die ganz den Verwitterungsformen am Löntschbord hinter der Löntschtobelbrücke und denjenigen der Stöcklibreccie entsprechen. In kleinerem Massstabe ist diese Erscheinung an der Malmbreccie im Hohlenstein südlich von Glarus zu sehen.

3. Die Formen der Bergsturzablagerung und ihre Beziehung zur Trümmerbewegung.

Überblicken wir vom Abhang des Schilt aus das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes, so präsentiert sich uns dasselbe der Hauptsache nach als ein riesenhafter Schuttkegel, der fächerförmig von der Guppennische ausstrahlt und an seiner konvex nach Osten ausgebogenen Basis von einer nicht sehr tiefen Thalrinne begleitet wird, in der die Linth fliesst. Östlich von dieser Einsenkung setzt sich die Bergsturzablagerung als relativ schmale, dicht an die östliche Thalwand hingedrängte Hügelmasse fort, deren Oberfläche jedoch meist auffällig höher liegt als die Basis des genannten Schuttkegels. (Fig. 1, Tafel I.)

Die vielen vom Glärnisch ausstrahlenden Runsenschuttkegel tragen allerdings nicht wenig dazu bei, dass der westlich der Linth liegende Teil des Bergsturzgebietes als ein auffällig regelmässiger Schuttkegel erscheint; wenn wir jedoch dieselben uns weggehoben denken, so ordnen sich die übrig bleibenden Bergsturzmassen doch zu einer einheitlichen Kegelfläche zusammen, deren Spitze oberhalb Schwändi an die Guppennische sich anlehnt. Es spricht dies deutlich dafür, dass diese Bergsturzmassen nicht zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Stellen vom Glärnisch sich losgelöst haben, sondern von Guppen her auf einen Schlag sich in das Thal warfen.

Während die kegelförmige Partie der Trümmerablagerung beim Bergsturz aus der Deyenkette nur die Nachhut umfasst und gegenüber dem gesamten Schuttstrom stark zurücktritt, macht sie hier geradezu die Hauptmasse der Bergsturzablagerung aus. Die Erklärung für diese Erscheinung liegt in der verschiedenen Breite der Thäler, in welche die Bergstürze sich ergossen; nicht so rasch wie im engen Klönthal stiess hier der Schuttstrom auf Hindernisse, welche seiner gleichförmigen Ausbreitung Schranken entgegensetzten.

Freilich war seine mechanische Energie noch lange nicht erschöpft, als er die östliche Thalwand erreichte. Mit grosser Wucht stiess er auf den steilen Verrucanoabhang auf, brandete den Bewegungsgesetzen einer strömenden Masse entsprechend an demselben hoch empor und wurde zum Teil über sich selbst zurückgeworfen. Das Resultat dieser Aufbrandung ist die ausgedehnte Hügelmasse von Sool. *Heim* hat bereits betont, wie ausgesprochen die Vertiefung ist, welche die Brandungswoge von dem gegenüberstehenden Bergabhang trennt, und wie scharf die Grenze zwischen dem Kalktrümmerwerk des Bergsturzhaufens und dem anstehenden Verrucano der Thalwand ist, an welche er sich anlehnt (pag. 5 und 6).

So grossartig die Rückbrandungswoge von Sool auch ist, so erreicht sie doch die Dimensionen derjenigen des Bergsturzes aus der Deyenkette nicht. Der Länge des zurückgelegten Weges wegen war eben hier die mechanische Energie des Trümmerstromes beim Aufprallen auf die Bergwand bereits stärker aufgezehrt als dort, und namentlich war hier im breiten, ebenen Linththal das seitliche Abfliessen der Trümmer weniger gehemmt als im engen, vom alten Bergsturzwalle des Sackberg-Hochwald durchquerten Klönthale. Der höchste Punkt der Sooler Hügelmasse erhebt sich 230 m, die Sackberg-Schwammhöhe dagegen volle 300 m über den Thalgrund. Eine gerade Linie vom Ende der Schuttmasse ob Schwändi bis zum Kamm der Sooler Brandungswelle besitzt eine Neigung von $9^1/_2{}^0$, während die entsprechende Linie beim Bergsturz aus der Deyenkette fast horizontal verläuft. (Vergl. Profil 1 und 2, Tafel I, und Profil 4, Tafel II.)

Das Kartenbild der Bergsturzablagerung spricht dafür, dass die Bewegung der Trümermasse nicht bloss in einer fächerförmigen Ausbreitung und einem Aufbranden an der östlichen Thalwand bestand. Analog den Erscheinungen

im Klönthale sehen wir bei Schwanden das Trümmerfeld beinahe in der geradlinigen Verlängerung des südlichen Abrissrandes mit ziemlich steiler Böschung unter die jüngern Schuttbildungen zum Thalgrund abfallen, während es sich nordwärts mehrere Kilometer weit in der Richtung des Thalgefälles ausdehnt. Nach dem Aufbranden an der östlichen Thalwand fand also offenbar eine thalauswärts gerichtete Ablenkung des Trümmerstromes statt. Wie *Heim* auf pag. 29 und 30 seiner Abhandlung hervorhebt, geschah dieselbe nicht einfach parallel der Mittellinie des Thales; vielmehr ist es mechanisch und nach der Anordnung der Bergsturzmassen wahrscheinlich, dass die Stromstrichlinie nach der Aufbrandung in nordnordwestlicher Richtung wieder gegen die linke Thalseite geworfen wurde und dann, über Horgenberg und Rüti verlaufend, auf den Fuss des Vorderglärnisch aufstiess. Aus der rückstauenden Wirkung dieses neuen Hindernisses erklärt es sich wohl, dass die Bergsturzmasse hier, unter den Berggütern von Ruchrüti und Grossrüti, so nahe am Nordende des ganzen Schuttfeldes, zu einer Mächtigkeit von über 200 m anschwillt. Für den geschilderten Verlauf der Bergsturzbewegung spricht auch der Umstand, dass der Nordrand des Ablagerungsgebietes vom Bühlen südlich von Ennenda schief über die Thalsohle bis gegen den Fuss des Stöckli am Vorderglärnisch verläuft.

Eine auffällige Erscheinung ist die Einsenkung, welche nördlich von Mitlödi fast die ganze Bergsturzablagerung durchquert und eine förmliche Zweiteilung derselben bewirkt. Man könnte versucht sein, darin eine Erosionswirkung der Hansliruns und des Milchbaches zu sehen. Allerdings erinnert der cirka 150 m hohe und mindestens 30—35° steile Abhang, mit dem die Sooler Hügelmasse im Spältiwald gegen diese Einsenkung ins Hüsligut abfällt, auf den ersten Blick an ein altes Flussufer. Allein cirka 30 m über der Schuttkegelfläche des Milchbaches geht dieses Steilbord in ein Bergsturzblockwerk über, das mit seinen unregelmässigen Terrainwellen und muldenförmigen Vertiefungen als eine unveränderte, ursprüngliche Bergsturzoberfläche betrachtet werden muss. Ebenso sehen wir nördlich vom Hüsligut die Bergsturzmasse mit sanft gerundeten Formen wieder aus der Einsenkung auftauchen, und auf der linken Thalseite verschwindet der Bergsturz beiderseits mit welligen Flächen, die keine alten Bachufer sein können, unter dem Schuttkegel der Hansliruns.

Wir haben es also hier nicht mit einem Erosionseinschnitt der Bäche, sondern mit einem Wellenthal des Bergsturzes zu thun. Das Steilbord im Spältiwald ist wohl als die Abrissfläche zu betrachten, in welcher sich die thalauswärts weiter strömende Schuttmasse von dem bereits zur Ruhe gelangten Trümmerhaufen des Sooler Hügels abtrennte. Zwischen Milchbach und Spältiwald klebt am Verrucanoabhang noch ein Malmblockhaufen, den der nordwärts flutende Trümmerstrom hier liegen liess.

Bedeutende Schwierigkeiten bereitet der Erklärung eine durch das ganze Ablagerungsgebiet hindurch zu beobachtende Terrassierung der Bergsturzoberfläche. Zwischen Schwändi und Mitlödi geht die sanft gegen die Mittellinie des Thales geneigte, leicht wellige Bergsturzfläche auf einer 800—900 m langen Linie plötzlich in einen bis 200 m hohen, steil zur Thalrinne der Linth abfallenden Abhang über, der, namentlich im nördlichen Abschnitt, wieder in viele übereinander liegende Terrässchen und Steilborde aufgelöst ist. Der südliche Abschnitt dieses Steilhanges wird durch die ziemlich breite Terrasse unterbrochen, welche die Häuser von Schlatt trägt. Das über dieser Terrasse liegende Steilbord setzt sich südlich von der Guppenruns, im Eichwald, fort, durchquert dort, an Höhe rasch abnehmend, den ganzen früher erwähnten Verrucanoblockschwarm und läuft auf die Terrasse von Däniberg aus.

Ein ganz entsprechendes Phänomen beobachten wir auch nördlich vom Schuttkegel der Hansliruns, in dem links der Linth liegenden Bergsturzhaufen zwischen Horgenberg und Glarus. Das bewaldete Bergsturzgebiet wird hier auf fast 1 km Länge von einem 35—40° geneigten Steilborde durchsetzt, das z. B. unterhalb Grossrüti wohl 100 m hoch ist und am obern Rande stets durch eine scharfe Kante begrenzt ist. Auch das niedrige Hügelwerk, das den Fuss dieses Steilbordes begleitet, zeigt, besonders schön bei Schweizerhaus und Leimen, einen sehr auffälligen Wechsel von scharf modellierten Steilborden und Terrässchen. (Vergl. Fig. 1, Tafel I.)

Die Terrassierung des Bergsturzgebietes ist eine so durchgreifende, dass sie keine bloss zufällige Erscheinung sein kann. Auf den ersten Blick wird man versucht sein, sie als eine Erosionswirkung der Linth zu betrachten, um so mehr, als die Steilborde im allgemeinen der Längsrichtung des Thales folgen und die grössern Terrassen etwas thalauswärts geneigt zu sein scheinen.

Bei einer nähern Prüfung der Erscheinung muss man jedoch diese Erklärung aufgeben, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die Steilborde besitzen zwar eine Böschung von 30—45° und sind oben meist durch eine scharfe Kante begrenzt wie die Steilufer eines Gewässers, das sich in eine Schuttbildung eingeschnitten hat; allein es fehlen ihnen die für letztere charakteristischen, durch Abrutschungen entstandenen scharf modellierten Hohlformen.

2. Während die Steilborde thatsächlich an die Steilufer eines Gewässers erinnern, gehen den Terrassen alle Eigenschaften echter Erosionsterrassen ab. Vor allem sind sie nicht horizontal und eben wie die Terrassen, die ein wasserreicher Fluss erzeugt; wir vermissen durchaus die Regelmässigkeit, welche z. B. die Erosionsterrassen des Löntsch auszeichnet. So ist die Terrasse von Schlatt ob Mitlödi 10—20° gegen den Thaleinschnitt geneigt, stellt also nur eine etwas flachere Partie des ganzen Steilabhanges dar. (Vergl. Profil 2, Tafel I.) Ferner weisen alle Terrassen mehr oder weniger grosse Unebenheiten, wellenförmige Erhöhungen und Vertiefungen auf; ja mancherorts, namentlich im Gebiet oberhalb Schweizerhaus und Leimen, sitzen auf denselben förmliche kleine Hügel von 10 und mehr Meter Höhe, die nicht nur gegen die Thalrinne, sondern auch gegen das über der Terrasse stehende Steilbord abfallen.

Man könnte vermuten, diese Unebenheiten rühren von Moränen her, die auf einst regelmässige Erosionsterrassen abgelagert worden seien. Es sind nun thatsächlich mancherorts, namentlich oberhalb Schweizerhaus, die Terrassen von Grundmoräne bedeckt; allein an mehreren Stellen können wir uns leicht überzeugen, dass die den Terrassen aufsitzenden kleinen Hügel aus Bergsturzmaterial bestehen. So liegt oberhalb Schweizerhaus am Fusse des hohen Steilbordes ein über 10 m hoher, kegelförmiger Hügel, der ganz aus eckigen Malmblöcken besteht. Die Schuttgrube neben der Landstrasse bei Schweizerhaus beweist, dass der kleine Hügel, der hier über die allgemeine Oberfläche einer Terrasse aufragt, bis zum Scheitel aus fein zerschlagener Troskalk-Bergsturzbreccie zusammengesetzt ist und nur auf der Nordseite eine cirka 30 cm dicke Moränenschicht trägt. Eine Schuttgrube am Strässchen Mitlödi-Schlatt und andere kleinere Entblössungen auf der Schlattterrasse zeigen, dass hier die Moränendecke kaum 1 m Mächtigkeit erreicht und grösstenteils ganz fehlt, so

dass sie die bedeutenden Unebenheiten dieser Terrasse nicht erzeugt haben kann. Manche der in Frage stehenden Terrassen haben also nach Form und Material den Charakter einer ursprünglichen Bergsturzoberfläche, und nur der Kontrast mit den darüber stehenden Steilborden lässt sie als Terrassen erscheinen.

3. Auf den Terrassen ist bis heute noch kein geschichteter Linthkies gefunden worden. In den Lücken zwischen den Blöcken des Verrucanoschwarmes im Eichwald fehlen Sand und Geschiebe und die Blöcke selbst zeigen keine Rundung.

4. Die oberen Terrassen sind so hoch gelegen, dass man nicht annehmen kann, sie seien durch die über die Bergsturzbarrière wegfliessende Linth geschaffen worden. Das vor der Bergsturzbrandungswelle liegende Wellenthal, das die Linth als Überlaufskanal benutzte, lag entschieden tiefer als die Basis des Steilbordes im Eichwald, und thalauswärts, bei Mitlödi und Mühlefuhr, sehen wir die ursprüngliche Bergsturzoberfläche tief unter den Terrassen bis nahe auf die heutige Thalsohle heruntersteigen. Die obersten Terrassen bei Schweizerhaus und Leimen liegen so hoch, dass sie, wenn man sie mit einem der Linth entsprechenden Gefälle thalauswärts verlängern würde, eine Bergsturzmasse verlangen würden, die hoch über Glarus hinweg noch mehrere Kilometer weit über den thatsächlichen Rand der Ablagerung hinausreichen würde.

So wenig die Linth die Terrassierung geschaffen hat, so wenig können wir sie als ein Produkt der menschlichen Kulturarbeit erklären, wie dies *Früh* für die Lössterrassen des St. Galler Rheinthals thut [1]). Die bedeutende Höhe mancher Steilborde, die grossen Unebenheiten der Terrassen, ihre Bestreuung mit Bergsturzblockwerk und der Umstand, dass sie nur Wald und Weide tragen, aber niemals als Ackerland benutzt wurden, verbieten eine solche Annahme gänzlich. Allerdings sind die Terrassen mit Wohnhäusern, Ställen und Heugaden bestreut; sie haben die Siedelungsverhältnisse beeinflusst, aber sie sind kein Produkt derselben.

Hiernach wird es wahrscheinlich, dass die Terrassierung eine primäre Erscheinung der Bergsturzablagerung war.

---

[1]) *J. Früh,* Der postglaciale Löss im St. Galler Rheinthal. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1899, pag. 185 und 186.

Heim erwähnt in seiner Abhandlung (pag. 16 und 17), dass am linken Ufer der Guppenrunse, an dem Wege, der, von der Schlattterrasse herkommend, die Guppenrunse kreuzt, Flyschschiefer mit einheitlicher Schichtstellung entblösst sind. Wenn dieser Flyschschiefer anstehend wäre, wie *Heim* anzunehmen geneigt war, so würde also hier eine vom Glärnischfuss aus ins Linththal vorragende Flyschterrasse unter dem Bergsturz verborgen liegen. Da nun der Flyschaufschluss gerade in der Streichrichtung des grossen über der Schlattterrasse stehenden Steilbordes liegt, kann man vermuten, die äussere Kante jener supponierten Flyschterrasse habe den auffälligen Gefällsbruch in der Bergsturzoberfläche bewirkt. Bei einer genauern Untersuchung der Flyschentblössungen ergiebt sich jedoch, dass auch diese Annahme fallen gelassen werden muss.

Von der von *Heim* beschriebenen Stelle an abwärts sind auf einer 200 bis 300 m langen Linie in allen Anrissen des linken Guppenrunsenufers Flyschschiefer zu beobachten. Die Schiefer derselben Entblössung sind allerdings meist ziemlich regelmässig gestellt; allein von einer Entblössung zur andern wechselt die Stellung rasch. Im obersten Anriss am Wege stehen sie fast senkrecht, wenige Meter tiefer unten am Runsenufer liegen sie horizontal und später fallen sie nordwärts in den Schuttberg hinein. Die scheinbar anstehenden Schiefermassen sind auch kein kompakter Fels, sondern innerlich zerrüttet und zerbrochen. Ferner treffen wir an zwei Stellen, in der Schuttgrube am Strässchen zwischen Schlatt und Schwändi und cirka 80 m unterhalb des von Schlatt nach Brand führenden Weges regellos gelagerte, zersplitterte Flyschschiefer vermischt mit Malmbergsturzbreccie, in welche auch einzelne Stücke des gleichen feinkonglomeratischen Verrucanos eingestreut sind, der den Verrucanoblockschwarm des benachbarten Eichwaldes zusammensetzt. Endlich tritt in einem Terraineinschnitt am linken Rande des Guppenrunsenschuttkegels auf cirka 30 m Länge unter einer dünnen Decke von Runsenschutt eine Trümmerbildung zu Tage, die ausschliesslich aus grossen, regellos gestellten Nummulitenkalkblöcken, zersplitterten Stücken von Nummulitensandstein und Flyschschiefer nebst vereinzelt eingestreuten Splittern des violetten, feinkonglomeratischen Verrucanos besteht. Aus diesen Beobachtungen müssen wir schliessen, dass die an der Guppenrunse entblössten Flyschschiefer nicht anstehend sind,

sondern einem langen, dem auf dem rechten Runsenufer liegenden Verrucanoschwarm parallel verlaufenden, aus Flyschschiefer und Nummulitenkalk bestehenden Schlierenschwarme des Bergsturzes angehören, der aus dem untersten, vom Bergsturzschutt verhüllten Teile des Abrissgebietes stammen muss. Wir haben also auch keinen Anlass, eine unter dem Bergsturz verborgene Flyschterrasse anzunehmen, die das grosse Steilbord der Bergsturzmasse zwischen Schwändi und Mitlödi verursacht hätte.

Ich führe hier noch einen Versuch zur Erklärung der Steilborde an, auf den ich durch Herrn Professor *Heim* aufmerksam gemacht wurde. Wie er in seiner Abhandlung (pag. 31) sehr einleuchtend auseinandersetzt, wurde während der Eiszeit die allmähliche Abwitterung der Bergabhänge durch die Gletscher, welche die Thäler bis in grosse Höhe ausfüllten, gehindert, während die Verwitterungsvorgänge doch gleichzeitig die Gesteine tiefer und tiefer auflockerten. Mit dem Rückzuge der Gletscher schwand der den Absturz verhindernde Gegendruck, und mancherorts stürzten nun gewaltige Massen des gelockerten Gesteins auf einmal ins Thal. Es ist nun von vornherein wahrscheinlich, dass dieser Absturz nicht erst lange Zeit nach dem Rückzuge des Gletschers, sondern recht bald nach seinem Verschwinden, vielleicht sogar schon während der Rückzugsperiode stattfand. So ist es gedenkbar, dass, als der Bergsturz von Glärnisch-Guppen niederging, die Zunge des Linthgletschers noch im Thalgrunde zwischen Schwanden und Glarus lag. Als dann das Eis unter dem Bergsturze schmolz, sank derselbe in der Mittellinie des Thales ein, wobei er sich von dem auf festem Grunde ruhenden Schutte in steilen Flächen abtrennte. Der Umstand, dass die grossen Steilborde ungefähr in der Längsrichtung des Thales verlaufen, würde dieser Anschauung sehr wohl entsprechen; aber zwingende Gründe für die Richtigkeit derselben können wir nicht anführen.

Am ehesten lässt sich vielleicht die Terrassierung der Bergsturzoberfläche durch die Art und Weise erklären, wie die Trümmermasse zur Ruhe kam. Man darf wohl annehmen, dass die Bewegung des gewaltigen Schuttstromes nicht an allen Punkten im gleichen Momente aufhörte. Der hintere Teil desselben konnte infolge Reibungswiderständen und Abgabe der mechanischen Energie an die vor ihr liegende Trümmermasse zum Stillstand gelangen,

während letztere ihre Bewegung fortsetzte, wobei sie sich von dem ruhenden Teile des Schuttstromes in einer steilen Fläche lostrennte. Der gleiche Vorgang konnte sich innerhalb der weiter strömenden Schuttmasse in rascher Folge mehrfach wiederholen und so eine Serie von treppenförmig übereinander stehenden Steilborden und dazwischen liegenden welligen Terrassen erzeugen. So liessen sich also die Steilborde der Bergsturzablagerung als Abrissflächen innerhalb der bewegten Trümmermasse auffassen.

4. Dimensionen des Bergsturzes.

Heim teilt in seiner Abhandlung (pag. 30 und 31) hierüber folgende Zahlen mit:

Kubikinhalt der Ausbruchsnische 720,000,000 m^3.

Kubikinhalt der Bergsturzablagerung 800,000,000 m^3.

Areal der Bergsturzablagerung $8{,}_8$ km^2.

Dicke des Trümmerstromes durchschnittlich 50—100 m, stellenweise 150 bis 200 m.

Länge des Trümmerstromes, in der gekrümmten Stromstrichlinie gemessen, 7 km.

Grösste Breite des Trümmerstromes 3 km.

Nach meiner Bergsturzkarte bedeckte der Trümmerstrom eine Fläche von 10 km^2. Sein Gesamtgefälle beträgt 800 m und die durchschnittliche Böschung seiner Stromstrichlinie $6^0\ 30'$. Der Vertikalabstand zwischen dem oberen Rande der Ausbruchsnische und dem vordern Ende des Ablagerungsgebietes misst 1900 m und die gekrümmte Mittellinie des ganzen Bergsturzgebietes besitzt eine Böschung von $12^0\ 15'$.

C. Accumulations- und Erosionsvorgänge im Bergsturzgebiet.

1. Stauung von Linth und Sernft.

Die mächtige Bergsturzbarrière, die sich bei Schwanden quer über das Thal gelegt hatte, musste Linth und Sernft aufstauen und sie zwingen, ihre Geschiebe hinter dem Stauriegel abzulagern. *Heim* hat in seiner vielfach citierten

Abhandlung (pag. 22 und 23) die Kiesterrassen, die zwischen Schwanden und Leuggelbach als Beweise für diese Aufstauung sich erhalten haben, bereits eingehend besprochen.

Die grösste dieser Terrassen, die „Matt", lehnt sich beim Dörfchen Thon im Niveau von 560 m an den Bergsturz an und erstreckt sich als vollkommen ebene, bis 400 m breite Fläche 30—35 m hoch über der Thalsohle 900 m weit bis dicht vor das Dorf Nidfurn, wo sie im Niveau von 570 m durch eine alte Linthserpentine unterbrochen wird [1]). Die grosse Kiesgrube am Bönigerrain neben der Eisenbahnlinie südlich von Nidfurn und andere kleine Aufschlüsse beweisen, dass auch die 20—30 m hohe Terrasse, die von Nidfurn bis Leuggelbach an die linke Thalwand sich anlehnt, wenigstens zum Teil aus geschichtetem Linthkies zusammengesetzt ist. Ihre unebene Oberfläche wird von andern Schuttmassen gebildet, die später besprochen werden sollen. Südlich von Leuggelbach ist bis jetzt kein Terrassenkies beobachtet worden. Die auffällige Schuttterrasse, die einen Teil des Dorfes Luchsingen trägt, ist nach ihrer sehr unregelmässigen Oberfläche und den Felsblöcken zu schliessen, mit denen sie übersät ist, wahrscheinlich als eine Moräne zu betrachten.

Auf der rechten Thalseite finden wir über dem Südrande des Dorfes Schwanden an dem steil zur Linth abfallenden Abhang des Bühlwaldes drei treppenförmig übereinander liegende Stauterrassen. Die mittlere und breiteste derselben trägt den Bauernhof „Bühl" und liegt im Niveau von 555 m in einer Ebene mit der Matt. Die oberste, die Terrasse „Oberbühl", enthält das Reservoir für die Wasserversorgung von Schwanden, ist nur 10—20 m breit, aber cirka 300 m lang und liegt nach den anlässlich der Reservoirbaute ausgeführten Messungen volle 70 m über der Linth im Niveau von cirka 590 m. Wie *Heim* in seiner Abhandlung mitteilt und wie ich selbst beobachtete, zeigte sich bei den Grabarbeiten für das Reservoir die Terrasse aus feinem Flussgeschiebe aufgeschüttet, in welchem Verrucano und eocäne Gesteine weitaus vorherrschten, so dass sie als eine Ablagerung des Sernft betrachtet werden

[1]) Die meisten Zahlenangaben dieses Abschnitts sind dem Situationsplan der Eisenbahnlinie Glarus-Linthal entnommen, der mir vom kantonalen Baubureau freundlichst zur Benutzung überlassen wurde. Derselbe stellt den Thalgrund im Massstab 1 : 5000 mit Höhenkurven von 2,5 m Äquidistanz dar. Profilfigur 16 ist ebenfalls nach diesem Plane gezeichnet.

muss. Es folgt hieraus, dass die Bergsturzbrandungswelle von Sool das Sernftthal nicht völlig absperrte und dass also Linth und Sernft hinter dem Bergsturzdamme einen zusammenhängenden Stauboden aufschütteten, der sich nicht nur weit rückwärts ins Linththal, sondern auch ins Sernftthal hinein erstreckte.

Wir finden nun thatsächlich Reste dieser ins Sernftthal hineinreichenden Geschiebeaufschüttung, und zwar an derjenigen Stelle, wo sie vor der nachfolgenden Ausspülung durch den Sernft am ehesten geschützt war, nämlich in der Nische zwischen der Bergsturzbrandungswelle und dem benachbarten Verrucanoabhang. Hier liegen drei sehr deutliche, mit konkaven Steilrändern gegen das Sernftthal abfallende, horizontale Terrassen stufenförmig übereinander. Die unterste erhebt sich nur wenige Meter über den Thalboden und trägt die Sernftthalstrasse; die mittlere besitzt ungefähr die Höhe der Terrasse von Bühl und die oberste, auf der der südlichste Teil des Dörfchens Sool steht, liegt ziemlich genau in der Höhe der Oberbühlterrasse, bei cirka 590 m. Im Oktober 1895 konnte ich mich anlässlich einer Fundamentgrabung überzeugen, dass sie thatsächlich aus geschichtetem Sernftgeschiebe besteht, worin Verrucano und eocäne Gesteine stark vorherrschen.

Da der innere Teil der tiefen Grenzfurche zwischen Bergsturzbrandungswelle und anstehendem Verrucano nicht mit Geschieben ausgefüllt worden ist, dürfen wir annehmen, dass die Terrasse von Sool und Oberbühl, *also das Niveau von 590 m, die oberste Grenze der Geschiebeaufschüttung* bezeichnet.

Ein Rest dieses höchsten Staubodens ist vielleicht auch die gegenüber der katholischen Kirche von Schwanden auf dem Bergsturzrande liegende Terrasse von Unter-Däniberg. In Wegen und in kleinen Bodenanschürfungen sieht man hier in der That runde Geschiebe, darunter Verrucano und Flyschsandsteine; allein die Aufschlüsse sind zu ungenügend, um entscheiden zu können, ob wir es mit Flussgeschiebe oder mit Moräne zu thun haben. Eben so unsicher bleiben wir bei der Beurteilung der cirka 20 m über der Matt liegenden Terrasse, auf welcher der oberste Teil von Thon steht. Nach den Liasblöcken zu schliessen, die auf der Oberfläche und an dem gegen die Matt abfallenden Steilborde zu Tage treten, besteht sie wenigstens in ihren oberen Partien aus Gehängeschutt des benachbarten Glärnisch.

Die Kiesterrassen von Sool und Schwanden beweisen, dass in dem durch den Bergsturz abgedämmten Thalbecken eine Geschiebeaufschüttung stattfand, die bei Schwanden 70 m hoch über den heutigen Thalgrund, bis ins Niveau von 590 m hinaufreichte.

Es ist nun noch die Frage zu prüfen, ob diese Geschiebeaufschüttung in einem grossen Bergsturzsee stattfand. *Heim* bemerkt auf pag. 23 seiner Abhandlung, „dass der Fluss möglicherweise lange durch den Bergsturzdamm durchsickern konnte, ohne einen See bilden zu müssen, und die Bergsturzbarrière nur für seine Geschiebe ein Staufilter war".

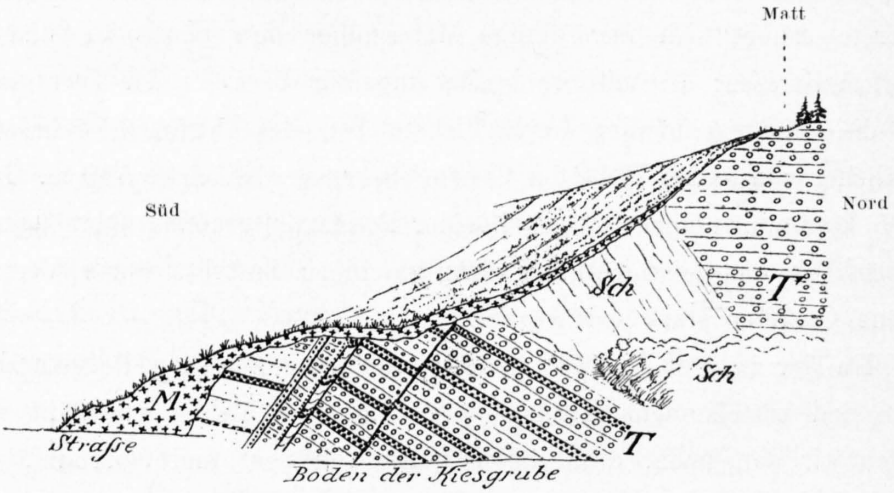


Fig. 13. **Die Deltaschichtung mit Verwerfungen in der Kiesgrube am Haltenrain bei Nidfurn.**
T = Stauterrassenkies der Linth; M = Moräne; Sch = abgerutschter oder künstlich aufgehäufter Schutt.

Diese Anschauung scheint in der That den Erscheinungen der Stauschottermassen sehr wohl zu entsprechen. Vor allem ist es eine auffällige Thatsache, dass in den tief unter der oberen Grenze der Kiesaufschüttung liegenden Kiesgruben die Linthgeschiebe horizontal geschichtet sind. Erst an einer einzigen Stelle konnte bisher echte Deltastruktur beobachtet werden. In der grossen Kiesgrube, die nördlich von Nidfurn neben der Landstrasse an der Südostecke der Matt angelegt ist, zeigen die Kies- und Sandlagen gegenwärtig in einem 3 m hohen frischen Anschnitt sehr schöne 30—32° nach Norden fallende Schichtung (Fig. 13). Mehrere nebeneinander liegende, rechtwinklig zur Schichtung verlaufende Verwerfungen, deren Sprunghöhe jedoch meist nur wenige Centimeter beträgt, durchkreuzen die Kiesmasse. Über den schiefen

Kiesschichten aber liegt in 20 m Mächtigkeit horizontal geschichteter Kies bis an die Kante der Mattterrasse hinauf, die selbst noch mindestens 20 m unter dem Niveau der obersten Stauterrasse liegt. Bemerkenswert ist auch die Thatsache, dass im nördlichen Teile derselben Kiesgrube horizontal geschichtete, verkittete Linthschotter 2—3 m unter das Niveau der schief gestellten Kiesschichten hinunterreichen. Ferner tritt $1{,}_2$ km weiter südwärts am Steilbord neben der Eisenbahnlinie bei 550 m, also genau im gleichen Niveau mit der vorhin besprochenen Deltaschichtung, hart verkitteter Linthkies zu Tage, dessen Schichten fast völlig horizontal liegen und nur an einer Stelle 10—15° nordwärts fallen. Unter 550 m hinunterreichende Aufschlüsse sind leider gegenwärtig nicht zu beobachten; aber es scheint doch, dass schiefe Deltaschichtung nur lokal vorhanden ist.

Mit der Anschauung, dass die Schottermassen hinter Schwanden nicht in einem tiefen Bergsturzsee mit oberirdischem Abfluss abgelagert worden sind, steht noch eine andere Erscheinung im Einklang. Hätte hinter der Bergsturzbarrière ein oberirdisch abfliessender See von über 70 m Tiefe und 6 km Länge existiert, so hätte der wasserreiche Fluss bei dem vermehrten Gefälle, das der Bergsturz schuf, gewiss sich kräftig in den Trümmerwall einsägen müssen, bevor das grosse Seebecken ganz mit Geschieben ausgefüllt gewesen wäre. Nun aber sehen wir bei Schwanden die ursprüngliche, durch keine spätern Erosionsvorgänge veränderte Bergsturzoberfläche bis auf das Niveau der obersten Stauterrassen heruntersteigen, und weiter nordwärts sinkt dieselbe wiederholt bis nahe auf das heutige Linthbett herunter. Die Sohle des Wellenthales, das die Linth als Überlaufskanal benutzte, lag allem Anscheine nach nirgends höher als die höchste Staukiesterrasse. Das Einschneiden der Linth in die Bergsturzbarrière begann also erst, als das hinter derselben liegende Thalbecken durch die Geschiebe der Linth und des Sernft vollständig ausgefüllt war.

Die innere Struktur der Staukiesmassen und die auffällig hohe Lage ihrer obersten Terrassen deuten also darauf hin, dass Linth und Sernft nicht zu einem tiefen, über die Bergsturzbarrière abfliessenden See aufgestaut waren, sondern am Rande des Trümmerwalles versiegten, nachdem sie auf dem dahinter liegenden Thalboden ihre Geschiebe ausgebreitet hatten. Die Geschiebeauf-

schüttung fand so lange statt, bis sie ins Niveau der vor der Bergsturzbrandungswelle liegenden Einsattelung hinaufgewachsen war und der Fluss damit Gelegenheit fand, über die Barrière hinweg zu fliessen. Während der Periode der Flussstauung existierte wahrscheinlich im vorderen Teile des abgedämmten Thalbeckens zeitweilig ein seichter Stauweiher, dessen Dimensionen mit dem Wasserstande des Flusses sich änderten. An seinem Rande mögen die lokal auftretenden schiefen Kiesschichten und auf seinem Boden die Lehmbänke sich abgelagert haben, die nicht selten zwischen die Kieslagen eingeschaltet sind.

2. Der neue Thaleinschnitt der Linth.

Nach der grossen Geschiebeaccumulation begann nun im Bergsturzgebiete eine Periode kräftiger Erosion. Freilich reduziert sich nach unsern frühern Betrachtungen über die Terrassierung des Bergsturzes der von der Linth aus demselben herausgespülte Erosionskanal auf eine verhältnismässig schmale und wenig tiefe Rinne. Am kräftigsten ist dieselbe bei Schwanden ausgebildet. Ihr Boden ist dort cirka 200 m breit und am Sooler Hügel reichen die Steilufer, in denen Sernft und Linth den Bergsturzhaufen angeschnitten haben, bis 150 m hoch über den Thalgrund hinauf. (Profil 1, Tafel I.) Die obere Kante des Ufers sinkt jedoch schon bei der Weberei Steg-Mitlödi fast auf den Thalboden. Erst im Mühlefuhr bei Ennenda erhebt sie sich wieder höher, steigt aber nirgends 50 m über die Thalsohle, und diese selbst ist auffällig schmal. Jüngere Schuttbildungen, die sich in den Lintheinschnitt abgelagert haben, erschweren freilich mancherorts, namentlich nördlich von Mitlödi, die Beurteilung seiner ehemaligen Dimensionen. Jedenfalls stehen sie weit zurück gegenüber denjenigen des Löntschthales mit seinen hohen Steilufern und hoch gelegenen Erosionsterrassen. Die Vergleichung der beiden jungen Erosionseinschnitte zeigt sehr augenfällig, dass die Grösse der Erosionsarbeit eines Gewässers nicht nur von seinem Wasserreichtum, sondern namentlich auch von seinem Gefälle abhängig ist. (Vergl. Profil 3, Tafel I, und Profil 8, Tafel II.)

In dem Masse, wie die Thalrinne im Bergsturzgebiet sich vertiefte, schnitten sich Linth und Sernft auch in die Staukiesmasse ein. In weit geschwungenen Serpentinen hin- und herwandernd, erodierten sie nicht nur in vertikaler,

sondern sehr stark auch in horizontaler Richtung, und modellierten allmählich die früher besprochenen Kiesterrassen, die als Reste der ehemals einheitlichen, von einer Thalwand zur andern reichenden Geschiebeaufschüttung sich bis heute erhalten haben.

In der Sohle des neuen Thaleinschnittes treten sowohl im Gebiet des Bergsturzes als namentlich auch in demjenigen der Kiesterrassen zahlreiche Quellen zu Tage. Die bemerkenswertesten sind die Quellen am rechten Linthufer südlich von Mühlefuhr, die grosse Quelle von „Mühle“ bei Mitlödi und diejenige im Gute „Brunnen“ südlich von Nidfurn. Leider steht ihre tiefe Lage einer ausgiebigen technischen Verwertung hindernd im Wege.

3. Die Bachschuttkegel im Bergsturzgebiet.

Der bedeutendste unter den Wildbächen, die vom Glärnisch her das Bergsturzgebiet betreten, ist die Guppenrunse[1]), deren Sammelgebiet die Ausbruchsnische des Bergsturzes ist. Sie hat sich von Guppen-Unterstafel an bis nach Schwändi hinunter ziemlich stark in den Bergsturz eingeschnitten. Auf ihrem linken Ufer ist hier auf langer Linie eine schmale Erosionsterrasse bemerkbar. Wie eine von dieser Terrasse abzweigende scharf eingeschnittene Rinne beweist, muss sie hier einst für kurze Zeit gegen Schüpfen hinunter geflossen sein. Vom Wygellenspitz an füllte die Runse dicht südlich vom heutigen Schwändi eine Vertiefung in der Bergsturzoberfläche aus und legte dann, über den Südrand des Bergsturzes fliessend, den grossen Schuttkegel an, auf dem Thon und der ganze links der Linth liegende Teil von Schwanden stehen. *Heim* hat in seiner Abhandlung (pag. 13) diesen toten Guppenrunsen-

[1]) Mit der erstmaligen Verbauung dieses gefährlichen Wildbaches wurde im Jahre 1872 begonnen. Sie erstreckte sich von der Einmündung in die Linth bis zur Höhe von 1100 m und kostete Fr. 120,000. Daran leistete der Bund 40 % für die oberen Partien, 33⅓ % für die unteren Partien, der Kanton Glarus 20 resp. 16,7 %, die Guppenrunskorporation den Rest. Beim letzten grossen Muhrgang, am 13. Juli 1889, wurde die Verbauung, bevor sie ganz vollendet war, grösstenteils wieder zerstört. Die neue Verbauung wurde 1890 in Angriff genommen. Sie soll sich bis ans obere Ende der Sienenschlucht, bis zur Höhe von 1340 m erstrecken und im Jahre 1904 vollendet sein. An die Baukosten, welche zu Fr. 330,000 veranschlagt sind, leistet der Bund eine Subvention von 50 %, der Kanton eine solche von 25 %. (Mitteilung des kantonalen Baubureaus.)

schuttkegel bereits besprochen. Im Sommer 1895 konnte man sich bei der Fundamentgrabung für das neue Schulhaus am Südende von Schwanden neuerdings überzeugen, dass wir uns hier auf einem alten Schuttkegel dieses Wildbaches befinden. Auch eine sehr deutliche, leicht in den Bergsturzrand eingeschnittene, verlassene Bachrinne, die sich vom Rütihof oberhalb der katholischen Kirche bis zur Schwändistrasse hinauf verfolgen lässt, erinnert an die Zeit, da die Guppenrunse über die Gegend des heutigen Schwanden in die Linth sich ergoss. Der alte Schuttkegel ist im nördlichen Teile des Dorfes durch die Linth in einem ziemlich hohen Steilborde angeschnitten worden. Im Süden ist er auf die Kiesterrasse Matt hinausgewachsen und beim neuen Schulhaus sinkt seine Oberfläche bis zum Linthniveau hinunter.

Die Guppenrunse hat diesen alten Weg längst verlassen und wendet sich jetzt von Schwändi an direkt nach Osten. Sie hat hier in den Bergsturzabhang eine meist kaum 10 m tiefe Rinne eingegraben und unten auf der Thalsohle einen breiten, vom Kalkofen-Schwanden bis ins Dorf Mitlödi hineinreichenden Schuttkegel abgelagert. Die Dimensionen desselben beweisen, dass der Wildbach seinen jetzigen Lauf schon seit langer Zeit inne hält. Wahrscheinlich fanden jedoch noch in historischer Zeit einzelne Runsenausbrüche in der Richtung gegen Thon und Schwanden statt.

Zwischen Schwändi und Glarus stossen wir auf eine fast ununterbrochene Folge von Schuttkegeln, die vom Fusse des Vorderglärnisch auf die Bergsturzfläche hinausgewachsen sind. Hanslirunse, Hetschisrunse, Jägerrunse und Hofrunse haben ihre Geschiebe zwischen und über das Bergsturzhügelwerk ergossen. Der früher besprochene Wechsel von flachern und steilern Partien der Bergsturzoberfläche hat die Ablagerung dieser Schuttkegel sehr deutlich beeinflusst; wenn jeweilen die Unebenheiten einer Bergsturzterrasse durch den Runsenschutt ausgeglichen waren, überschritt die Runse den äussern Rand derselben, schnitt sich in das darunter liegende Steilbord ein und breitete über die nächst tiefere Terrasse einen zweiten Schuttkegel aus. So sind die Runsen stufenweise immer weiter auf den Bergsturz hinaus vorgedrungen. Doch nur die Hanslirunse, deren Schuttkegel ein grösseres Areal bedeckt als derjenige der Guppenrunse, erreicht die Linth; die übrigen, die nur zeitweise Wasser führen, versiegen auf ihren eigenen Ablagerungen gänzlich. An mehrern

Stellen, z. B. oberhalb Vorderrüti, taucht inselartig mitten in den Schuttkegelflächen die Bergsturzunterlage in Gestalt von niedrigen Hügelchen auf, die mit ihrer Waldbedeckung und dem eckigen Malmblockwerk sich scharf von dem glatten Wiesengrunde der sie umfliessenden Runsenschuttkegel abheben.

Von der häufigen Verlegung der Bachläufe innerhalb des Bergsturzhügelwerks und dem Umherwandern der Runsen auf ihren Schuttkegeln legen zahlreiche verlassene Bachrinnen Zeugnis ab. In der Karte sind nur die auffälligsten derselben verzeichnet. Für das Gebiet der Hanslirunse erwähne ich ein System von Bachfurchen bei Lassingen und Hölzli, einen sehr scharf in hart verkittete Malmbreccie eingeschnittenen toten Runsenlauf zwischen Lassingen und Mitlödi, alte Mündungsrinnen der Runse mit einem kleinen sekundären Schuttkegel bei der Liegenschaft „Achern" nördlich von Mitlödi.

Auf der östlichen Thalseite ist der Bergsturzrand in viel geringerem Masse durch Bachablagerungen verwischt worden. Im Hüsligut und Uschenriet hat der aus dem Schiltgebiet kommende Milchbach unterstützt von der tiefen Runs die Vertiefung zwischen dem niedrigen Bergsturzhügelwerk und der Thalwand mit einem flachen, von fruchtbaren Wiesen bedeckten Schuttkegel ausgefüllt. Wie zwei 250 m nördlich von der heutigen Mündung des Milchbaches scharf in die Bergsturzmasse eingesägte Rinnen beweisen, hat auch dieser Bach an verschiedenen Stellen versucht, über die Bergsturzbarrière hinweg die Linth zu erreichen.

Die oben erwähnten, mitten in den Schuttkegeln auftretenden Bergsturzinselchen und der Umstand, dass die Bergsturzablagerung am Rande der Schuttkegel fast nirgends Erosionsanschnitte zeigt, beweisen, dass die Runsen, abgesehen vom Oberlauf von Guppen- und Hanslirunse, die Bergsturzoberfläche nur in geringem Grade durch Erosion verändert haben, und dass ihre Schuttkegel, wenn sie auch grosse Flächen einnehmen, doch meist nur eine verhältnismässig dünne Decke über den Bergsturz bilden. Ganz anders verhalten sich in dieser Beziehung die meisten Bäche im Bergsturzgebiet des Klönthals. Durch die rasche Vertiefung des Löntschbettes wurden sie veranlasst, sich ebenfalls kräftig in den Bergsturz einzusägen, und der gleiche Umstand verhinderte sie, ausgedehnte Schuttkegel abzulagern. Hier überwiegt die Erosion, dort die Accumulation innerhalb des Bergsturzgebietes.

D. Das Alter des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen.

Aus der Abhandlung *Heims* (pag. 17—21) ist bereits bekannt, dass Moränen unter und auf der Bergsturzablagerung liegen, dass also der Bergsturz in der letzten grossen Interglacialzeit, oder doch wenigstens in der letzten eisfreien Periode der Diluvialzeit, stattfand. Seit dem Erscheinen jener Arbeit habe ich in Bezug auf die Glacialerscheinungen des Untersuchungsgebietes manche neue Beobachtungen gemacht, welche zum Teil ein neues Licht auf die Geschichte des Bergsturzes werfen.

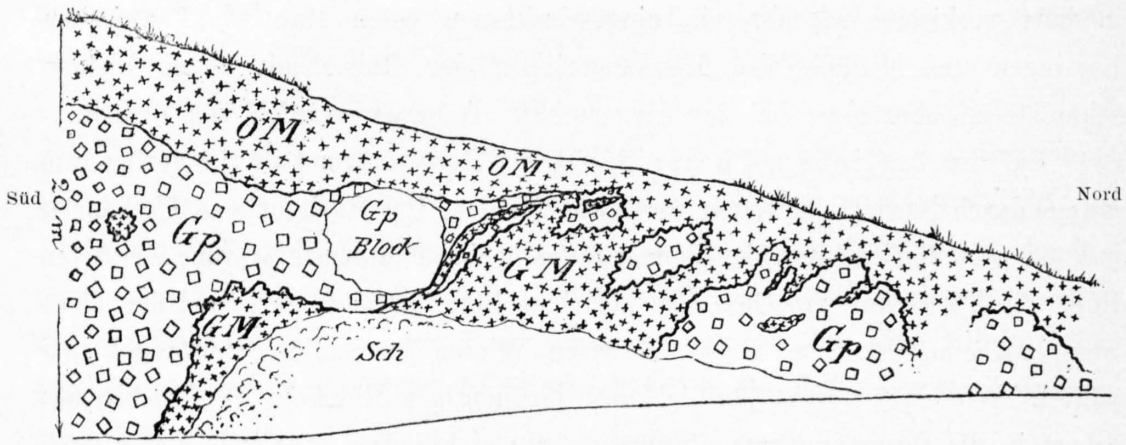


Fig. 14. **Profil, entblösst im „Steinloch" beim Schützenhaus Glarus, Juni 1899.**
Gp = Bergsturz von Glärnisch-Guppen; GM = durch den Bergsturz aufgeschürfte Grundmoräne; OM = auf den Bergsturz abgelagerte Obermoräne; Sch = künstlich aufgehäufter Schutt.

1. Die Moränen unter dem Bergsturze.

Das interglaciale Profil des Bergsturzes lässt sich im „Steinloch" beim Schützenhaus Glarus gut beobachten, wo *Heim* zuerst die unter dem Bergsturze liegende Moräne entdeckte. In der Nordecke der Schuttgrube sehen wir dieselbe in Gestalt von unregelmässigen, thalauswärts aufsteigenden Streifen mehrere Meter hoch in die Troskalk-Bergsturzbreccie emporragen und einzelne scharf begrenzte Fetzen der Bergsturzbreccie umschliessen (Fig. 14). Das merkwürdige Profil, dessen Bild sich übrigens mit der weitern Ausbeutung der Schuttgrube stetig verändert, beweist nicht nur, dass vor dem Bergsturze bereits Moränen im Thalgrunde von Glarus lagen, sondern auch, dass dieselben durch den daherfahrenden Schuttstrom wie durch eine Pflugschar aufgeschürft wurden.

Es verdient noch hervorgehoben zu werden, dass die unter dem Bergsturz liegende und in denselben eingeklemmte Moräne wesentlich anders beschaffen ist, als die dem Bergsturz aufgelagerte, 5—6 m mächtige Moränendecke. Während erstere eine typische, sandige Grundmoräne ist, in welcher gerundetes, geglättetes und gekritztes Material vorherrscht und die für die südlichen und südöstlichen Teile der Glarner Alpen charakteristischen Gesteine, rotes Sernifitkonglomerat, grüner Verrucano, Melaphyr aus der Kärpfgruppe, Taveyannaz- und gewöhnliche graugrüne Flyschsandsteine und Nummulitenkalk reichlich vertreten sind, ist die über der hellen Troskalkbreccie liegende graubraune Schuttdecke eine viel einförmiger zusammengesetzte, blockreiche Obermoräne,

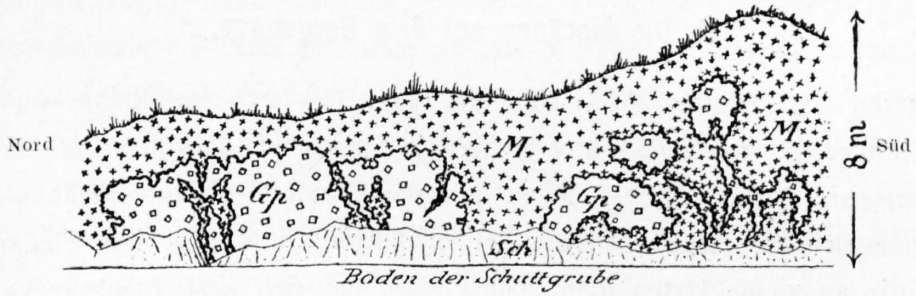


Fig. 15. **Profil, entblösst in der Schuttgrube bei der chemischen Fabrik in Ennenda.**
Gp = Bergsturz von Glärnisch-Guppen; M = Moräne; Sch = abgebröckelter Schutt.

in welcher gekritzte Geschiebe und die Verrucano- und Eocängesteine der südlichen Glarneralpen nur spärlich vorkommen.

Ähnliche Erscheinungen wie im „Steinloch" konnten in den letzten Jahren auch in der Schuttgrube neben der chemischen Fabrik Marti & Cie. südlich von Ennenda beobachtet werden. Es war *Heim* bei der Untersuchung im Oktober 1894 bereits aufgefallen, dass hier die Grenzfläche zwischen dem Bergsturz und der darauf liegenden Moräne sehr uneben ist, und dass die Moräne in einigen schlierenförmigen Streifen in die Breccie hinabgreift (pag. 8). Er vermutete deshalb, die Moräne sei nicht jünger als der Bergsturz, sondern es sei hier ebenfalls ältere Moräne durch den Bergsturz aufgepflügt worden und dabei zum Teil auf den letztern zurückgefallen. Bei der weitern Ausbeutung der Schuttgrube gestaltete sich die Grenze zwischen Bergsturz und Moräne immer unregelmässiger, so dass jene Vermutung immer mehr Wahrscheinlichkeit gewann (Fig. 15). Im nördlichen Teil der Grube sah man die braune, lehmreiche

Moräne in schmalen, oft nur wenige Centimeter breiten, messerscharf begrenzten Streifen von unten wie von oben her in die hellgraue, feinsplittrige Troskalkbreccie eindringen. Im mittleren Teile reduzierte sich die letztere auf unregelmässige, in die Moräne eingesprengte Nester. Gegenwärtig sind diese Bergsturzbrecciennester fast ganz ausgebeutet; dagegen setzt sich die Breccie in grössern zusammenhängenden Massen noch unter den Thalboden fort.

Das Auftreten von aufgeschürfter Grundmoräne im „Steinloch" Glarus und in der Schuttgrube bei Ennenda ist um so eher begreiflich, als wir uns an beiden Orten dicht am Rande der Bergsturzablagerung befinden.

2. Die Moränen auf dem Bergsturze.

In der Abhandlung *Heims* sind auf pag. 17—21 eine Reihe von Thatsachen mitgeteilt, welche mit aller Sicherheit feststellen, dass der Linthgletscher den Bergsturz überflutet hat. Nicht nur am Rande der Bergsturzablagerung, sondern auch über ihren mittleren Teilen, 100—200 m über dem Thalgrunde, finden wir an vielen Orten eine Schuttdecke, die sich nach Struktur und Gesteinsmaterial als Moräne erweist. Mancherorts, wie in den Schuttgruben bei Horgenberg, an der Landstrasse bei Schweizerhaus und oberhalb dieser Lokalität, wird die Moränennatur dieser Schuttdecke sofort durch gekritzte, in Lehm eingebackene Geschiebe bewiesen. Wo keine frischen Aufschlüsse vorhanden sind, wie hoch oben auf den Berggütern von Grossrüti, Rüti und Ruchrüti, lassen die zerstreuten roten, grobkonglomeratischen Sernifitblöcke und die in den Fusswegen massenhaft erscheinenden gut gerundeten Verrucano- und Flyschsandsteingeschiebe mit Gewissheit auf die Anwesenheit einer Moränendecke schliessen.

Bei der eingehenden Durchsuchung des Bergsturzgebietes stellte sich immer mehr die grosse horizontale Verbreitung der Moränen heraus; namentlich zeigte es sich, dass sie auch auf den Bergsturzhügeln von Sool und Schwändi, wo wir sie anfänglich vermissten, nicht fehlen. In der Schuttgrube, die nördlich von den Häusern von Sool im Kamme der Bergsturzbrandungswelle angelegt ist, sieht man die Hochgebirgskalkbreccie des Bergsturzes von einer 30—50 cm dicken braunen, lehmreichen Schuttschicht bedeckt, die neben eckigen Trümmern viele gut gerundete Geschiebe von Verrucano, Flyschsandstein und Flyschschiefer,

Malm und Dogger enthält. Verfolgt man die obere Kante des Steilbordes, mit dem der Soolhügel gegen Linth und Sernft abfällt, so trifft man auf ihrer ganzen Länge, von der Weberei Steg-Mitlödi bis ins Sernftthal hinein, eine Schuttdecke, die gänzlich verschieden ist von der darunter liegenden Malmkalkbreccie. Ihre Grundmasse ist eine lehmreiche, gelb- bis rotbraune Erde. Darin steckt ein buntes Gemisch von eckigen Trümmern und runden Geschieben mannigfaltiger Gesteinsarten. Diejenigen des Bergsturzes, Malm, Dogger, Lias, Neocom, sind reichlich vertreten; aber auch Geschiebe und eckige Trümmer von rotem Sernifitkonglomerat und Flyschsandstein des Sernftgebietes kommen daneben häufig vor. Mangels frischer Aufschlüsse fand ich zwar in dieser Schuttdecke bisher keine deutlich gekritzten Geschiebe; allein Struktur und Material derselben berechtigen uns, sie als Moräne zu erklären. Glaciallehm und runde Geschiebe aller Art beobachten wir überall in den Wegen und den Pflanzgärten auf dem Soolhügel, woraus wir schliessen dürfen, dass er eine, vielleicht zusammenhängende, Moränendecke trägt. Sie scheint an den meisten Stellen 3—10 m mächtig zu sein; da und dort sticht jedoch die Bergsturzunterlage durch dieselbe durch.

Erratische Blöcke von Verrucano und Rötidolomit und vereinzelte Reste von Grundmoräne findet man noch an manchen Stellen zerstreut über die Bergsturzhügelmasse zwischen Sool, Mitlödi und Hüsligut.

Im Frühjahr 1899 kam bei Grabarbeiten auch im Gebiete von Schwändi an zwei Stellen, im Innern des Dörfchens und auf dem Hügel nordwestlich davon, typische Moräne mit Glaciallehm und sehr gut geschrammten Geschieben zum Vorschein.

Allein nicht nur oben auf den Bergsturzhügeln, auch im Thalgrunde, an den Ufern der Linth, haben wir reichlich Gelegenheit, Moränen zu beobachten. In der Linthserpentine nordöstlich von Mitlödi wird das rechte Flussufer von einer cirka 8 m hohen Schuttmasse gebildet, die an der Basis aus hart verkitteten Trümmern von Malm und Rötidolomit mit eingebackenen gekritzten Geschieben, oben aus lockerem, bunt gemischtem Moränenschutt besteht. Weiter nordwärts, gegenüber dem Hüsligut, bespült der Fluss auf beiden Seiten fest verkittete, typische Malmbergsturzbreccie von 3—5 m Höhe. Auf dem linken Ufer liegt darüber, im Eisenbahndamm, fest cementierter, horizontal geschichteter

Linthkies, auf dem linken Ufer aber, als Unterlage einer cirka 250 m langen regelmässigen Terrasse, 4—6 m mächtige lehm- und sandreiche Moräne mit vereinzelten gekritzten Geschieben. Nördlich davon taucht die Bergsturzbreccie ganz unter das Linthniveau, und es schwillt in der Linthkurve nordwestlich vom Hüsligut die Moräne zu auffallender Mächtigkeit an. Auf dem linken Ufer beginnt hier eine von der Linth in cirka 20 m hohem Steilborde angeschnittene, leicht über die Basis des Hanslirunsenschuttkegels aufragende Schuttbildung, die östlich von Horgenberg zu einem niedrigen Hügelwerk anschwillt. Ihre Oberfläche ist ganz mit erratischem Material bestreut, und in den Kahlanrissen der Linthkurve tritt ausschliesslich Moräne des Linthgletschers mit schön geschrammten Geschieben zu Tage. Auch das rechte Linthufer wird hier auf 50 m Länge und bis auf 25 m Höhe aus Moräne gebildet. Oberhalb des Moränenufers aber stossen wir auf das Malmblockwerk des Bergsturzes.

Bei Mühlefuhr und Hohlenstein sehen wir die Moräne wiederholt bis auf das Linthniveau hinuntersteigen. Auch die durch ihren Reichtum an rotem Sernifitkonglomerat ausgezeichnete, am rechten Linthufer neben der Eisenbahnbrücke im Mühlefuhr auf cirka 50 m Länge entblösste Trümmerbildung, die *Heim* gestützt auf meine Mitteilungen als einen Verrucanoschwarm des Bergsturzes anzusehen geneigt war (pag. 15 und 16), hat sich bei näherer Untersuchung als Moräne mit vereinzelten gekritzten Geschieben erwiesen.

Wenn auch nirgends eine deutlich primäre Anlagerung von Moräne an ein aus dem Bergsturz modelliertes altes Steilufer der Linth beobachtet werden kann, so scheint doch die grosse Häufigkeit der Moränen an den Linthufern darauf hinzudeuten, dass sie hier grösstenteils nicht auf der ursprünglichen Bergsturzoberfläche, sondern im nachträglich entstandenen Lintheinschnitt sitzen. Ein folgender Abschnitt wird noch genaueres Licht auf diese Frage werfen.

Die auf den Bergsturz abgelagerten Moränen geben zu folgenden allgemeinen Bemerkungen Anlass:

1. Sie besitzen hier eine viel grössere horizontale Verbreitung und grössere Mächtigkeit als im Gebiet des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter. Sie überkleiden oft weite Flächen mit einer zusammenhängenden Decke (Soolerhügel, Bühlen bei Ennenda). Ihre Mächtigkeit bleibt zwar häufig unter 1 m; stellenweise aber, z. B. bei Mühlefuhr und Horgenberg, schwellen sie zu 10—20 m

Mächtigkeit an und scheinen hie und da eigentliche Moränenwälle zu bilden (oberhalb Schweizerhaus und auf dem Bühlen oberhalb Mühlefuhr). Daneben aber giebt es auch wieder ausgedehnte Flächen, wo man zwischen dem Bergsturzblockwerk keine Spur von Gletscherschutt entdecken kann (Eichwald bei Schwanden, Gebiet östlich von Rüti), oder wo nur vereinzelte, zwischen die Malmblöcke eingestreute Sernifitbrocken auf die einstige Übergletscherung hindeuten.

2. An manchen Stellen sind die Moränen durch ihren Reichtum an Malm, Verrucano und eocänen Sandsteinen als typische Moränen des Stammlinthgletschers charakterisiert. Oft aber stammt ihr Material grösstenteils von den nächstgelegenen Bergabhängen, so dass sie als Lokalmoränen bezeichnet werden müssen. So enthält z. B. die Moräne neben der Eisenbahnbrücke im Mühlefuhr neben einigen Stücken von Flyschsandstein ausschliesslich rotes Verrucanokonglomerat, Rötidolomit, Hochgebirgskalk, Schiltkalk und Dogger, gerade die Gesteine, welche im südlichen Schiltgebiet anstehend sind. Im Gletscherschutt auf Schwändi sah ich nur Gesteine der Guppennische mit starkem Vorherrschen des Malm. Offenbar hat der Gletscher auch Material von der Oberfläche des Bergsturzes selbst aufgenommen und nachher wieder auf demselben abgelagert. Die durch diese Umstände bedingte Einförmigkeit des Materials mancher Moränen, die Übereinstimmung desselben mit demjenigen des Bergsturzes und die Armut an gut gerundeten und gekritzten Geschieben macht an manchen Stellen die sichere Abgrenzung der Moränen vom Bergsturze schwierig.

3. Sehr deutlich ist der Einfluss der Moränen auf die Bodenkultur zu erkennen. Wo ihre horizontale Ausdehnung nicht allzu klein ist, tragen sie, wie die Bachschuttkegel, stets fruchtbare Wiesen oder Kartoffelfelder, während die moränenlosen, blockreichen Bergsturzflächen fast stets mit Wald bedeckt sind.

3. Die Moräne in der Ausbruchsnische.

Da die Ausbruchsnische des Bergsturzes älter ist als die letzte Vergletscherung, so ist von vornherein zu erwarten, dass dort ebenfalls Spuren derselben zu finden sind. Wir treffen in der That auf der Alp Mittelguppen bei 1200—1320 m eine prachtvolle Seitenmoräne des alten Guppenfirns, der

einst von den Gehängen des Vrenelisgärtli und Vorderglärnisch in die Bergsturznische herunterstieg. Sie beginnt am Ostrande der Nische, trägt die Alphütte von Mittelguppen und zieht sich auf dem rechten Ufer des Guppenbaches als schön modellierter, bis 30 m hoher Wall wohl 500 m weit ins Innere der Nische hinein. An ihrer Zusammensetzung nehmen vor allem die an der Rückwand der Nische und gegen den Gipfel des Vrenelisgärtli anstehenden Gesteine, Malm, Neocom und Schrattenkalk, und nur in untergeordnetem Masse die Gesteine des benachbarten niedrigen Gehänges, Lias und Dogger, teil, und in der durch die Guppenruns angeschnittenen Basis des Walles findet man viele gut gekritzte Geschiebe. Einige rundliche Rinnen, die unterhalb der Hütte von Mittelguppen teils in den Moränenwall, teils in den anstehenden Rötidolomit und Verrucano eingeschnitten sind, verdanken ihre Entstehung offenbar den Gletscherbächen, die hier einst dem Ende des Gletschers entströmten.

4. Die Beziehung der Moränen zu den Kiesterrassen.

Bei der Prüfung der Frage, ob und in welcher Weise Moränen mit den hinter dem Bergsturze liegenden Stauterrassen in Verbindung stehen, ergaben sich Thatsachen, welche nicht nur eine genauere Bestimmung des Alters des Bergsturzes ermöglichten, sondern auch von allgemeinem geologischem Interesse sind.

Ich habe früher schon die Terrasse erwähnt, die an den Südrand der Kiesterrasse Matt sich anlehnt, die Dörfchen Nidfurn und Leuggelbach trägt und am Südende des letztern wieder auf den Thalgrund heruntersinkt. Schon die vielen über ihre allgemeine Oberfläche aufsteigenden, sanft gerundeten Erhöhungen, die stellenweise die Form von eigentlichen Wällen annehmen, lassen uns vermuten, dass sie als Ganzes nicht eine Kiesterrasse ist, und die Aufschlüsse, die namentlich an dem gegen die Linth abfallenden, 10—30 m hohen Steilborde zu beobachten sind, geben dieser Vermutung recht.

Die früher (pag. 135) besprochenen, nördlich von Leuggelbach an diesem Borde in einer Mächtigkeit von cirka 6 m entblössten, verkitteten Kiesschichten werden von einer 7 m dicken Schuttmasse überdeckt, die durch den reichlich vorhandenen Lehm, die Mischung von eckigem und gerundetem Material und

das Vorkommen zahlreicher gut geschrammter Geschiebe sich als Moräne erweist. Etwa 100 m weiter nordwärts finden wir in der grossen an der Eisenbahnlinie liegenden Kiesgrube am „Bönigerrain“ über der cirka 20 m hohen, stellenweise leicht verkitteten Kieswand eine 2 m dicke Moränendecke mit ausgezeichnet polierten und gekritzten Geschieben. Südlich von der Station Nidfurn ist in einer kleinen Entblössung am gleichen Steilbord wieder deutliche, etwas verschwemmte Moräne zu sehen. Die Lehmgrube, die 100 m nördlich von der Station Nidfurn auf der Thalsohle, im Niveau von 538 m, neben der Eisenbahnlinie liegt, zeigt wieder eckige und gerundete Blöcke und geschrammte Geschiebe, eingebettet in Glaciallehm. Sie beweist, dass der Wall, der hier auf der Thalsohle ruht und westwärts an die Kiesterrasse Matt sich anlehnt,

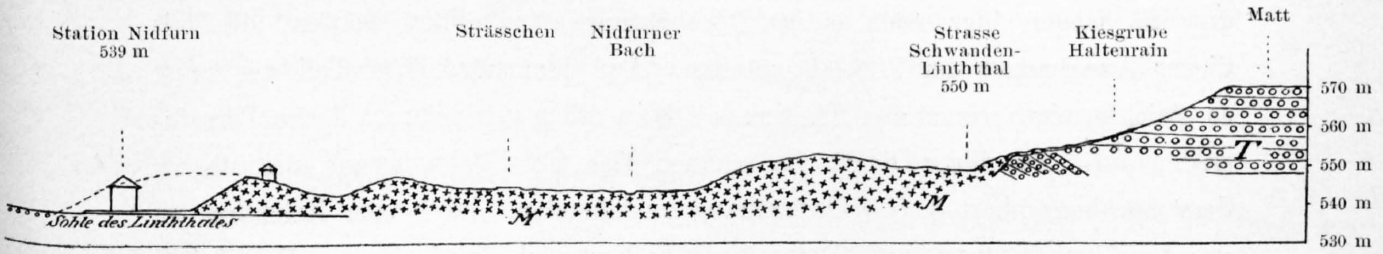


Fig. 16. **Profil Matt-Station Nidfurn.** Massstab 1 : 2000.
T = Stauterrassenkies der Linth. M = Moräne.

eine Moräne ist. Am Südende der grossen Kiesgrube im „Haltenrain“, im Niveau von 550 m, ist der Kontakt des Moränenwalles mit dem Terrassenkies auf ganz kurze Strecke entblösst; wir sehen hier den bunt gemischten, geschrammte Geschiebe enthaltenden Moränenschutt mit den Schichtenköpfen der nordwärts fallenden Sand-, Lehm- und Kiesschichten der Stauterrasse zusammenstossen. (Vergl. Fig. 13 und 16.)

Endlich überzeugen wir uns in einer Schuttgrube westlich vom Dorfe Nidfurn, dass der regelmässige Wall, der hier an den Glärnischfuss sich anlehnt, eine Moräne ist, und gleiche Bildungen sind offenbar die vielen niedrigen Bodenerhöhungen, die wir in dieser Gegend vom Südrande der Matt bis über Nidfurn hinaus beobachten.

Der Gletscherschutt, den wir bei Nidfurn konstatiert haben, überdeckt also die Staukiesterrassen; er lehnt sich an die durch die Lintherosion aus dem Kiese modellierten Steilufer an und liegt bei der Eisenbahnstation Nidfurn

in Gestalt von sanft gerundeten Moränenwällen im Grunde der Thalrinne, welche die Linth in die Staukiesmasse eingeschnitten hat. Diese Moränen sind also jünger als der Terrassenkies, jünger sogar als der jüngste in diesen Kies eingesenkte Thalboden. Die letzte Vergletscherung des Linththales, welche die Moränen auf dem Bergsturze zwischen Glarus und Schwanden und diejenigen auf dem Terrassenkies von Nidfurn ablagerte, fand also erst statt, nachdem die hinter der Bergsturzbarrière liegende Thalmulde mit Flussgeschiebe ausgefüllt war und Linth und Sernft sich bereits wieder bis auf das heutige Thalniveau, vielleicht sogar unter dasselbe, in die Kiesaufschüttung eingesägt hatten.

Es mögen hier noch einige Beobachtungen angeführt werden, die mit dieser Anschauung im Einklang stehen. Auf dem nördlichen Teil der sonst so gleichförmig horizontalen Kiesterrasse Matt fallen uns mehrere flache Terrainwellen auf. Aus ihrer Oberfläche schauen viele Felsblöcke heraus, die alle zu dem am benachbarten Glärnischabhang anstehenden, durch den Reichtum an grossen Quarzkörnern und Dolomitsplitterchen und durch grosse Belemniten charakterisierten Lias gehören. Der grösste derselben liegt in der Ostkante der Matt, direkt über der Wirtschaft im „Wyden", und misst mindestens 50 m^3. Wir haben hier wahrscheinlich eine dem Terrassenkies aufsitzende Moräne vor uns. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass die Liasblöcke einst durch Lawinen an ihren jetzigen Standort transportiert worden sind; noch in diesem Jahrhundert sollen einzelne Lawinen aus dem Gebiet von Vorderrunse und Hinterrunse bis auf die Matt hinausgefahren sein.

Über dem Schuttkegel des Niederenbaches, der östlich von Schwanden sich in den Sernft ergiesst, sind die Bergabhänge mit einem mächtigen geschiebereichen Schuttmantel bekleidet. Der fast gänzliche Mangel an Schichtung und die stellenweise in grosser Zahl vorhandenen gekritzten Geschiebe beweisen, dass diese Schuttbildung nicht, wie man auf den ersten Blick vermuten könnte, zum Stauterrassenkies gehört, sondern Moräne ist, nach ihrem Gesteinsmaterial Moräne des einstigen Niederenthalgletschers. Der Moränenmantel reicht mindestens 200 m hoch über den Thalgrund empor, lehnt sich an den Abhang der Kiesterrassen von Oberbühl und Bühl und steigt, wie manche Auf-

schlüsse beweisen, bis ans Ufer der Linth und des Sernft hinunter. Offenbar ist er erst nach der Ausspülung der Stauschottermassen abgelagert worden.

Wir dürfen nun wohl auch annehmen, dass die Moränen, die wir auffällig reichlich an den Ufern der Linth zwischen Mitlödi und Ennenda angetroffen haben, grösstenteils nicht der ursprünglichen Bergsturzoberfläche aufruhen, sondern in eine aus dem Bergsturz herausgeschnittene Thalrinne abgelagert worden sind.

Es liegt hier nahe, das Mass der Geschiebeführung der Linth für eine annähernde Berechnung des Zeitraumes zu benutzen, der zwischen dem Bergsturze und der nachfolgenden letzten Glacialperiode lag. Wie *Heim* in seinem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ (Bd. I, pag. 323) mitteilt, betrugen die Deltaanschwemmungen der Linth vor 1860 jährlich 80,000 m^3, später nach Ausführung vieler Runsenverbauungen noch cirka 60,000 m^3. Bedenken wir, dass zwar in der Diluvialzeit, wo der Mensch noch keine Runsen verbaute und den Fluss nicht in ein bestimmtes Bett zwängte, die Geschiebeführung beträchtlich grösser sein mochte als heute, dass aber andrerseits für unsere Rechnung nicht das ganze Sammelgebiet der Linth in Betracht fällt, so scheint mir die Geschiebemenge, welche Linth und Sernft in die hinter dem Bergsturze liegende Thalmulde ablagerten, mit 80,000 m^3 per Jahr hoch genug veranschlagt zu sein. Wenn die Geschiebeaufschüttung bei Schwanden bis zum Niveau von 590 m hinaufreichte, so muss sie ein Areal von mindestens 4,5 km^2 bedeckt und einen Kubikinhalt von mindestens 185,000,000 m^3 gehabt haben. Bei einer jährlichen Zunahme von 80,000 m^3 waren für die Ablagerung dieser Geschiebemassen cirka 2300 Jahre nötig.

Viel schwieriger ist es, zu berechnen, welche Zeit die Ausspülung des Thaleinschnittes aus dem Staudelta in Anspruch nahm. Nach meiner Schätzung sind mindestens $^4/_5$ der Kiesaufschüttung wieder fortgeschwemmt worden. Wenn man berücksichtigt, dass der Fluss nicht nur diese Kiesmasse, sondern gleichzeitig auch noch die Geschiebe, mit denen er beim Betreten des Staugebietes bereits beladen war, zu transportieren hatte und überdies sich 10—50 m tief in den 5 km langen Bergsturzhaufen einschneiden musste, so wird man zugeben müssen, dass für diese Erosionsarbeit ein mindestens ebensogrosser Zeitraum nötig war, wie für die Ablagerung der Stauschottermasse. Ich wäre eher ge-

neigt, hierfür einen wohl doppelt so grossen Zeitraum, 4—5000 Jahre, in Rechnung zu stellen. Zwischen dem Bergsturze und der letzten Vergletscherung des Linththales lag also eine eisfreie Zwischenperiode von mindestens 5000—7000 Jahren.

Die Kiesterrassen hinter der Bergsturzbarrière von Schwanden und die damit in Verbindung stehenden Moränen bilden einen neuen Beweis dafür, dass es während der Diluvialzeit auch für die innern Alpenthäler eisfreie Perioden gab, deren Dauer nach Tausenden von Jahren bemessen werden muss.

5. Beziehung zum Bergsturz von Glärnisch-Gleiter.

Nachdem festgestellt ist, dass die grossen Bergstürze von Glärnisch-Gleiter und Glärnisch-Guppen, deren Ablagerungen bei Glarus sich beinahe berühren, beide der Diluvialzeit angehören, ist die Frage gerechtfertigt, welche der beiden Bergsturzmassen die ältere ist. Leider konnte ich bisher keine Beobachtungen machen, die eine sichere Entscheidung der Frage ermöglichen würden. Die Ränder der beiden Bergstürze liegen bei Glarus und Ennenda neben einander, getrennt durch moderne Linth- und Runsenablagerungen, ohne dass man eine deutliche Einwirkung des einen Bergsturzes auf den andern bemerken könnte.

Aus der Art und Weise, wie die früher erwähnten Stauterrassen von Erlen-Glarus und Platte-Ennenda sich an die Front des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen anlehnen, geht zwar deutlich hervor, dass nach diesem Bergsturze bei Glarus eine Aufstauung der Linth stattgefunden hat. Allein die bisherigen Beobachtungen gestatten nicht, mit Sicherheit zu entscheiden, ob diese Stauung durch den diluvialen Bergsturz von Glärnisch-Gleiter oder durch den postglacialen Bergsturz aus der Deyenkette verursacht worden ist. Man möchte sich eher für das letztere entscheiden, wenn man berücksichtigt, dass die Moränen der letzten Eiszeit, die bei Glarus und Ennenda eine fast zusammenhängende Decke über den Guppensturz bilden, am Rande der Stauterrassen plötzlich abbrechen und auf letztern bisher nicht nachgewiesen werden konnten.

Aus dem Umstand, dass der Trümmerstrom des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen heute noch einen zusammenhängenden Schuttkegel darstellt, der von der Linth in einem verhältnismässig schmalen Thälchen durchschnitten wird, während das Trümmerfeld des Gleitersturzes in viele, zum Teil weit auseinander liegende Hügel aufgelöst ist, möchte man schliessen, letzteres sei weit älter als der Bergsturz zwischen Glarus und Schwanden. Man darf jedoch nicht ausser Betracht lassen, dass zwischen Glarus und Netstal die Linth bei der Wegräumung des Bergsturzschuttes durch den rechtwinklig und mit starkem Gefälle einfallenden Löntsch unterstützt worden ist und die Erosion daher in kürzerer Zeit grössere Erfolge erzielen konnte als südlich von Glarus, wo überdies nach unsern frühern Erörterungen (pag. 134—136) während eines längern Zeitraumes die Erosion gänzlich ruhte.

Demnach ist es wohl möglich, dass beide Glärnisch-Bergstürze derselben Periode, dem Anfange der letzten Interglacialzeit, angehören.

E. Übersicht über die Geschichte der Bergsturzgebiete von Glarus und Schwanden.

Aus unsern Ausführungen ergiebt sich, dass die Vorgänge, welche die gegenwärtige Erscheinungsform unseres Untersuchungsgebietes bedingt haben, sich in nachfolgender Reihenfolge abspielten:

1) Zweitletzte Interglacialzeit. Bergsturz am Vorderglärnisch (Stöcklibreccie)?

2) Zweitletzte Glacialzeit. Ablagerung der später durch die Bergstürze aufgeschürften Moränen im „Steinloch“ Glarus, bei der chemischen Fabrik Ennenda und am Forrenbühl Netstal.

3) Letzte Interglacialzeit.

a. Rückzug der Gletscher bis ins Hochgebirge.

b. Bergstürze von Glärnisch-Gleiter und Glärnisch-Guppen.

c. Geschiebeaufschüttung im Linth- und Sernftthale hinter dem Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen.

d. Einschneiden der Linth und des Sernft in die Geschiebeaufschüttung bis mindestens auf das Niveau der heutigen Thalsohle; Reste der Kiesmassen

bleiben als Stauterrassen erhalten. Gleichzeitig Einschneiden der Linth in den Bergsturz zwischen Schwanden und Glarus bis unter das heutige Thalniveau. — Durchthalung des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter durch Linth und Löntsch; im Linththale bleiben einzelne Erosionsrelikte desselben erhalten.

4) Letzte Glacialzeit. Ablagerung der Moränen auf den Erosionsrelikten des Bergsturzes von Glärnisch-Gleiter, auf dem Bergsturze von Glärnisch-Guppen und auf den Staukiesterrassen von Schwanden und Nidfurn.

5) Postglaciale Zeit.

a. Felssturz auf der Nordseite des Deyenstock.

b. Grosser Bergsturz aus der Deyenstock-Wiggiskette. Aufstauung des Klönthalersees bis 60 m über sein heutiges Niveau.

c. Stauung der Linth bei Glarus durch diesen Bergsturz; Geschiebeaufschüttung bis ins Niveau der Terrassen von Erlen-Glarus und Platte-Ennenda (?). Beginn der Durchthalung des Bergsturzes durch den Löntsch; Ausbildung der Löntschläufe über Bäschirüti-Neue Allmeind und über Staldengarten-Riedern. Ablagerung des Löntschschuttkegels.

d. (Gleichzeitig mit 5 *b* und *c*). Durchthalung der Moränen der letzten Eiszeit durch die Linth zwischen Glarus und Luchsingen. Ablagerung der grossen Wildbachschuttkegel im Linththal südlich von Schwanden. Guppenrunsenlauf über Thon.

e. Vertiefung des Löntschbettes bis auf das heutige Niveau. Schwache Neubelebung der Erosion zwischen Netstal und Luchsingen: Einschneiden der Linth in die Staukiesmassen von Glarus und Ennenda; Anschneiden der Wildbachschuttkegel, der Moränen und Kiesterrassen südlich von Schwanden ohne wesentliche Vertiefung des Linthbettes. Ablagerung des Guppenrunsenschuttkegels zwischen Schwanden und Mitlödi.

F. Kritik der Ansichten des Herrn Rothpletz über das Bergsturzgebiet von Schwanden und Glarus.

In dem Abschnitte „Die Grabenbrüche des Linththales“ seines im Jahre 1894 erschienenen Werkes „Geotektonische Probleme“ versuchte Herr Dr. *A. Rothpletz*

nachzuweisen, dass das Linththal beiderseits von Parallelverwerfungen begleitet werde, zwischen welchen ein breiter Streifen des Gebirges grabenartig in die Tiefe gesunken sei, und dass dieses Thal in erster Linie diesen Einbrüchen seine Entstehung verdanke. In seiner Beweisführung spielen die Breccienhügel, die bei Schwanden über den Thalboden aufsteigen, eine wichtige Rolle. Er fasst den Sooler Hügel und die Felsmasse an der Landstrasse beim Kalkofen Schwanden als anstehenden Tithonkalk auf und vertritt die Ansicht, „dieser Kalk sei tektonisch ein Äquivalent des an der östlichen Thalwand anstehenden Sernifites und wie dieser über den Flysch heraufgeschoben, jedoch mit der Überschiebungsfläche selbst infolge einer spätern Querverwerfung in ein tieferes Niveau herabgesunken". Er giebt der behaupteten Verwerfung zwischen Sooler Hügel und Verrucanowand eine Sprunghöhe von 100 m und betrachtet sie als ein Teilstück der grossen Verwerfungsspalte, die nach seiner Ansicht den ganzen östlichen Rand des Linththales begleitet[1]).

Trotz der inzwischen erschienenen Abhandlung *Heims* über den Bergsturz von Glärnisch-Guppen und trotz seiner Kritik der Grabenbrüche des Linththales[2]) hält Rothpletz in seinem Ende 1898, kurz vor der Drucklegung dieser Arbeit, erschienenen Werke: „Das geotektonische Problem der Glarneralpen" an seiner Auffassung des Linththales als Grabenversenkung im allgemeinen und an der oben mitgeteilten Ansicht über die Breccienhügel bei Schwanden im speciellen fest. In der dem Werke beigegebenen Karte erscheinen der Fels beim Kalkofen Schwanden und der Kern des Sooler Hügels als anstehendes Tithon, und auf der Grenze zwischen letzterem und dem Verrucano der östlichen Thalwand zieht *Rothpletz* wieder die Linththalbruchlinie durch. Im Texte freilich widmet er diesem Gegenstande nur wenige Bemerkungen. Er zieht die in den „Grabenbrüchen des Linththales" geäusserten Ansichten nicht in Wiedererwägung, erklärt die von *Heim* vertretene Ansicht, dass die Thalhügel zwischen Schwanden und Glarus von einem grossen Bergsturze herrühren, der aus der

---

[1]) *A. Rothpletz*, Geotektonische Probleme, 1894, pag. 13—18.

[2]) *A. Heim*, Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1895, Heft I.

A. Heim, Rothpletz in den Glarneralpen. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1895, Heft I.

Nische des Glärnisch oberhalb Schwändi ausgebrochen sei, rundweg als unhaltbar und fügt noch einige Betrachtungen über die Trümmerbildungen des Linththales an, die den von *Heim* mitgeteilten und in dieser Arbeit vorgebrachten Thatsachen widersprechen [1]).

Heim hat den grellen Widerspruch zwischen den Thatsachen und den *Rothpletz*schen Anschauungen am besten beleuchtet, indem er darauf aufmerksam machte, dass an der östlichen Thalwand neben dem Sooler Hügel der Verrucano in einer Mächtigkeit von vielen hundert Metern anstehend ist, und dass also die Sooler Hügelmasse, falls sie einen an einer Verwerfungsspalte um 100 m abgesunkenen Schichtenkomplex darstellen würde, nur aus Verrucano und nicht aus Malmkalk bestehen könnte [2]). Nach den Ausführungen *Heims* mag es auch beinahe als überflüssig erscheinen, wenn ich nochmals betone, dass auch die Struktur des Sooler Hügels uns gar kein Recht giebt, ihn als anstehenden Fels zu erklären.

Es entspricht durchaus nicht den thatsächlichen Verhältnissen, wenn *Rothpletz* behauptet, die Breccienstruktur komme im Sooler Hügel nur stellenweise vor. In Wahrheit tritt in sämtlichen Aufschlüssen nur Kalkbreccie zu Tage, und es kann z. B. am Süd- und Westabhange des Hügels, wo sein Inneres durch Kahlanrisse auf eine Ausdehnung von vielen hundert Metern entblösst ist, nirgends auch nur auf eine Erstreckung von einigen Metern eine Bank kompakten Gesteins entdeckt werden. Zwar ordnen sich an den meisten Stellen die Gesteinsbrocken zu schichtförmigen Streifen zusammen; allein die Richtung derselben ändert sich mannigfach, so dass es ganz unmöglich ist, auf grössere Ausdehnung eine einheitliche Schichtung festzustellen. Dass es sich hier eben nicht um echte Schichtung, sondern um eine während der Bergsturzbewegung erzeugte Fluidalstruktur handelt, davon überzeugt man sich z. B. leicht in der grossen Schuttgrube an der „Erlenriesi“ östlich von der Eisenbahnstation Schwanden, wo wir in der frisch entblössten Breccienwand schlierenartig sich verzweigende und rasch sich auskeilende Streifen dunkler Malmkalksplitter in die helle Troskalkbreccie eingeschaltet sehen.

---

[1]) *A. Rothpletz*, Das geotektonische Problem der Glarneralpen, 1898, pag. 237—241.

[2]) *A. Heim*, Rothpletz in den Glarneralpen. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1895, Heft I, pag. 55—58.

Ganz unvereinbar mit der Behauptung, der Soolhügel sei anstehender Fels, ist die Thatsache, dass hie und da ein Nest von typischem, dunkelblaugrauem Hochgebirgskalk, an einer Stelle, wie schon früher bemerkt, sogar ein Schwarm von Neocom-Kieselkalk in die koralligene Troskalkbreccie eingeschlossen ist, besonders aber auch der Umstand, dass in den frischen Entblössungen die Trümmer ringsum von groben Schlagwunden bedeckt sind, welche innerhalb einer Dislokationsbreccie unmöglich auftreten können, dagegen für Bergsturztrümmer charakteristisch sind.

In seiner neuesten Schrift lässt *Rothpletz* zwar die Schuttbildungen bereits einen beträchtlichen Anteil am Aufbau der Thalbarrière zwischen Glarus und Schwanden nehmen; allein seine Anschauungen entsprechen doch der Wirklichkeit durchaus nicht. Er sagt: „Bei Glarus und Schwanden erheben sich kleine Hügel anstehenden Gesteins aus der Thalsohle heraus und dazwischen und darüber haben sich gewaltige Massen von Moränen und Gehängeschutt angesiedelt.“ An einer andern Stelle erklärt er, „dass manche Teile dieser Schutthügel von Abstürzen herrühren, die an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten vom Glärnisch niedergegangen sind“.

Es ist jedoch wohl selbstverständlich, dass die mitten im Thale liegenden, weit von den Glärnischwänden entfernten wellenförmigen Trümmerhügel und die östlich von Mitlödi und bei Ennenda an den Verrucanoabhang angelehnten Malmbreccien nicht als „Gehängeschutt“ erklärt werden können. Wie ich früher auseinandergesetzt habe, bilden die Moränen nur eine lückenhafte, an den meisten Stellen wenig mächtige Decke über die Schutthügel. Denken wir uns dieselbe weggehoben, so bleibt als weitaus überwiegender Bestandteil der Thalbarrière eine splittrige Kalkbreccie, die weder Gehängeschutt, noch Moräne, noch anstehender Fels sein kann, dagegen alle Eigenschaften einer Bergsturzmasse besitzt. Es liegen keinerlei Anhaltspunkte vor, sie als die Ablagerung von kleinern Felsstürzen anzusehen, die zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Stellen vom Glärnisch sich losgelöst hätten; im Gegenteil sprechen alle Erscheinungen, die Gestalt der ganzen Ablagerung, die Brandungserscheinungen und die Verteilung der Gesteinsarten durchaus für einen einzigen grossen Bergsturz aus der Nische von Guppen. Freilich sind noch an andern Stellen des Glärnisch Bergstürze niedergegangen; ihre Ab-

lagerungen nehmen jedoch keinen Anteil am Aufbau der Hügelmasse zwischen Glarus und Schwanden und sind in dieser Abhandlung früher genau umschrieben worden.

Um die Stauung der Gewässer zu erklären, als deren Folge uns die mächtigen Schottermassen zwischen Schwanden und Leuggelbach entgegentreten, nimmt *Rothpletz* die diluvialen Gletscher zu Hülfe. Er nimmt an, die vereinigten

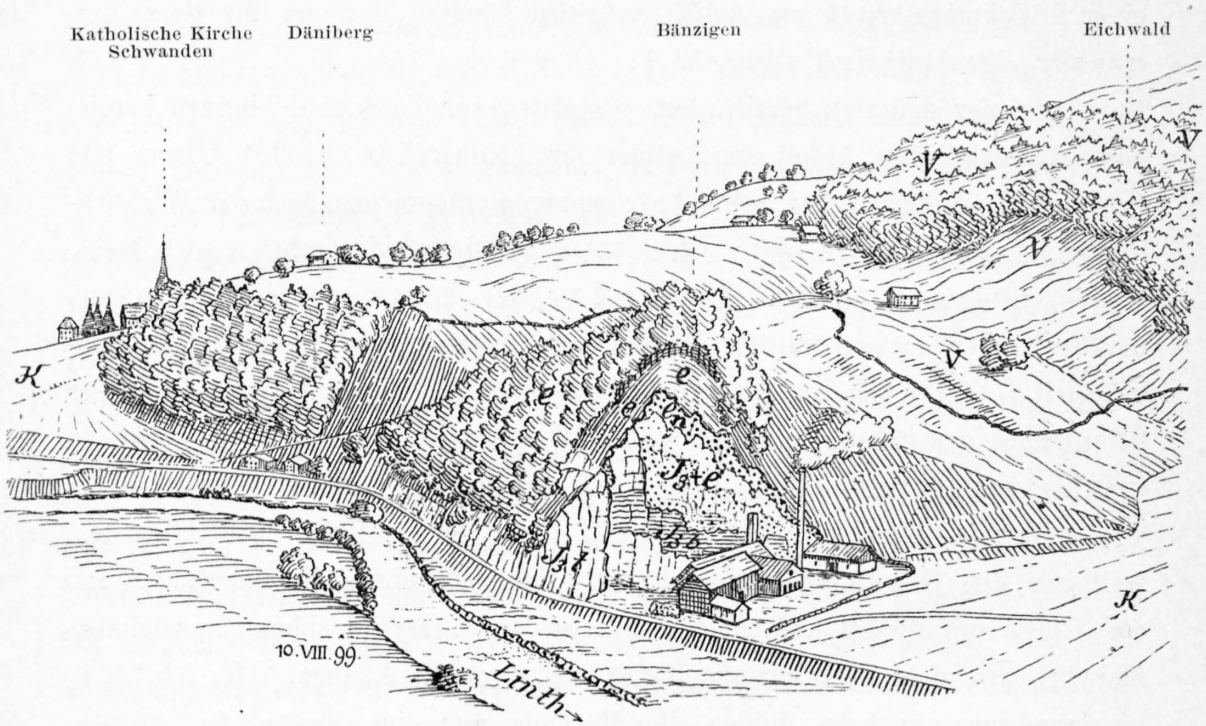


Fig. 17. **Der Steinbruch beim Kalkofen Schwanden.**

Vom Sooler Hügel aus gesehen.

Jst = Troskalk; Jsb = Thoniger, schiefriger Kalk, Übergang zum Balfriesschiefer; Js+e = Bergsturzbreccie, bestehend aus oberem Malm und Eocän. e = Eocäntrümmer; en = Trümmer von Nummulitenkalk; V = Verrucanotrümmer; K = Schuttkegel der Guppenruns.

Gletscher des Linth- und des Sernfthales haben nördlich von Schwanden grosse Moränen abgelagert, welche die fliessenden Wasser aufwärts im Linththale stauten. Demgemäss erscheint in den beiden Figuren, welche er dem Kalkofen an der Landstrasse bei Schwanden widmet, eine Moränendecke, deren Mächtigkeit mehr als die halbe Höhe des Hügels ausmacht, darunter schwarzer Mergelschiefer und Tithonkalk als anstehender Felskern. Diese von den thatsächlichen Verhältnissen stark abweichende Darstellung zwingt mich, die Erscheinungen

im Steinbruch beim Kalkofen eingehend zu beschreiben, obschon *Heim* bereits dargethan hat, dass hier Bergsturz vorliegt.

Der anstehenden Fels vortäuschende koralligene Troskalk ist vom Steinbruche an südwärts der Strasse entlang cirka 100 m weit zu sehen. Im südlichen Teile des Steinbruchs ist der Kalkfels ziemlich kompakt, nordwärts aber werden die Klüfte zahlreicher und erweitern sich stellenweise zu klaffenden Spalten. Die fast senkrecht stehenden Kalkplatten, die am Südrande der Abbaufläche 20—25 m, am Nordende aber nur noch 3—5 m über den Boden aufragen, sind oben in zickzackförmiger Linie abgebrochen. Auf und hinter ihren Schichtenköpfen liegt ein mehrere Meter mächtiger Komplex horizontal geschichteter, unvollkommen schiefriger, dunkler Mergelkalke aus dem obern Malm. Darüber folgt bis zum obern Rand der Anrissfläche eine schmutzig graubraune Schuttmasse; es ist die Trümmerbildung, die *Rothpletz* als Moräne erklärt.

Sie besteht jedoch, wie ich mich durch wiederholte Prüfung überzeugte, ausschliesslich aus scharfkantigen, zwar nicht cementierten, aber fest ineinander gekeilten Gesteinssplittern. Gerundete Geschiebe fehlen gänzlich und Gletscherkritze lassen sich keine auffinden. Die Schuttmasse ist ferner durch eine auffällige Einförmigkeit des Gesteinsmaterials ausgezeichnet; die für Linth- und Sernftgletscherschutt charakteristischen graugrünen Flyschsandsteine und roten und grünen Verrucanotrümmer fehlen völlig; wir finden keine andern Gesteine als dieselben hellen und dunkeln Kalke des obern Malm, die wir in der Basis des Steinbruchs angetroffen haben, und damit vermischt Trümmer von Flyschschiefer und glaukonitreichem Nummulitenkalk, welche dem Ganzen die braune, moränenartige Farbe verleihen.

Der Nummulitenkalk wird nach oben immer mehr das vorherrschende Gestein und bildet am oberen Rande eine zusammenhängende Brecciendecke, die mit unregelmässigen, ziemlich scharf begrenzten Vorsprüngen in die malmreiche Schuttmasse hinuntergreift. Blöcke von Nummulitenkalk und Nummulitensandstein und Flyschschiefertrümmer setzen auch den bewaldeten Abhang südlich vom Steinbruch auf etwa 200 m Länge und in 25—30 m Mächtigkeit bis dicht an den Scheitel des Hügels hinauf zusammen. Im mittleren und oberen Teile des Hügels liegt somit ein umfangreicher Schwarm von Eocäntrümmern.

Sehr bemerkenswert ist die Thatsache, dass die Grenze zwischen dem geschichteten dunkeln Mergelkalk und dem darüber liegenden graubraunen Schutte an den meisten Stellen ziemlich unscharf ist und die Schichtung des erstern sich stellenweise noch eine Strecke weit in den feinsplittrigen Malm-Eocänschutt hinein fortsetzt und dort sich allmählich verliert.

Die völlige Abwesenheit von glacial geschrammten Geschieben, das Fehlen von feinem schlammigem Material, die ausschliessliche Zusammensetzung aus schwarmförmig auftretenden eckigen Trümmern von oberem Malm und Eocän und das Übergreifen der Schichtung der dunkeln Kalkmergel in die braune Schuttmasse beweisen, dass letztere keine Moräne sein kann, sondern samt dem dunkeln Kalkschiefer und dem hellgrauen Troskalkfels eine Bergsturzmasse ist.

Der Einwand des Herrn *Rothpletz,* es könne sich hier nicht um Bergsturz handeln, weil die im Steinbruch steckenden Nummulitenblöcke oberhalb am Glärnisch im Gebiet der Guppenrunse gar nicht vorkommen, ist nicht stichhaltig, da ja, wie schon wiederholt erwähnt, im Sockel des Vorderglärnisch, im Niveau von cirka 1000 m, eine Eocänzone mit Nummulitenkalk und Flyschschiefer bis an den Rand der Schuttmassen oberhalb Schwändi sich verfolgen lässt und auch südlich von der Guppenrunse das Eocän mit eingelagerten Nummulitenkalken in grosser Mächtigkeit anstehend ist. Der Bergsturz muss aus dieser Zone die Eocäntrümmer mitgerissen haben, die jetzt im Hügel beim Kalkofen und auf dem linken Ufer der Guppenrunse liegen. (Vergleiche pag. 129 und 130.)

Erst auf der Scheitelfläche des Hügels, in den Fusswegen und einem kleinen Acker des Gutes Bänzigen, finden wir viele gerundete Geschiebe mannigfaltiger Gesteinsarten. Eine Moränendecke ist also hier wahrscheinlich doch vorhanden; allein sie besitzt nur eine geringfügige Mächtigkeit.

Auf dem Sooler Hügel ist, wie ich früher (pag. 142 und 143) bemerkt habe, die Moränendecke zwar im allgemeinen kräftiger entwickelt; allein auch hier ist ihre Mächtigkeit nur klein im Verhältnis zur ganzen Höhe des Hügels.

Die Moränen treten also nördlich von Schwanden bei weitem nicht so mächtig auf, dass sie zur Ablagerung der bis 70 m über den heutigen Thalboden hinaufreichenden Stauschottermassen hätten Anlass geben können. Zum

Überfluss erinnere ich daran, dass, wie ich auf pag. 146—148 gezeigt habe, die letzte Vergletscherung, der jene Moränen ihre Entstehung verdanken, erst lange nach Abschluss der Schotterablagerung begann. Der Versuch, die Entstehung dieser Stauschotter mit dieser Vergletscherung in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, muss somit als gänzlich misslungen bezeichnet werden.

Nicht im gleichen Masse wie die Darstellung der Trümmerlandschaft zwischen Schwanden und Glarus geben die Bemerkungen des Herrn *Rothpletz* über die Schuttbildungen im Ausgange des Klönthals Anlass zur Kritik. Zwar fasst er dieses Thal wieder als eine Grabenversenkung auf, obschon sich nirgends eine Verwerfungsspalte beobachten lässt; doch lässt er die Sackbergbarrière als vom Glärnisch und Wiggis stammende Bergsturzmassen und den Klönthalersee als Bergsturzsee gelten. Dagegen äussert er über die isolierten Hügel bei Glarus und Netstal Ansichten, die einer Richtigstellung bedürfen.

Dass er das Bergli als eine anstehende, an einer Verwerfungsspalte abgesunkene Felsklippe betrachtet, war von vornherein zu erwarten. Ich begnüge mich, zu betonen, dass *Rothpletz* hier so wenig als bei Sool diese Bruchlinie wirklich gesehen hat, und verweise im übrigen auf die früher (pag. 27 und 28) angeführten Gründe für die Bergsturznatur dieses Hügels.

In Übereinstimmung mit meiner Darstellung fasst *Rothpletz* die übrigen bei Glarus und Netstal aus dem Thalboden aufragenden Hügel als Überreste einer einst zusammenhängenden Brecciendecke auf und erklärt, es dränge sich unwillkürlich die Annahme auf, diese Breccie rühre von Bergstürzen her. Um so unbegreiflicher ist es, wenn er unmittelbar nachher[1]) schreibt, die Brecciehügel liessen sich als Teile eines sublacustren Deltas auffassen, wenn man annehmen dürfte, dass der Walen-Zürichsee einst wirklich bis nach Glarus heraufgereicht und sein Wasserspiegel eine Höhe von 520 m gehabt habe. Ganz abgesehen davon, ob ein solcher See existierte oder nicht, ist es doch ohne weitere Diskussion klar, dass eine Breccie, die, wie *Rothpletz* selbst gesehen hat, nur aus scharfkantigen, ohne jegliche Schichtung aufgehäuften, von Schlagkontusionen und Kalkschlagpulver bedeckten Bruchstücken besteht, von

[1]) *A. Rothpletz*, Das geotektonische Problem der Glarneralpen, 1898, pag. 241.

denen einzelne bis 100 m^3 gross sind, unmöglich als eine Deltabildung angesehen werden darf.

Rothpletz wurde zu dieser sonderbaren Anschauung verleitet, weil er „die annähernd gleiche Höhe und ebene Oberfläche dieser Hügel“ nicht mit der Annahme vereinen kann, sie rühren von einem Glärnisch-Bergsturze her. Dazu ist zu bemerken, dass nur Sonnenhügel und Bürglen eine annähernd ebene Oberfläche zeigen und dieselbe zum Teil künstlicher Bearbeitung verdanken. (Vergl. pag. 63 und Fig. 1 und 4.) Ohnehin wird eine aus der Oberfläche einer grossen Bergsturzablagerung herausgeschnittene Fläche von bloss 50 bis 100 m Durchmesser in den meisten Fällen keine grossen Niveaudifferenzen aufweisen und daher, aus der Ferne gesehen, annähernd eben erscheinen. Der geringe Höhenunterschied zwischen der Oberfläche des Sonnenhügels und derjenigen der Netstaler Hügel — er beträgt immerhin gegen 50 m — giebt zu keinen Bedenken Anlass, wenn man berücksichtigt, dass im vorliegenden Falle die Bergsturzbewegung vom Klönthale herkam, der Unterschied in der Entfernung vom Herkunftsgebiete also für die verschiedenen Hügel nicht sehr gross ist und dass eine flache Böschung überhaupt eine für den untern Teil des Ablagerungsgebietes eines grossen Bergsturzes charakteristische Erscheinung ist.

III. Teil.

Die prähistorischen Bergstürze von Näfels.

I. Abschnitt.

Allgemeiner Teil.

A. Einleitung.

Die Wiggisgruppe wird im Norden und Westen durch das Oberseethal von den benachbarten Kreideketten abgetrennt. Von dem fast parallel mit ihm am Südfusse derselben Gebirgsgruppe verlaufenden Klönthale unterscheidet es sich dadurch, dass es durchschnittlich etwa 200 m weniger tief eingeschnitten ist. Infolgedessen mündet es bei Näfels nicht mit breiter Öffnung in die Sohle des Linththales aus; ein steiler, 300 m hoher Abhang verbindet hier das Seitenthal mit dem Hauptthal, so dass ersteres wie abgestutzt erscheint. Steigen wir über diesen Abhang in das Thal hinauf, so finden wir dort, stufenweise übereinander liegend, zwei idyllische, von ernsten Tannenwäldern umsäumte Bergseen, den Haslensee (oder Niedersee) und den Obersee. Sie sind beide dadurch ausgezeichnet, dass sie keinen oberirdischen Abfluss besitzen und, wie die meisten Seen dieser Art, starke Niveauschwankungen aufweisen.

Über die Entstehung der beiden Seen hat sich zuerst Herr Professor *Baltzer* ausgesprochen. In seiner Monographie des Glärnisch[1]) erläutert er an Oberblegisee und Guppenseeli die Entstehung der Erosionstrichterseen durch unterirdische Ausspülung des Materials und nennt dann als Beispiele für diese Art Seebildung auch den Obersee und den Haslensee. *Burckhardt* schliesst sich in seiner Monographie der Kreidegebirge im Norden des Klönthals der Ansicht *Baltzers* an[2]).

[1]) *A. Baltzer*, Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues, Zürich 1873, pag. 63.

[2]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lfg. V, N. F., pag. 193 u. 194.

Wenn auch einzelne kleine Gebirgsseen als Erosionstrichterseen entstanden sein mögen, so scheint es doch von vornherein unwahrscheinlich, dass auch die beiden Seen des Oberseethals unter dieselben zu zählen sind. Ein Blick auf die Karte genügt, um uns zu zeigen, dass das Oberseethal als grosses Ganzes durch die Erosionsthätigkeit eines an der Oberfläche fliessenden Gewässers entstanden sein muss, so dass also höchstens die verhältnismässig kleinen Depressionen, in denen die Seen liegen, auf Rechnung der unterirdischen Erosion gesetzt werden könnten. Aber auch dann noch hätte in verhältnismässig kurzer Zeit ein gewaltiges Material unterirdisch weggeführt werden müssen. Nun aber sehen wir am Abhang ob Näfels Rautibach und Tränkibach, die unterirdischen Abflüsse des Oberseethals, als klare Quellen hervorbrechen. Das Gesteinsmaterial, das sie in gelöstem Zustande oder als feinsten Schlamm fortführen mögen, kommt jedenfalls an Masse bei weitem nicht den Geschiebemengen gleich, welche die Bäche jetzt in den Seebecken, namentlich im Obersee ablagern. Gegenwärtig überwiegt in diesen Becken die Accumulation bedeutend gegenüber der unterirdischen Erosion, und es ist kein Grund vorhanden, anzunehmen, dass hier einst die Geschiebeaufschüttung viel geringer, die unterirdische Erosion aber weit grösser war als heute.

Wenn man die Umgebung der beiden Seen in Augenschein nimmt, so überzeugt man sich leicht, dass ihre Entstehung erklärt werden kann, ohne dass man zur Theorie der Erosionstrichterbildung Zuflucht nehmen muss. Man sieht, dass sie durch grosse Schuttbarrièren aufgestaut sind, welche sich in das Erosionsthal abgelagert haben.

Ich wurde auf diese Schuttmassen aufmerksam, als mir im Frühjahr 1896 *Burckhardts* Karte der Kreideketten nördlich des Klönthals, auf der ihre Grenzen ziemlich genau angegeben sind, zu Gesicht kam. Bei der nähern Untersuchung stellte es sich heraus, dass auch hier ein grosses Bergsturzphänomen vorliegt. Wenn es auch an Grossartigkeit hinter demjenigen des Klönthals zurückbleibt, so ist es doch einer eingehenden Schilderung würdig, da es die Erklärung für die eigentümlichen landschaftlichen Erscheinungen des Oberseethales bildet.

Bevor wir zu seiner Darstellung übergehen, ist es nötig, noch einen Blick auf die geologischen Verhältnisse des Anstehenden zu werfen.

B. Überblick über die Tektonik des Oberseethals.

Wie bei der Untersuchung der Bergstürze im Ausgange des Klönthals, so kam mir auch hier der glückliche Umstand zu statten, dass die geologischen Verhältnisse der Felsschichten, welche den Thalgrund und die Thalwände aufbauen, bereits in gründlicher Weise dargestellt waren. Die mehrfach citierte Monographie *Burckhardts* unterrichtet uns in vorzüglicher Weise über die horizontale Verbreitung der einzelnen Formationsstufen, über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse meines Untersuchungsgebietes und bildet so die Grundlage für die vorliegende Arbeit.

Wie *Burckhardt* bemerkt, ist der innere Bau der Gebirgsgruppe, in welche das Oberseethal eingesenkt ist, durch das tief eingeschnittene Linththal derart aufgeschlossen, dass er vom gegenüberliegenden Gehänge aus gut überblickt werden kann. Schon von der Thalsohle bei Näfels aus sehen wir, dass die Kreideschichten als Unterlage des Oberseethals eine prachtvolle, modellartig regelmässige, weit gespannte Mulde bilden. (Vergl. Fig. 6, Tafel III.) Steigen wir gegen den Schilt empor, so beobachten wir, wie die aus dem Oberseethal aufsteigenden Schichten unter dem Gipfel des Rautispitz ein leicht nach Norden geneigtes Gewölbe bilden, woran sich zwischen Rautispitz und Wiggisgipfel eine scharf gebogene, nach Norden geöffnete Mulde anschliesst. Vom Kerenzerberg aus können wir sehen, dass nördlich vom Oberseethal die Kreideschichten in der Fridlispitzkette ein nach Norden überliegendes Gewölbe darstellen. Den südlichen Flügel der Oberseethalmulde finden wir jenseits des Linththals im Kerenzerberg; prachtvoll aber tritt sie uns jenseits des Walensees in der bekannten Mulde von Amden entgegen.

Wie ich schon bei früherem Anlasse bemerkte, hat *Burckhardt* nachgewiesen, dass in den Gebirgen zwischen Linth und Sihl die normal Ost-West streichenden Gewölbe und Mulden von einem zweiten, annähernd Nord-Süd verlaufenden Faltensystem durchkreuzt werden. Während das Oberseethal zwischen Näfels und Oberseealp ein durch die Hauptfaltung bedingtes longitudinales Synklinalthal ist, folgt es von Oberseealp weg bis nach Längenegg der zweiten, Nord-Süd verlaufenden Faltung und stellt so ein Quermuldenthal dar. Durch jene zweite Faltung erklärt sich auch die Thatsache, dass die Streichrichtung

der Schichten am Nord- und Westabhang der Wiggiskette eine halbkreisförmige Drehung von Norden über Westen nach Süden macht und alle Mulden und Gewölbe gegen das Oberseethal hinabtauchen, um dann auf der andern Thalseite in der Räderten-Tierbergkette wieder in viel höherem Niveau sich fortzusetzen [1]).

Da die Axe der longitudinalen Oberseethalmulde etwas nördlich von der Sohlenlinie des Oberseethals liegt, namentlich aber, weil das Fridlispitzgewölbe weniger hoch aufgestaut ist als das Rautispitzgewölbe, gewinnen auf der Nordseite des Oberseethales die jüngeren Sedimente eine grössere horizontale Verbreitung als auf der südlichen Thalseite. Während dort fast die ganze Thalwand bis gegen den Rautispitzgipfel hinauf aus den steil gegen den Obersee abfallenden Schrattenkalkplatten besteht und erst in der Gipfelregion die jüngeren Kreideschichten in grösserer Ausdehnung auftreten, finden wir auf der Nordseite den Schrattenkalk bloss einerseits am Abhang von Platten gegen den Haslensee, anderseits auf dem Scheitel des Risetengrates und des Fridlispitz jenseits des Schwändithals. An allen anderen Stellen sind darüber noch Gault und Seewerkalk, oft sogar noch der Flysch erhalten geblieben. Letzterer bildet fast die gesamte Oberfläche des flachen Grates, der zwischen Geissgadenfluh und Egg das Oberseethal von dem benachbarten Schwändithal scheidet. Von besonderer Bedeutung für die Untersuchung der Schuttmassen des Oberseethales war der Umstand, dass hier das Neocom durch die Erosion nicht mehr blossgelegt ist, dagegen auf der Westseite der Quermulde Oberseealp-Sulzboden-Lachenalp, am Ostabhang der Tierberg-Rädertenkette, mächtige Felswände bildet.

C. Überblick über die Trümmermassen des Oberseethals. Charakter derselben und Gliederung nach ihrer Herkunft.

Der Obersee wird durch eine nicht allzu breite, flach konvex aufgewölbte Schuttbarrière abgedämmt, die sich quer über den Grund des Thales legt und an der tiefsten Stelle sich nur etwa 10 m über den Spiegel des Sees erhebt. Im Süden lehnt sie sich schuttkegelartig an die vom Rautispitzgipfel steil ins

[1]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lfg. V, N. F., pag. 167.

Thal abfallende Schrattenkalkfläche von Tros an, nordwärts aber schwillt sie im Niederseewald zu einer ausgedehnten, unregelmässigen Hügelmasse an, die cirka 150 m über den See emporsteigt und an den sanft gerundeten Flyschrücken zwischen Oberseethal und Schwändithal sich anlehnt.

Wenn wir das Gebiet durchstreifen, so glauben wir uns auf den Sackberg im Klönthal versetzt. Wie dort, so tritt uns auch hier eine scheinbar regellose Folge von Hügeln und muldenförmigen Vertiefungen entgegen. Auch hier suchen wir umsonst nach einer anstehenden Felsbank; überall finden wir den Boden durch wirr gelagerte, in den mannigfaltigsten Stellungen aufeinandergetürmte, eckige Felsblöcke gebildet. Auch die Schuttgruben, die längs des Strässchens am Nordufer des Obersees geöffnet sind, zeigen dieselben Erscheinungen wie diejenigen des Sackberggebietes oder des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen; wir finden darin ausschliesslich eckige, ineinandergekeilte, mit Schlagkontusionen bedeckte und oft zu feinem Pulver zermalmte Brocken und Splitter. Die überraschende Übereinstimmung aller Erscheinungen mit denjenigen der Bergsturzgebiete von Glarus und Schwanden berechtigt uns wohl, auch diese Trümmermasse als die Ablagerung eines Bergsturzes zu betrachten.

Diese Anschauung wird zur vollen Gewissheit, wenn wir noch die Art des Gesteinsmaterials und seine Beziehung zum Anstehenden in Betracht ziehen. Die überwiegende Masse der Trümmer gehört zum Schrattenkalk; in den meisten Teilen der Trümmerlandschaft macht er mehr als 95 % des Materials aus und vielerorts suchen wir auf weitem Umkreise umsonst nach einem andern Gesteinsstück. Wenn wir nun bedenken, dass die westliche Thalwand vom Bärensolspitz bis zum Rädertenstock zum überwiegenden Teil aus den Schichten des Neocom aufgebaut ist und auf der andern Thalseite, am Westabhang der Wiggiskette, die jüngern Kreideschichten, Gault und Seewerkalk, eine ziemlich grosse horizontale Verbreitung gewinnen, so müssen wir den Gedanken, die Trümmermasse beim Obersee möchte durch den diluvialen Gletscher des Oberseethales abgelagert worden sein, von vornherein fallen lassen. Ebensowenig können wir annehmen, es mit einer durch Zertrümmerung der anstehenden Felsunterlage in loco entstandenen Schuttmasse zu thun zu haben, da ja die Unterlage des Niederseewaldes nicht aus Schrattenkalk, sondern aus Flyschschiefer, Seewerschiefer und Seewerkalk, vielleicht zum Teil noch aus Gault besteht. (Ver-

gleiche Profil 9). Auch der Gedanke an Gehängeschutt muss hier ganz ausgeschlossen bleiben, da an dem niedrigen Abhang über Niederseewald nur Flyschschiefer anstehend ist, ganz abgesehen davon, dass die Oberflächenformen des Schuttgebietes gänzlich verschieden sind von denjenigen einer Schutthalde. Es bleibt also nichts anderes übrig, als die grosse Schuttbarrière beim Obersee als Bergsturzablagerung anzusehen, womit auch die Formen der Oberfläche und die innere Struktur aufs beste übereinstimmen.

Die Schuttmasse sinkt ziemlich rasch ostwärts gegen Eschenberg und Rütiberg und erstreckt sich dann als eine an den Abhang des Rautispitz angelehnte, cirka 200 m breite Terrasse, der Ebnet, thalauswärts bis gegen Brand hin. Ihre wellige Oberfläche und der Umstand, dass sie stellenweise sogar gegen den Rautispitz einsinkt, beweisen, dass sie keine Gehängeschuttbildung ist; dagegen erweist sie sich durch ihre Oberflächenformen und ihre innere Struktur, die an einigen Stellen längs des Oberseethalsträsschens entblösst ist, als die Fortsetzung der Bergsturzmasse von Niederseewald.

Über dem Südufer des Haslensees scheint sich die Bergsturzmasse in eine spitze Zunge auszukeilen. Plötzlich aber schwillt sie wieder zu einer grössern Hügelmasse an, die sich von Brand gegen Platten quer durch das Thal legt und den Stauriegel des Haslensees darstellt. Auf seiner Oberfläche treffen wir ein grossartiges, stellenweise fast ungangbares Blockwerk, so dass wir keinen Augenblick zweifeln können, dass wir auch hier eine Bergsturzmasse vor uns haben. Steigen wir den steilen Abhang gegen Näfels hinunter, so finden wir im Gebiet zwischen Tränkibach und Rautibach wieder ein Trümmerwerk, das durch die regellose Mischung von kleineren Trümmern mit gewaltigen Blöcken sich von gewöhnlichem Gehängeschutt unterscheidet und nach Struktur und Gesteinsmaterial die Fortsetzung des Bergsturzhügels von Brand darstellt.

Besondere Beachtung verdienen die Schutthügel, die in ziemlicher Anzahl bei Näfels über die Alluvialebene des Linththales emporsteigen. Die meisten liegen südlich vom Dorfe nahe beisammen zwischen der Landstrasse und der Eisenbahnlinie. Auch der mitten im Dorfe liegende Klosterhügel ist zu diesen Schutthügeln zu rechnen. Mehrere andere kleine Hügel sind in den letzten Jahrzehnten zur Gewinnung von Baukalk abgetragen worden.

Die Näfelser Hügel unterscheiden sich von den Bergsturzhügeln von Netstal und Glarus dadurch, dass sie alle beträchtlich niedriger sind. Der höchste unter ihnen, nahe an der Eisenbahnlinie gelegen, mag eine Höhe von 15 m erreichen; alle andern aber ragen nur 3—8 m über die Linthebene empor. Da sie im Landschaftsbilde nur wenig hervortreten, sind sie, abgesehen von einem oder zweien, von der Bevölkerung nicht mit besonderen Namen belegt worden.

Sie bilden nicht, wie die Hügel bei Netstal und Glarus, steile Kegel, sondern mehr nur flache Terrainwellen. Ihre Oberfläche zeigt in schönster Weise die unregelmässigen Wellen einer Bergsturzablagerung. Grössere Terrainentblössungen sind leider keine vorhanden; doch genügten die Erscheinungen der Oberfläche und einige kleinere Aufschlüsse, um über die Natur der Hügel ins klare zu kommen. Namentlich wertvoll waren die Beobachtungen, die ich im Frühjahr 1896 an einem damals in Abtragung begriffenen, jetzt ganz verschwundenen Hügel neben der Kalkbrennerei des Herrn Hophan machen konnte. Er zeigte sich aus grossen und kleinen, ineinandergekeilten, eckigen Kalkblöcken zusammengesetzt. Sie gehörten alle zum Sehrattenkalk und enthielten zum Teil zahlreiche Exemplare von Requienia ammonia.

Die Rasendecke, welche die Hügel bekleidet, wird von vielen, regellos gestellten Schrattenkalkblöcken durchbrochen. Die meisten sind weniger als 1 m^3 gross. Am südlichsten Hügel liegt aber auch ein Block von cirka 40 und einer von 10 m^3 Inhalt.

Unter dem eckigen Material dieser Hügel findet man neben Schrattenkalk stellenweise noch Stücke von Orbitulinamergel. Sie scheinen namentlich im Schneggbühl stark vertreten zu sein; in seinen Steinzäunen liegen Trümmer der dunkelgrauen, schiefrigen, von Tausenden von Exemplaren der Orbitulina lenticularis d'Orb. erfüllten Mergel in grosser Zahl. An dem langgestreckten, der Eisenbahnlinie parallel laufenden Hügel sieht man die dunkeln Mergelschiefer zwischen Blöcke von Requienienkalk eingeklemmt. Zwar fand ich darin die Orbitulina lenticularis nicht, dafür aber mehrere Exemplare von Rhynchonella Gibbsiana Sow. und Terebratula sella Sow., welche *Burckhardt* unter den Petrefakten der Orbitulinaschichten aufzählt[1]).

[1]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lfg. V, N. F., pag. 69.

Die Formen der Oberfläche, die innere Struktur, namentlich auch die auffällige Einheitlichkeit des Gesteinsmaterials beweisen, dass die Schutthügel von Näfels zum Ablagerungsgebiet eines Bergsturzes gehören. Auf den ersten Blick könnte man vermuten, man stehe hier am Trümmerstromende des grossen Glärnischbergsturzes. Diese Annahme darf jedoch wenig Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch nehmen, da die gerade Linie vom Scheitel des „untern Bühl" bei Netstal bis zu den Bergsturzhügeln von Näfels bei einer Länge von $2{,}_6$ km bloss 0^0 $10'$ Neigung besitzt und da letzteren die charakteristischen Gesteine des Glärnischbergsturzes, Dogger und Malm, gänzlich fehlen. Dagegen berechtigen uns Lage und Material der Näfelser Hügel, sie mit den Bergsturzmassen des Oberseethals in Zusammenhang zu bringen.

Kehren wir noch einmal ins Oberseethal zurück! Wenn wir von Bocken her über die glatten Flyschwiesen des Bergrückens zwischen Oberseethal und Schwändithal hinuntersteigen, so stossen wir beim Hofe Egg plötzlich auf ein ausgedehntes, scharf gegen den sanft gerundeten Flyschabhang begrenztes, bewaldetes Blockwerk. Es bedeckt eine gegen Osten und Süden geneigte Terrasse, unter der der Abhang steil gegen den Haslensee und den Schwändibach abfällt. Da die Trümmermasse nur aus eckigen Schrattenkalkblöcken und vereinzelten Stücken von Grünsandsteinen des Gault besteht, so kann die Schuttbildung nicht als Moräne angesehen werden; vielmehr werden wir sie ebenfalls unter die Bergsturzmassen einreihen müssen, um so mehr, als ihre Oberfläche wieder durch die oft geschilderten welligen Formen eines Bergsturztrümmerstromes ausgezeichnet ist. Merkwürdig ist allerdings der Umstand, dass sie getrennt von den andern Bergsturzmassen 150—200 m hoch über dem Thalgrunde auf einer stark thalwärts geneigten Terrasse liegt.

Wenn wir das Herkunftsgebiet der Bergsturzmassen suchen, die wir im Oberseethal und in der Sohle des Linththales bei Näfels gefunden haben, so werden wir schon mit Rücksicht auf den Umstand, dass der Schrattenkalk darin vorwiegt, unsern Blick nach der südlichen Thalwand richten müssen. Und in der That, schauen wir vom Obersee, oder noch besser vom Scheitel des Niederseewaldes, zum Rautispitz hinauf, so wird das Auge durch die auffällige, vom Thalgrund bis zum Gipfel hinaufreichende Nische von Tros gefesselt werden, und sofort wird sich uns die Überzeugung aufdrängen, dass

hier der Bergsturz sich losgelöst hat, dessen Material den Stauriegel des Obersees bildet.

Es entsteht nun aber die Frage, ob alle Bergsturzmassen unseres Untersuchungsgebietes aus der Nische am Rautispitz stammen. Im Verlaufe der Untersuchung stellte sich mit immer grösserer Gewissheit die Thatsache heraus, dass der Haslensee durch einen besondern Bergsturz abgedämmt worden ist, der von der nördlichen Thalseite, aus dem Gebiete von Platten her kam. Diese Ansicht wird durch folgende Erwägungen gestützt:

1. Der Stauriegel des Haslensees stellt nach Lage und Oberflächenform nicht die Fortsetzung des Trümmerstromes Eschenberg-Brand dar. Während letzterer etwa 200 m südlich von der Hütte auf Brand als schmale, an den Abhang des Rautispitz angelehnte Zunge mit thalauswärts ziemlich rasch sinkender Oberfläche endigt, bildet der Haslenseeriegel einen quer über das Thal gelegten, rechtwinklig zu jener Trümmermasse gerichteten breiten Damm, der sich ziemlich stark über dieselbe emporwölbt. Wollte man diesen Hügel bei Brand auch noch zur Rautispitzbergsturzmasse rechnen, so müsste man annehmen, der Trümmerstrom sei hier, dicht am Rande der Linththalwand, plötzlich rechtwinklig abgelenkt und aufgestaut worden, wozu jedoch die rechtsseitige Thalwand kaum einen Anlass geboten haben kann.

2. Gegenüber dem Hügel von Brand, unter den Häusern von Platten, beginnt am linksseitigen Gehänge eine scharf begrenzte Nische, welche durchaus das Aussehen einer Bergsturznische hat. Am Nordende des Haslenseeriegels sehen wir die Bergsturzmasse sich schuttkegelartig an diese Nische anlehnen. Form und Lage des Hügels von Brand sprechen dafür, dass er aus dieser Nische herausgerutscht ist.

3. Das Querprofil des Bergsturztrümmerstromes zwischen Eschenberg und Brand (vergl. Profil 10, Tafel III) beweist, dass derselbe ursprünglich den ganzen Thalgrund von einer Thalwand bis zur andern ausfüllte. Der bei Rütiberg aus dem Schutte hervorquellende Bach hat, anfänglich wohl in der Grenzfurche zwischen dem Bergsturz und der linken Thalwand verlaufend, den Schuttstrom angegriffen und so das regelmässige, im untern Teil 60 m hohe Steilbord erzeugt, das jetzt das Trümmerfeld auf der ganzen Linie von Eschenberg bis zum Haslensee begrenzt. Man fragt sich unwillkürlich, wo die Schuttmassen hin-

gekommen sind, die der Bach hier fortgespült hat. Wäre die Vertiefung, in der der Haslensee liegt, eine blosse Depression im Trümmerstrome des Rautispitzsturzes, so wäre sie durch die Aufschüttungen des Baches längst ausgefüllt. Statt dessen sehen wir bei der Mündung desselben ein winziges Delta, dessen Inhalt einen verschwindend kleinen Bruchteil des weiter oben durch die Erosionsarbeit des Baches erzeugten Hohlraumes ausmacht. Da das aus der Bergsturzmasse herausmodellierte Steilbord nicht nur den Bach begleitet, sondern auch das Südufer des Haslensees bildet, ja sogar noch ein Stück weit über denselben hinaus verfolgt werden kann und dann hinter dem Hügel von Brand verschwindet, so wird man kaum mehr zweifeln können, dass hier eine kräftige Erosion stattfand, bevor der Stauriegel des Haslensees vorhanden war, und dass also letzterer nachträglich in den Erosionskanal, den der Abfluss des Oberseethals aus der Trümmermasse des Rautispitz-Bergsturzes herausgespült hatte, abgelagert wurde.

4. Wenn der Erosionskanal und die Depression des Haslensees durch unterirdische Ausspülung aus einer einheitlichen Bergsturzmasse entstanden wäre — was von vornherein höchst unwahrscheinlich ist — so müsste man die Erosionsformen nicht bloss längs des Baches und am Südufer des Haslensees, sondern ebensogut auch am Ostufer desselben sehen. Thatsächlich aber zeigt der gegen den Haslensee gerichtete Abhang des Hügels bei Brand die Erscheinungen einer ursprünglichen Bergsturzoberfläche; er ist weniger steil als die echten Erosionssteilborde, zeigt rundliche Terrainwellen und ermangelt der scharfen Kante, welche sonst stets den oberen Rand der durch Erosion erzeugten Steilufer bildet.

Wir gewinnen durch diese Erwägungen die Überzeugung, dass der Stauriegel des Haslensees seine Entstehung einem besonderen, von Platten her niedergegangenen Bergsturze verdankt. Gleichzeitig geht aus dieser Betrachtung hervor, dass dieser Bergsturz jünger ist als der grosse Bergsturz am Rautispitz.

Wenden wir uns nun zur Betrachtung der besondern Erscheinungen der beiden Bergstürze!

II. Abschnitt.

Der Bergsturz am Rautispitz.

A. Die Abrissnische.

Der Nordwestabhang der Wiggisgruppe sieht im allgemeinen recht einförmig aus, was wohl mit dem Umstande zusammenhängt, dass hier die Felsschichten überall ziemlich gleichmässig thalwärts fallen. Über dem Obersee jedoch erfährt das Gehänge eine malerische Unterbrechung durch die Nische von Tros[1]), die jedem Besucher des Oberseethales auffallen wird. Sie ist die grosse Wunde, welche der prähistorische Bergsturz am Rautispitz in den Berghang gerissen hat.

Die tektonischen Verhältnisse dieses Abrissgebietes sind sehr einfach und werden durch die Karte, Profil 9 und Fig. 7, Tafel III veranschaulicht. Sie sagen uns, dass hier eine mächtige Schrattenkalkplatte, die stellenweise noch eine Decke von Gault und Seewerkalk getragen haben mag, aus dem südlichen Flügel der Oberseethalmulde auf einer steil thalwärts fallenden Schichtfläche abgeglitten ist. Im unteren und mittleren Teile der Nische von Tros fallen die Schrattenkalkschichten cirka 35° steil nach Norden, weiter oben wird ihre Neigung etwas flacher und im obersten Teil des Abrissgebietes, unter dem Gipfel des Rautispitz, biegen sie bereits zum Gewölbe um und liegen hier annähernd horizontal oder beginnen schon, leicht südwärts zu fallen.

Diese tektonischen Verhältnisse spiegeln sich aufs schönste im Verlaufe der Abtrennungsfläche des Bergsturzes wieder. Am Gipfel des Rautispitz durch-

[1]) Die Gegend verdankt ihren Namen der Alpenerle = Tros (Alnus viridis Dec.), welche hier grosse Flächen bekleidet.

schneidet sie den zum Gewölbe umbiegenden, flach gelagerten Schichtenkomplex in einer cirka 400 m hohen, steilen Wand. Am Fusse derselben, wo die Schichten bereits beginnen, gegen das Oberseethal zu fallen, bildet sie auf einer grossen dreieckförmigen Fläche eine Treppe mit weit auseinander liegenden niedrigen Stufen; im ganzen mittleren und unteren Teil der Nische aber, wo die Abrissfläche im steil fallenden Muldenflügel liegt, wird sie auf gewaltige Ausdehnung buchstäblich durch eine einzige, wunderbar regelmässige Schichtfläche gebildet, deren leichte Wölbung bei günstiger Beleuchtung sofort in die Augen fällt.

Mit Rücksicht auf die Schichtstellung und den Verlauf der Abrissfläche muss der Bergsturz am Rautispitz wie derjenige aus der Deyenkette als ein Felsschlipf bezeichnet werden. Da seine Rutschbahn nicht, wie diejenige des Blankensturzes, von Mergelschiefern gebildet wird, sondern ganz im Schrattenkalk liegt, so kann nicht Verminderung der Reibung infolge Durchnässung der Unterlage zu dem Bergsturze Anlass gegeben haben. Vielmehr werden wir seine Ursache darin suchen müssen, dass der Bach des Oberseethales sich so tief in die Basis der thalwärts geneigten Schrattenkalkplatten einsägte, dass die Gesamtböschung des Gehänges für die ungünstige Schichtstellung zu gross wurde und die ihres Haltes beraubten Schichten zur Tiefe gleiten mussten. Wie die Ansichten 6, 7 und 8, Tafel III zeigen, ist vor und hinter dem Abrissgebiet heute noch das Steilbord sehr deutlich zu sehen, mit welchem die dem Bergsturze vorausgegangene Erosion das Rautispitzgehänge angeschnitten hat.

Die Abtrennung der Felsschichten ist nach meiner Ansicht noch durch zwei Umstände erleichtert worden:

1. Die Karte und Fig. 7, Tafel III zeigen, dass die Abrissfläche auf der Westseite keine orographisch scharf ausgeprägte Grenze besitzt, sondern unmerklich in eine Fläche übergeht, die schon vor dem Bergsturz in ihrer gegenwärtigen Gestalt existiert haben muss. Es waren also hier die abgestürzten Felsschichten offenbar bereits mit ihren Schichtenköpfen bloss gelegt.

2. Die Ausbruchnische greift zwischen ihrem Ostrande und der Abrisswand am Rautispitzgipfel in langer Linie in die Thalwand des Linththales hinein und hat hier in die sonst etwas einförmig verlaufende Bergkante eine breite Bresche gelegt. (Vergl. Fig. 6, Tafel III, und Fig. 18.)

Das Schichtensystem der Ausbruchnische war also nicht nur an seiner Basis, sondern auch auf der Westseite und am oberen Rande auf langer Linie angeschnitten, so dass ausser der Loslösung vom Untergrunde nur noch am Gipfel des Rautispitz und am Ostrande eine Abtrennung von den benachbarten Schichten notwendig war.

In diesen Umständen liegt wahrscheinlich auch die Erklärung für eine Erscheinung, die auf den ersten Blick etwas rätselhaft zu sein scheint. Es fällt uns auf, dass der östliche Abtrennungsrand mit der Fallrichtung der

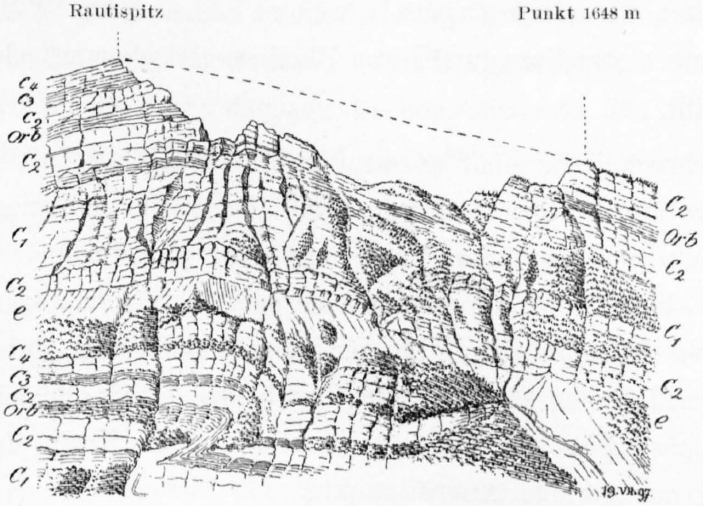


Fig. 18. **Die Ausbruchnische am Rautispitz.**
Vom Schiltabhang aus gesehen.
c_1 = Neocom; c_2 = Schrattenkalk; Orb = Orbitulinaschichten; c_3 = Gault; c_4 = Seewerkalk; e = Eocän.

Schichten, die auf Tros ziemlich genau nach Norden geht, nicht parallel verläuft, sondern dieselbe, namentlich im unteren Teile, schief durchschneidet. Es konnte also auch die abstürzende Schrattenkalktafel nicht in der Fallrichtung der Abtrennungsfläche niedergleiten; ihre Sturzrichtung verläuft eher gegen NNW und durchkreuzt also die Fallrichtung der Schichtfläche, auf der sie abglitt. Da sie eben im Westen und im Norden ihres Haltes beraubt war, mussten sich die Zuglinien in ihrem Innern so gruppieren, dass eine nach NNW gerichtete Bewegung resultierte.

Im östlichen Randgebiete der Ausbruchnische fallen uns zwei parallele, treppenförmig übereinander liegende Felswände auf. Es entsteht nun die Frage, welche von ihnen als äusserster Rand der Ausbruchnische anzusehen ist.

Wenn man nur die Nische betrachtet, so wird man geneigt sein, ihre Grenze in die östliche Wand zu verlegen; berücksichtigt man aber die Art, wie der Trümmerstrom an die Nische sich anlehnt, so wird man Bedenken tragen, dieselbe so weit auszudehnen. Ohne die Frage als ganz sicher gelöst zu betrachten, bezeichne ich vorläufig die östliche Wand als Grenze des Abrissgebietes.

Die Fläche von Tros, die als eigentliche Sturzbahn zu betrachten ist, hat eine Höhe von 750 m. Rechnen wir auch die Abrisswand am Rautispitzgipfel mit, so erhalten wir als maximale Sturzhöhe cirka 1300 m, welche ungefähr derjenigen des Bergsturzes von Blanken gleichkommt oder sie eher noch etwas übertrifft.

Die Ausbruchnische sieht ausserordentlich frisch aus, als wäre der Bergsturz erst vor kurzer Zeit niedergegangen. Da in ihrem ganzen Gebiete kein Bächlein fliesst und an ihrem Fusse nur ganz unbedeutende Gehängeschuttbildungen zu finden sind, können ihre Formen thatsächlich keine wesentlichen Veränderungen erlitten haben. Da der Schrattenkalk sehr durchlässig ist und da ein grosser Teil des Abrissgebietes durch eine einzige Schichtfläche gebildet wird, finden eben hier das fliessende Wasser und die Kräfte der mechanischen Verwitterung nur geringe Angriffspunkte.

B. Das Ablagerungsgebiet.

1. Das Gesteinsmaterial und seine Beziehung zur Ausbruchnische.

Angesichts der geologischen Verhältnisse der Ausbruchnische ist es begreiflich, dass, wie ich schon früher (pag. 167) hervorgehoben habe, im Trümmerstrome des Bergsturzes der Schrattenkalk ausserordentlich überwiegt, ja in manchen Gebieten sozusagen das ausschliessliche Material bildet. Wir finden darunter den petrefaktenleeren, schuppig-körnigen Kalk, häufig aber auch, viel reichlicher als im Bergsturze von Blanken, den petrefaktenerfüllten Requienienkalk. Da und dort stecken zwischen den Schrattenkalktrümmern vereinzelte Stücke der dunkelgrauen Orbitulinamergel, welche im Anstehenden den Schrattenkalkkomplex in zwei Teile zerlegen. Sie sind jedoch auf der Ober-

fläche des Trümmerstromes weit seltener, als man nach den Verhältnissen des Abrissgebietes erwarten sollte. (Vergl. Fig. 18.) Einzig in den Bergsturzhügeln bei Näfels, die ich noch zum Ablagerungsgebiet des Bergsturzes am Rautispitz rechne, habe ich sie in grösserer Menge gefunden. Viel häufiger trifft man die grünsandigen, oft stark verwitterten Gesteine des Gault; dagegen habe ich bisher den Seewerkalk nur in einer beschränkten Zahl von Blöcken gefunden, von denen einige der zart rot gefärbten Varietät angehören, welche am Gipfel des Rautispitz anstehend ist[1]).

Es ist nach der geologischen Karte des Wiggisgebietes sehr wahrscheinlich, dass die Gault- und Seewerkalkdecke vor dem Bergsturze mehr nur am Gipfel des Rautispitz vorhanden war, dagegen in den mittleren und unteren Teilen des Abrissgebietes bereits ganz oder doch zum grössten Teil verschwunden war. Mit dieser Ansicht steht auch die Verteilung der Gesteinsarten im Trümmerstrome durchaus im Einklang.

Herr Professor *Heim*[2]) hat bei Anlass des Bergsturzes von Elm betont, dass bei einem Bergsturze im allgemeinen die Trümmer im hinteren Teile des Schuttstromes den vor ihnen liegenden nicht vorauseilen, so dass im ruhenden Schuttstrome die Gesteinsarten auf einem Längsprofil ungefähr so angeordnet sind, wie sie im Herkunftsgebiet übereinander anstehend waren. Wir finden nun die Gaulttrümmer sehr reichlich auf dem an die Nische sich anlehnenden Ende des Schuttstromes, ziemlich häufig auch noch in den Schuttgruben am Obersee und stellenweise in den unteren Teilen des Niederseewaldgebietes. Je weiter wir uns aber vom Abrissgebiete entfernen, desto seltener werden sie im Trümmerstrome; gegen Brand hin fehlen sie sozusagen ganz und in den Näfelser Hügeln findet man keine Spur derselben. Die Seewerkalktrümmer scheinen ganz auf das Ende des Schuttstromes beim Obersee beschränkt zu sein; die äusserste Blockgruppe dieses Gesteins fand ich etwa 50 m nördlich vom Oberseesträsschen. Sie stammen offenbar aus dem obersten Rande der Bergsturznische, dem Gipfel des Rautispitz.

---

[1]) *C. Burckhardt*, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lfg. V, N. F., pag. 18.

[2]) *A. Heim*, Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft 1882, pag. 102 und 103.

2. Die innere Struktur.

Die Schuttgruben und die vereinzelten Kahlanrisse, die das Innere der Bergsturzmasse entblössen, zeigen alle die Bergsturzstruktur, die bei der Darstellung der Bergstürze im Klönthal eingehend geschildert worden ist. Soweit die Aufschlüsse reichen, ist keine intensive Verkittung der Trümmer zu beobachten, und ebenso ist nirgends eine deutlich geschichtete Breccie aufgeschlossen; doch scheinen im mittleren Teile des Niederseewaldes, nach den Erscheinungen der Oberfläche zu schliessen, grössere zusammenhängend gebliebene Schrattenkalkmassen vorhanden zu sein.

3. Die Erscheinungen der Oberfläche.

a. Die Formen der Oberfläche und ihre Beziehung zur Bergsturzbewegung.

Überblicken wir das Ablagerungsgebiet, so erkennen wir leicht, dass seine Gliederung im grossen Ganzen übereinstimmt mit derjenigen des Bergsturzes aus der Deyenkette. Wir finden wieder die Hauptanschwellung des Trümmerhaufens nicht direkt am Fusse des Abrissgebietes, sondern demselben gegenüber an der jenseitigen Thalwand als hoch aufsteigende Brandungswelle. Die Nachhut des Schuttstromes sehen wir wieder in der Gestalt eines Schuttkegels an den Fuss der Abrissnische sich anlehnen. Endlich treffen wir auch hier einen an die Brandungswelle sich anschliessenden, rechtwinklig zur anfänglichen Bergsturzbewegung gerichteten, thalauswärts sich senkenden Schuttstrom.

Wie die grosse Steinlawine von Blanken, so blieb auch die vom Rautispitz niedergleitende Felsmasse am Fusse des Berges nicht liegen, sondern setzte zufolge der ihr innewohnenden ungeheuern lebendigen Kraft ihre Bewegung, den Terrainformen des Thales sich anschmiegend, fort. Sie fuhr zunächst quer über den Grund des Oberseethales und prallte dann auf den in den unteren Teilen cirka 30° steilen, oben sanfter geneigten Abhang des Flyschrückens, der das Oberseethal vom Schwändithal scheidet. Wie überall, wo eine fliessende Masse mit grosser Geschwindigkeit auf einen Abhang aufstösst, so entwickelte sich auch hier das Phänomen der Brandungswelle.

Der grosse Kraftüberschuss gestattete dem Felsschuttstrome, etwa 150 m hoch an dem Abhange emporzubranden. Die Bewegungsfäden der Trümmer, die während des Niedergleitens ungefähr parallel gerichtet waren, wurden durch das Hindernis, das der Abhang der Bewegung entgegenstellte, fächerförmig auseinandergebogen, so dass die Trümmermasse, während sie an der Thalwand emporstieg, gleichzeitig auch seitwärts sich ausbreitete, und zwar nicht nur in der Richtung des Thalgefälles, sondern auch thaleinwärts. So erklärt sich die auf den ersten Blick überraschende Erscheinung, dass das vom Abrissgebiet abgewendete Nordufer des Obersees auf seiner ganzen Länge von der Bergsturzmasse gebildet wird.

Aus Profil 9, Fig. 6 und 8, Tafel III geht hervor, dass die an den Flyschrücken angelehnte Bergsturzbrandungswelle, obschon sie auffällig über den Abhang vorspringt, denselben doch nicht mit sehr grosser Mächtigkeit bedeckt, eine Erscheinung, die einerseits durch die ungeheure Wucht, mit der die Trümmermasse auf den Abhang geworfen wurde, anderseits durch den Umstand erklärt wird, dass der wenig gegliederte Abhang der seitlichen Ausbreitung der Brandungswelle einen verhältnismässig geringen Widerstand entgegensetzte. Daher ist auch die Einsenkung zwischen dem Scheitel der Brandungswelle und dem benachbarten Abhang lange nicht so weit und tief wie bei der Schwammhöhe im Klönthal.

Die Erscheinung, dass die Nachhut des Schuttstromes an Masse stark zurücktritt gegenüber der Brandungswelle, ist hier noch weit auffälliger als beim Bergsturz von Blanken. Wir erblicken sie beim vorderen Ende des Obersees in Gestalt eines flachen, leicht welligen Schuttkegels, der einen gewöhnlichen Runsenschuttkegel kaum an Grösse übertrifft. Er fällt mit einer Böschung von bloss $8^1/_2{}^0$ zu dem Wellenthale ab, das ihn von der Brandungswelle trennt. Seine Spitze lehnt sich bei 1100 m, nur 100 m über diesem Wellenthale, an die Abrissfläche an, liegt also tiefer als der Scheitel der Brandungswelle, so dass, ähnlich wie bei der Gletscherlawine an der Altels [1]), die Mittellinie des Stromstriches vom Kamm der Brandungswelle bis zum Ende

[1]) *A. Heim*, Die Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsblatt der Zürcher naturf. Gesellschaft 1896. Tafel I, Fig. 2.

des Schuttstromes ein rückläufiges Gefälle besitzt. (Vergl. Profil 9, Tafel III.) In diesen Verhältnissen spiegelt sich abermals die enorme lebendige Kraft wider, mit der die Felslawine am Fusse des Berges eintraf, und ebenso bilden sie einen Beweis dafür, dass die Felsmasse als ein einheitliches, zusammenhängendes Ganzes zu Thal glitt. Hätten nach dem Hauptsturz noch Nachstürze stattgefunden, so hätten sie am Fusse des Berges einen verhältnismässig grossen, steilen Schuttkegel aufgeschüttet.

Eine kurze Besprechung verdient noch eine merkwürdige Erscheinung an dem gegen das Herkunftsgebiet gerichteten Abhange der Brandungswelle. Er bildet nicht eine einzige ununterbrochene Böschung, sondern ein Durcheinander von Vertiefungen, kleinern Terrainwellen und grösseren, hügelartigen Anschwellungen. Wenn wir uns aber bemühen, einen Überblick über seine Terrainformen zu gewinnen, so fällt uns bald auf, dass mehrere, zum Teil stufenartig übereinander liegende Steilborde vorhanden sind, von denen einzelne mehrere hundert Meter weit verfolgt werden können. Sie haben fast durchwegs eine regelmässige Böschung von 30—35° und sind an ihrem oberen Rande oft durch eine sehr scharfe Kante begrenzt. Namentlich schön zeigt diese Erscheinung der Abhang zwischen Eschenberg und Näfleten.

Es ist wohl selbstverständlich, dass diese Steilborde nicht als Erosionswirkungen aufgefasst werden können. Die flacheren Partien zwischen zwei übereinander liegenden Steilborden sind typische, wellige Bergsturzflächen von wechselndem Gefälle, also auch nach ihrer Gestalt durchaus keine Erosionsterrassen; es müssen daher auch diese Steilborde als durch die Bergsturzbewegung erzeugte Formen betrachtet werden. Wahrscheinlich dürfen wir sie als die Abrissflächen von Rutschungen und Rückströmen ansehen, welche sich, ähnlich wie bei der Gletscherlawine an der Altels[1]), unmittelbar nach Ablauf der eigentlichen Bergsturzbewegung aus der an den steilen Bergabhang angelehnten Schuttmasse entwickelt haben mögen. Sie verdanken ihre Entstehung offenbar ähnlichen Vorgängen wie die Terrassierung, die wir im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen kennen gelernt haben. (Vergl. pag. 126—131.)

[1]) *A. Heim*, Die Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsblatt der Zürcher naturf. Gesellschaft 1896, pag. 23—25.

Mit dem Aufprallen des Bergsturzes auf die nördliche Thalwand war seine mechanische Energie noch lange nicht erschöpft; sie reichte noch aus zur Entwicklung eines 3 km langen, thalauswärts fahrenden Schuttstromes. Aus dem Verlaufe der südlichen Grenze des Trümmerfeldes geht deutlich hervor, dass die Hauptmasse desselben nicht einfach parallel zur Thalrichtung abgelenkt, sondern eher nach Südosten zurückgeworfen wurde, so dass der Trümmerstrom westlich von Eschenberg in einer der Anfangsrichtung beinahe entgegengesetzten Richtung sich bewegte und dann östlich von Eschenberg wieder auf den Rautispitzabhang in schiefer Richtung aufstiess. Von hier an schmiegte er sich diesem Abhange an und füllte bis nach Brand hinaus den ganzen Thalgrund aus.

Das früher (pag. 170) erwähnte Bergsturzblockwerk bei Egg beweist aber, dass auch ein beträchtlicher Teil der Trümmer von Näfleten weg an der nördlichen Thalwand, 200 m hoch über der Thalsohle dahinfuhr. Der grösste Teil derselben mag schon während der Bergsturzbewegung über den wohl 30° steilen Abhang hinuntergestürzt sein und sich mit dem in der Tiefe sich bewegenden Schuttstrome vereinigt haben; ein anderer Teil aber blieb auf der weniger steilen Partie des Abhangs östlich von Egg liegen. (Vergl. Profil 10, Tafel III.)

Wenn man die Lage des Trümmerwerkes bei Egg in Betracht zieht und bedenkt, dass der Schuttstrom am Südufer des Haslensees, wo er unter das Blockwerk des Bergsturzes von Platten untertaucht, noch eine ansehnliche Mächtigkeit besitzt, so wird man es begreiflich finden, dass er bei Brand, an der Kante des Linththales, nicht Halt machen konnte. Der Sturz über den 300 m hohen, 30—40° steilen Abhang verlieh ihm neue Kraft, so dass noch eine grosse Steinlawine bis mitten in die Sohle des Linththales sich ergiessen konnte. (Vergl. Profil 12, Tafel III.)

Viel weniger als beim Bergsturz aus der Deyenkette haben hier am Rande des Trümmerfeldes nachträgliche Erosions- und Accumulationsvorgänge stattgefunden; wir finden darum auf grosse Ausdehnung den unversehrten Bergsturzrand vor. Verfolgen wir denselben, so setzt uns wieder, wie beim Bergsturze aus der Deyenkette, seine ausserordentliche Schärfe in Erstaunen. Begehen wir z. B. den äussern Rand der Brandungswelle vom

Obersee über Lochberg bis östlich von Näfleten, so haben wir stets auf der linken Seite den regelmässig geneigten Flyschabhang mit seinen sanft gerundeten Formen, seinen vielen parallelen Wasserrinnsalen, seinen feuchten Wiesen und seinen braunen Holzhäuschen, auf der rechten aber das deutlich über den Abhang vorspringende, höchst unregelmässige, mit düsterem Tannenwald bedeckte, wasserlose Schrattenkalkblockwerk des Bergsturzes, und wir sehen, dass die Grenze zwischen den beiden scharf kontrastierenden Landschaften fast überall eine wirkliche Linie ist, über die kein Block des Bergsturztrümmerfeldes hinaustritt. Einzig im westlichsten Teile beobachten wir auf einer etwa 20 m breiten Zone eine Mischung des Schrattenkalkblockwerkes mit dem Flyschschutt des benachbarten Abhanges, die wahrscheinlich auf Rechnung des hier fliessenden Bächleins gesetzt werden muss.

Aber nicht nur der obere Rand der Brandungswelle, auch die Südgrenze des Trümmerfeldes östlich und westlich von Eschenberg, wo die Bergsturzbewegung ungefähr dem Abhange parallel ging, ist vollkommen scharf ausgebildet. Bemerkenswert ist der Umstand, dass auch hier der Bergsturzrand konvex aufgewölbt ist, so dass zwischen dem Bergsturze und dem Abhang des Rautispitz eine deutlich ausgeprägte Furche vorhanden ist. (Vergleiche Profil 10, Tafel III.) Sie ist östlich von Eschenberg eine Strecke weit 10—15 m, weiter thalauswärts aber meistens nur 2—4 m tief. Dass sie nicht etwa eine Erosionsrinne ist, geht schon daraus hervor, dass sie an einer Stelle thalauswärts deutlich aufsteigt und dass der Bergsturzrand durchaus nicht die Gestalt eines Bachufers besitzt.

b. Die Trümmer der Oberfläche.

Im ganzen ist die Blockbedeckung eine lückenlosere als im Bergsturzgebiet des Klönthals, was sich wohl grösstenteils dadurch erklärt, dass der Schrattenkalk, dem die überwiegende Masse der Trümmer angehört, ein sehr ungünstiges Material für die Bildung einer Erdkrume ist. Blöcke von sehr grossen Dimensionen trifft man weit seltener als im Bergsturz von Blanken. Eine Anzahl Riesenblöcke, darunter solche von mehreren hundert m^3 Inhalt, liegen im mittleren und westlichen Teil des Niederseewaldes.

Bei der Einförmigkeit des Gesteinsmaterials kann die schwarmweise Anordnung der Gesteinsarten im Trümmerfelde nicht so augenfällig sein wie bei den Bergstürzen von Glarus und Schwanden. Immerhin lässt sich beobachten, dass diese Erscheinung auch hier vorhanden ist. Der Seewerkalk z. B. tritt innerhalb seines beschränkten Verbreitungsgebietes in Blockgruppen auf, und ebenso trifft man die Grünsandsteine des Gault in der Regel nicht in ganz vereinzelten Stücken, sondern meistens in einer grösseren Zahl von Trümmern, die auf eng umgrenztem Bezirke zwischen die Schrattenkalkbrocken eingestreut sind oder bisweilen zu geschlossenen Trümmergruppen sich vereinigen.

C. Die Folgen des Bergsturzes.

1. Der Obersee.

Nachdem wir es als eine feststehende Thatsache betrachten dürfen, dass die grossen Schuttmassen des Oberseethals durch einen Bergsturz ins Thal geworfen worden sind, bedarf es nun auch keines fernern Beweises mehr dafür, dass der Obersee eine Folge dieses Bergsturzes ist. Als Staudamm wirkt wie beim Klönthalersee das zwischen Brandungswelle und Abrissgebiet gelegene schuttkegelförmige Ende des Trümmerstromes.

Der stille Bergsee verleiht dem Oberseethale grossen landschaftlichen Reiz und macht es zu einem der beliebtesten Ausflugsziele des Glarnerlandes. Seine Dimensionen bleiben freilich bedeutend hinter denjenigen des Klönthalersees zurück. Er hat bloss eine Länge von 950 m und eine grösste Breite von 500 m. Was ihn aber in erster Linie vom Klönthalersee unterscheidet und seinen Charakter bedingt, ist der Umstand, dass er keinen oberirdischen Abfluss besitzt, sondern sein Wasser durch den Bergsturzdamm durchsickern lässt.

Wer das Oberseethal im Spätherbst besucht, wird nicht wenig überrascht sein, an Stelle des Seespiegels, der im Frühling und Sommer sein Auge erfreute, eine von gelbbraunem Schlamme bedeckte Fläche zu sehen. Dieser Seeboden stellt eine vollkommene, fast horizontale Ebene dar, welche westwärts unmerklich in die Alluvialebene der Oberseealp übergeht und am vorderen Ende nur 4—5 m unter dem höchsten Wasserspiegel liegt.

Die Versickerungsstellen finden wir in grosser Zahl auf einer 500 m langen Linie in der Südostecke und am Südrande des Seebodens. Es sind 20—60 cm weite, rundliche, bisweilen trichterförmige Vertiefungen, welche die allgemeine Schlammdecke unterbrechen und die eckigen Felstrümmer des Untergrundes zu Tage treten lassen. In diese Versickerungslöcher münden leicht in den Schlammboden eingesenkte Rinnen, Verzweigungen des Baches, der in grossen Krümmungen den Seeboden durchmisst. Im Centrum des Versickerungsloches liegt fast regelmässig ein alter Baumstrunk oder eine Ansammlung von Baumzweigen, welche von dem versickernden Wasser gleichsam angesogen worden sind.

Auffällig ist der Umstand, dass diese Versickerungslöcher nur zum kleinsten Teile am Rande der Bergsturzbarrière, in ihrer Mehrzahl aber an dem aus anstehendem Schrattenkalk und Gault bestehenden Südufer des Sees liegen. Vielleicht nimmt das Wasser seinen unterirdischen Weg noch eine Strecke weit durch den anstehenden Fels, vielleicht aber doch zum grössten Teil durch die Bergsturzmasse, die jedenfalls auch noch unter dem vorderen Teile des Sees liegt.

Die Quellen, die bei Rütiberg 1500 m östlich vom Obersee und 140 m unter seinem Niveau aus dem Schuttboden hervorbrechen, werden wir wohl als den Abfluss des Sees betrachten dürfen. Es ist aber möglich, dass ein Teil des Oberseewassers seinen Weg noch in grösserer Tiefe unterirdisch fortsetzt.

Wenn im Frühjahr der Bach des Oberseethals anschwillt, vermögen die unterirdischen Abzugsrinnen nicht mehr alles Wasser fortzuführen, und es beginnt die Bildung des Sees. Er vermag jedoch nicht eine gewisse maximale Höhe zu übersteigen, da in dem Masse, wie sein Niveau sich hebt, auch die Zahl der in Funktion tretenden Versickerungskanäle grösser wird und zugleich der hydrodynamische Druck und damit die Durchflussgeschwindigkeit in diesen Kanälen zunimmt. — Ein See mit unterirdischem Abfluss weist relativ weit grössere Niveauschwankungen auf als ein oberirdisch abfliessender See; dafür ist er nicht wie dieser der Gefahr ausgesetzt, durch Einsägen des Abflusses in den Staudamm zum Verschwinden gebracht zu werden.

Welches wird die Zukunft des Obersees sein? Es ist klar, dass die Anschwemmungen der Bäche den Seegrund nach und nach erhöhen und damit

die Versickerungslöcher, durch welche jetzt das Wasser abfliesst, ausser Funktion setzen werden. Es ist nun gedenkbar, dass, wenn dieses Ziel erreicht ist, der See so hoch anschwillt, bis er über den Staudamm hinweg überfliesst. Wahrscheinlich aber wird das Wasser in höherem Niveau wieder neue durchlässige Stellen finden, so dass der See mit den gegenwärtigen Erscheinungen fortdauern wird, bis endlich die Bachaufschüttungen den tiefsten Punkt des Bergsturzdammes erreicht haben werden. Das Oberseegebiet wird in diesem Falle dieselben Phasen durchlaufen, wie sie sich im Staugebiete des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen in der letzten Interglacialzeit abspielten. Im einen wie im andern Falle wird es noch eines langen Zeitraumes bedürfen, bis der Obersee verschwunden sein wird.

2. Stauung und Ablenkung der Bäche.

Wie der Gleiterbach durch den Bergsturz aus der Deyenkette, so sind auch die vielen kleinen Bächlein, die oberhalb des Niederseewaldes den Flyschabhang durchfurchen, durch den Rautispitz-Bergsturz gestaut und abgelenkt worden. Während sie zur Zeit, als der Bergsturzhaufen noch nicht existierte, wahrscheinlich als parallele Rinnen getrennt dem Thalgrunde zueilten, finden wir jetzt einerseits westlich von Fischliberg, anderseits östlich von Näfleten in der Grenzfurche zwischen dem Bergsturz und dem Anstehenden je einen kleinen Bach, dem die einst selbständigen Rinnsale als Seitenbäche zufliessen. Die kleinen Bächlein, die zwischen Fischliberg und Näfleten rechtwinklig auf die Front der Bergsturzbrandungswelle auftreffen, versiegen gänzlich im Bergsturzblockwerk.

Da der Rand des Bergsturzhaufens wellig gebuchtet ist, fanden die aus ihrer Richtung abgelenkten Bäche in der Grenzfurche kein gleichsinnig geneigtes Bett. Sie waren daher genötigt, die Einsenkungen derselben mit ihren Geschieben auszufüllen, bis sie jeweilen wieder einen Überlauf fanden. So entstanden mehrere kleine, aus Flyschschutt zusammengesetzte, flach geneigte ebene Böden. Die grössten liegen beim Hofe Lochberg und in der tiefen Einbuchtung, durch welche der westlichste Teil der Bergsturzmasse vom Niederseewaldgebiet abgegliedert wird. Von dieser Stelle an fand der von Lochberg

herkommende Bach durch das dieser Einbuchtung entsprechende Bergsturzwellenthal einen Überlauf nach dem Obersee.

Auch die kleinen zwischen Fischliberg und Näfleten an der Bergsturzfront versiegenden Wasserrinnsale sind selbstverständlich gezwungen, ihren Schlamm und ihr Geschiebe in der Grenzfurche abzulagern. Wir finden darum hier am Bergsturzrande einen fast zusammenhängenden, feuchten, ebenen Wiesensaum, der jedoch meistens nur wenige Schritte breit ist. Die auffälligste dieser Aufschüttungen beobachten wir unterhalb Häkelberg. Zwei kleine Bächlein haben hier den Bergsturzrand überschritten und in eine Einsenkung der Bergsturzoberfläche einen ebenen Geschiebeboden von 100 m Länge und 40 m Breite abgelagert. Wo die Bäche den Stauboden betreten, ist er aus gröberen Geschieben zusammengesetzt; gegen sein Ende aber wird sein Material immer feiner und besteht schliesslich nur noch aus feinstem Flyschschlamm, der eine üppige, Humus und Feuchtigkeit liebende Flora trägt.

Weil der Bergsturzrand östlich von Näfleten sich steil gegen Rütiberg senkt, hatte der diese Grenzfurche benutzende Bach keinen Anlass zur Bildung von Stauböden. Er hat sich ziemlich kräftig in seine Unterlage eingeschnitten und auf der einen Seite die Bergsturzmasse, auf der andern die anstehenden Flysch- und Seewerschiefer entblösst.

D. Das Alter des Bergsturzes.

Wenn es sich darum handelt, das Alter eines vorhistorischen Bergsturzes zu bestimmen, so wird man in der Regel sich darauf beschränken müssen, zu untersuchen, ob und in welcher Weise er mit Moränen in Beziehung steht.

Die Alluvialebene der Oberseealp wird im Westen von einem wohl 30 m hohen Damme begrenzt, der quer über das Thal sich legt und vom Bache des Oberseethales in einer schluchtartigen Rinne durchbrochen wird. Er besteht zum grössten Teil aus Neocom-Kieselkalkblöcken, zum kleineren Teil aus Schrattenkalktrümmern und setzt sich als scharf ausgesprochener Wall mit deutlichem Kamm am rechten Ufer des Aubaches ins Ahornenthälchen fort. Er ist unzweifelhaft eine Moräne, und zwar nach Lage und Gesteins-

zusammensetzung eine Seitenmoräne des Gletschers, der einst das Ahornenthal erfüllte.

Die Schuttbildung, die unterhalb der Vereinigung der aus dem Ahornenthal und dem Oberseethal kommenden Bäche das linke Bachufer bildet, enthält schön gekritzte Schrattenkalkgeschiebe und ist also sicher eine Moräne. (Vergleiche Fig. 8, Tafel III.) Das von ihr bedeckte Terrain ist sehr lehmig und feucht, da sie neben Schrattenkalk und Neocom viel Flyschschiefer enthält, die der Gletscher grösstenteils dem Grunde des Oberseethals entnommen haben wird.

Dem Flyschabhang über Lochberg und Näfleten fehlt zwar eine zusammenhängende Moränendecke; dagegen findet man über die Wiesen zerstreut vereinzelte Blöcke von Neocom-Kieselkalk, Schrattenkalk und Seewerkalk, auf dem Grate oberhalb Bocken auch einige Blöcke von Flyschbreccie (mit grossen Glimmerschieferstücken). Diese Trümmer können nach den geologischen Verhältnissen der Umgebung nicht anders denn als erratische Blöcke aufgefasst werden.

Im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes suchen wir umsonst nach einer Schuttbildung, die als Moräne betrachtet werden könnte, und ich fand auch nicht ein einziges Stück Neocomkieselkalk oder irgend ein anderes Gestein, das nicht im Abrissgebiet anstehend ist. Die Moränen und erratischen Blöcke treten also zwar dicht an den Rand der Bergsturzmasse heran, greifen aber nicht über denselben hinaus. Jene Moränen sind offenbar älter als der Bergsturz. Dieser selbst ist nicht mehr übergletschert worden; er ist also postglacial, wie der Bergsturz aus der Deyenkette.

Am hintern Ende des Obersees sieht man auf einer etwa 20 m breiten Zone das Schrattenkalkblockwerk mit viel lehmigem Flyschschutt gemischt. Hier hat offenbar der Bergsturz die Moräne aufgeschürft und zum Teil überdeckt. Im Frühjahr 1896 sah ich bei dem damals in Abtragung begriffenen Hügel neben der Kalkbrennerei in Näfels gekritzte, in Glaciallehm eingebettete Geschiebe in den Lücken zwischen den Bergsturzblöcken. Es beweist dies wieder, dass zur Zeit des Bergsturzes im Thalgrunde bereits Moränen vorhanden waren und dass sie von der Front des Bergsturzes aufgeschürft wurden.

Als vom Bergsturz aufgepflügtes Erraticum dürfen wahrscheinlich auch die Geschiebe betrachtet werden, die man an mehreren Stellen auf den Näfelser Bergsturzhügeln findet.

E. Veränderungen im Ablagerungsgebiet.

Weil der Gletscher nicht mehr über das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes hinweggegangen ist, namentlich aber auch, weil der Obersee unterirdisch abfliesst, ist der Trümmerstrom durch nachträgliche Erosion verhältnismässig wenig verändert worden. Die Erosionswirkungen beschränken sich im Oberseethale fast ganz auf diejenigen des Baches, der bei Rütiberg aus dem Bergsturzschutte hervorbricht. Auf dem Rande des Trümmerfeldes fliessend, entblösste er während des Einschneidens auf dem linken Ufer das Anstehende, auf dem rechten Ufer dagegen modellierte er aus der Bergsturzmasse das früher (pag. 171 und 172) besprochene Steilbord heraus. Der entstandene Erosionskanal hält zwar keinen Vergleich aus mit dem Durchbruchsthale des Löntsch, stellt aber für den kleinen Bach doch eine recht ansehnliche Leistung dar. Von der Gegend des heutigen Haslensees an wurde er durch den Schwändibach in seiner Arbeit unterstützt, und überdies beförderte von dieser Stelle an das grosse Gefälle gegen das Linththal das Einschneiden des Baches. Der Erosionskanal gewann daher hier an Breite und Tiefe. In diesen Abschnitt desselben ist jetzt der Haslensee eingebettet.

Von dem Ende des Trümmerstromes sind heute nur noch die vereinzelten Bergsturzhügel von Näfels sichtbar. Gewiss hat hier die Linth kräftig erodiert. Der Umstand jedoch, dass manche dieser Hügel nicht mit Steilborden, sondern mit flachen, leicht welligen Böschungen unter die Linthebene untertauchen, scheint darauf hinzudeuten, dass dieselben weniger als Erosionsrelikte, sondern vielmehr als die höchsten Kuppen des unter den Geschiebeaufschüttungen der Linth begrabenen Bergsturzfeldes zu betrachten sind.

Auf dem Ebnet wird die Grenzfurche zwischen Bergsturz und Rautispitzabhang eine Strecke weit durch einen Schuttkegel unterbrochen, welcher dem Bergsturzplateau aufsitzt. Er ist wahrscheinlich nicht eine blosse Gehängeschuttbildung, sondern der Schuttkegel eines kleinen Felssturzes. Er besitzt

an seiner Basis eine Böschung von 20—25° und wird hier von mächtigen Schrattenkalkblöcken umsäumt.

F. Dimensionen des Bergsturzes.

Die Karte zeigt, dass die Dimensionen des Bergsturzes am Rautispitz nicht an diejenigen der Bergstürze im Klönthale heranreichen; immerhin übertreffen sie diejenigen der meisten bekannten Bergstürze der historischen Zeit. Die äussersten Enden des Trümmerfeldes sind $4{,}_5$ km voneinander entfernt und die gekrümmte Mittellinie des Schuttstromes misst in horizontaler Projektion 5 km. Das Areal des ursprünglichen Ablagerungsgebietes berechnete ich auf $2{,}_7$ km^2. Das Volumen der abgestürzten Felsmasse betrug mindestens 120,000,000 m^3.

Die Höhendifferenz zwischen Anfangs- und Endpunkt des Ablagerungsgebietes beträgt 660 m; der Schuttstrom hat daher eine durchschnittliche Böschung von 7° 30'.

Der obere Abrissrand liegt cirka 1800 m über dem Ende des Trümmerfeldes bei Näfels. Die $6{,}_3$ km lange Mittellinie des ganzen Bergsturzgebietes besitzt demnach eine Böschung von 16°.

III. Abschnitt.

Der Bergsturz von Platten.

A. Die Ausbruchnische.

Die auf Sohl am Abhang über Mollis gezeichnete Fig. 6, Tafel III zeigt, dass die scharf begrenzte Nische, die unterhalb der Häuser von Platten gegen das Ostende des Oberseethals hinunter sich zieht, die alten, sanften Erosionsformen am Südabhang der Fridlispitzkette in sehr auffälliger Weise unterbricht, und dass der Stauriegel des Haslensees derart aus dieser Nische herauswächst, dass sich der Gedanke an ein Bergsturzphänomen uns aufdrängen muss. Die Nische erreicht freilich bei weitem nicht die grossen Dimensionen der Bergsturznische am Rautispitz. Sie ist nur etwa 400 m breit; ihr oberer Rand liegt schon bei cirka 1050 m, also nur 300 m über dem Spiegel des Haslensees.

Die Ausbruchnische gehört dem nördlichen, zum Fridlispitz aufsteigenden Flügel derselben Oberseethalmulde an, welche auf der andern Thalseite den Bergsturz am Rautispitz geliefert hat. Auch hier ist die Bergsturzbewegung wieder durch den Umstand begünstigt worden, dass die Schichten mit cirka 30° Neigung gegen das Thal sich senken; der Bergsturz von Platten darf also ebenfalls als ein Felsschlipf bezeichnet werden. Freilich folgte auch hier die abtrennende Bewegung nicht einer und derselben Schichtfläche; die Abrissfläche durchsetzt gegen den obern Rand hin die Schichten treppenförmig.

Burckhardt hat in seiner mehrfach citierten geologischen Karte der Kreidegebirge nördlich des Klönthals die ganze Abrissnische als Schrattenkalk koloriert. Während meiner Bergsturzuntersuchung überzeugte ich mich jedoch, dass in diesem Gebiete die Formationsgrenzen etwas anders verlaufen, als *Burckhardt*

sie angiebt, was allerdings für die Tektonik desselben ohne Belang ist, für meine Untersuchung aber von ganz wesentlicher Bedeutung war. Der Seewerkalk, der auf *Burckhardts* Karte durch ein breites Gaultband von dem Abrissgebiete getrennt ist, bedeckt in Wirklichkeit das ganze Terrain zwischen Platten und Bränden und bildet noch bis in die Höhe von Bränden hinunter die obersten Schichten der Felswand, welche den Westrand der Abrissnische darstellt. Dem Gault gehören die mittleren Partien dieser Felswand und die Felsbänke im oberen Abrissrand unter den Häusern von Platten an; der Schrattenkalk aber tritt erst im Sockel der westlichen Abrisswand auf und bildet die Unterlage der mittleren und unteren Teile des Abrissgebietes.

B. Das Ablagerungsgebiet.

1. Gliederung und Formen desselben.

Das Trümmerfeld des Bergsturzes von Platten gliedert sich nach seiner äussern Erscheinung in zwei Abschnitte, den konvex aufgewölbten Stauriegel des Haslensees und den steilen Abhang gegen Näfels.

Betrachtet man diesen Abhang von Näfels aus, so sieht man die vom Fridlispitz heruntersteigende Schrattenkalkmauer bis dicht ans Ufer des Rautibaches herantreten und dort, unterhalb der Bachquellen, unter dem Bergsturzschutte verschwinden. (Siehe Fig. 6, Tafel III.) Nicht so leicht ist aber auf den ersten Blick zu erkennen, wo an diesem Abhange die Südgrenze des Bergsturzgebietes zu ziehen ist. Da man noch bis ziemlich weit südlich vom Tränkibach den Abhang mit Felstrümmern, worunter mächtige Blöcke vorkommen, bedeckt sieht, ist man zu der Annahme geneigt, derselbe werde hier auf eine Breite von mehreren hundert Metern aus der Bergsturzmasse gebildet und der Bergsturz habe hier einen breiten, bis auf den Grund des Linththales reichenden Thaleinschnitt ausgefüllt. Bei näherer Untersuchung findet man jedoch, dass dem nicht so ist.

In den runsenartigen Erosionsfurchen unter Brand, selbst noch im Bette des Tränkibaches, treten an manchen Stellen unter dem Trümmerwerk der Oberfläche die anstehenden Neocombänke der Oberseethalmulde zu Tage. Kaum 20 m unter der Stelle, wo der Oberseethalweg den Tränkibach überschreitet,

etwa 250 m über der Sohle des Linththales und nur cirka 100 m von dem anstehenden Fels am Rautibach entfernt, sind noch anstehende Neocombänke (Spatangenkalk) entblösst, welche sich nach Schichtstellung und Niveau genau in die entsprechenden Schichten der Oberseethalmulde einfügen. Das Oberseethal mündete also in der Zeit vor dem Bergsturze nicht mit breiter Öffnung, sondern höchstens durch eine enge, in den anstehenden Fels eingesägte Schlucht ins Linththal; vielleicht ging es sogar über einen 250 m hohen Felsabsturz in dasselbe über. Das Blockwerk am Abhang über Näfels ist somit nicht als das Ende einer tiefen Thalauffüllung zu betrachten, sondern stellt im wesentlichen nur einen nicht allzu mächtigen, an eine anstehende Felswand angelehnten Schuttkegel dar.

In den Runsenzügen südlich vom Tränkibach findet man in der 2—4 m mächtigen Schuttdecke, welche das Anstehende bekleidet, nicht selten gut gerundete, bisweilen deutlich gekritzte Geschiebe; an einer Stelle sah ich auch die darunter liegende Kieselkalkbank sehr schön poliert und geschrammt. Diese Schuttbildung ist also wohl grösstenteils als Moräne aufzufassen, so dass nur das Terrain zwischen Rautibach und Tränkibach als Bergsturzmasse zu betrachten ist.

Der Gewalthaufe der abgestürzten Felsmasse bildet den vom Fuss der Abrissnische bis zum Rautispitzabhang hinüberreichenden, quer über das Ende des Oberseethals gelegten Hügel von Brand. Eine scharf ausgeprägte Vertiefung trennt auch hier den Bergsturz von dem Gehänge, auf das er aufstiess. Doch kann von einem Aufbranden an diesem Abhang, wie bei den Bergstürzen aus der Deyenkette und am Rautispitz, kaum die Rede sein. (Vergl. Profil 11.) Das Phänomen der Brandungswelle kam hier nicht oder doch nur in geringem Masse zur Entwicklung, weil die Sturzhöhe bloss 300 m betrug, die Felsmassen also im Grunde des Oberseethales bei weitem nicht mit der Geschwindigkeit und der enormen mechanischen Energie eintrafen wie bei jenen andern Bergstürzen. Da jedoch die abgleitende Felsmasse im Verhältnis zur Sturzhöhe sehr gross war, blieb sie doch nicht nach Art eines kleinen Felssturzes in Form eines Schuttkegels am Fusse des Abrissgebietes stehen. Wir finden auf der Oberfläche des Hügels von Brand wieder dieselben unregelmässigen Terrainwellen wie auf den früher geschilderten grossen Bergstürzen, und auch hier

senkt sich die Oberfläche des Haupttrümmerhaufens gegen die Nachhut des Schuttstromes, welche als 30° steiler Schuttkegel in die Abrissnische hinaufreicht.

Eine bemerkenswerte Erscheinung ist die steile Böschung, mit der der Brandhügel zum Haslensee abfällt. Die steile Aufschüttung der Trümmer wurde offenbar nach mechanischen Gesetzen durch die steile Abrisswand bedingt, längs welcher der Bergsturz niederglitt. Eine analoge Erscheinung ist der Abfall der Schwammhöhe gegen den Klönthalersee.

Wenn man vom oberen Rande der Abrissnische auf den Bergsturzhaufen hinunterblickt, so sieht man, wie seine wellige Oberfläche im Osten plötzlich mit scharfer Kante abbricht und unvermittelt in den zu oberst 40—45° steilen, unten allmählich flacher werdenden, gegen Näfels sich senkenden Abhang übergeht. Unwillkürlich drängt sich uns die Frage auf: Konnte der Bergsturzstrom mit dieser steilen Böschung stehen bleiben? Gehört dieser steile Abhang der ursprünglichen Bergsturzoberfläche an, oder ist er nicht vielmehr durch die Linth aus einer einst mit sanfterer Böschung weit in die Sohle des Linththales hinausreichenden Trümmermasse herausmodelliert worden? Damit stellt sich gleich noch die weitere Frage ein: Gehören vielleicht die isolierten Bergsturzhügel bei Näfels, die ich zum Trümmerfeld des Rautispitzsturzes gerechnet habe, auch noch zum Bergsturze von Platten? Ohne mich auf ganz zwingende Gründe stützen zu können, halte ich es für wahrscheinlich, dass der letztere Bergsturz nicht bis mitten in die Sohle des Linththales reichte und dass also auch die Näfelser Hügel ihm nicht mehr angehören. Meine Erwägungen sind folgende:

1. Da die Sturzhöhe nicht sehr bedeutend war und die Bewegung nicht gegen das Linththal, sondern demselben parallel gerichtet war, so ist es wahrscheinlich, dass der Hauptteil des Trümmerstromes auf dem Felssockel, über den vor dem Bergsturz das Oberseethal ins Linththal mündete, liegen blieb und nur der östlichste Flügel der Sturzmasse den steilen Abhang gegen Näfels hinunterglitt. Dabei schütteten sich diese Trümmer nach Art eines kleinern Felssturzes in Gestalt eines steilen, gegen die Basis allmählich flacher werdenden Schuttkegels auf.

2. Der Bergsturzabhang zwischen Rautibach und Tränkibach ist keine Erosionsform, sondern ein kräftig über den allgemeinen Abhang vorgewölbter

Schuttkegel, eine Aufschüttungsform. Hätte die Linth den Abhang aus einer einst weiter ins Linththal hinausreichenden Bergsturzmasse erodiert, so müsste also hier nachher wieder eine bedeutende Trümmeraufschüttung stattgefunden haben. Ich glaube nun aber nicht, dass die beiden Bäche dieselbe besorgt haben. Wäre der Schuttkegel zwischen Rautibach und Tränkibach ein Schuttkegel dieser beiden wasserreichen Bäche, so würde er auch in den oberen Teilen eine viel sanftere Böschung besitzen und sich dort scharf von der sichern Bergsturzmasse abgliedern, während er thatsächlich ohne deutliche Grenze in dieselbe übergeht. Auch die mächtigen eckigen Blöcke, mit denen seine Oberfläche bis gegen den untern Rand besät ist, sprechen dafür, dass er kein Bachschuttkegel ist. Endlich zeigen kleine Terrainentblössungen und am Wege geöffnete Schuttgruben nicht die Erscheinungen eines Bachschuttkegels, sondern echte Bergsturzstruktur.

3. Die Ausbruchnische unter Platten umfasst ein Areal von ca. 250,000 m^2, und da die abgerutschte Felsschicht 50—80 m dick war, betrug ihr Volumen im Maximum 20,000,000 m^3. Wenn die Hügel bei Näfels auch aus der Plattennische stammen würden, so hätte der Trümmerstrom des Plattensturzes eine Fläche von mindestens 1 km^2 bedeckt und somit eine durchschnittliche Mächtigkeit von höchstens 20 m besessen, was für einen Schuttstrom von dieser Ausdehnung wahrscheinlich zu wenig ist. In diesem Falle hätte er auch am Abhang über Näfels keine wesentlich flachere Böschung herzustellen vermocht, als wie wir sie gegenwärtig beobachten.

2. Die Bergsturztrümmer.

Wir überzeugen uns aufs neue, dass der Stauriegel des Haslensees seine Entstehung einem Bergsturze von Platten her verdankt und nicht mehr zum Rautispitzsturz gerechnet werden kann, wenn wir sein Gesteinsmaterial studieren. Der Schrattenkalk, der im Trümmerstrom des letztern so sehr vorwiegt, ist zwar auch im Hügel bei Brand und namentlich auch am Abhang gegen Näfels reichlich vertreten, entsprechend dem Umstande, dass die Nische von Platten in den untern und mittleren Teilen im Schrattenkalk liegt. Im Gegensatz zum Trümmerfeld des Rautispitzsturzes sind jedoch hier in den

meisten Teilen des Ablagerungsgebietes die Gesteine der oberen Kreidestufen, Gault und Seewerkalk, das vorherrschende Material.

Der Gault ist durch Trümmer aus den verschiedenen Zonen vertreten, welche *Burckhardt* in den Kreideketten nördlich der Eocänmulde Pragel-Näfels konstatiert und in seiner wiederholt citierten Monographie eingehend besprochen hat. Wir finden:

Albien

1. Graue, grobkörnige Echinodermenbreccie mit rauher, von dunklern Streifen schlierenartig durchzogener Oberfläche (*Burckhardt,* l. c. pag. 74).
2. Kiesliger, rostig anwitternder Grünsandstein; ein sehr zähes Gestein mit zahlreichen, aber zerstreut stehenden Glaukonitkörnern (*Burckhardt,* l. c. pag. 74).
3. Concentricusschiefer *(Burckhardt);* ein mergeliges, dunkelgraues, oft grünlichgraues Gestein mit fasriger oder unvollkommen schiefriger Struktur. Man findet darin häufig Belemnites minimus List., nicht selten auch Terebratula lemaniensis Pict. In einigen Exemplaren sah ich auch Inoceramus concentricus Park. (*Burckhardt,* l. c. pag. 75—81).

Cenomanien

4. Dunkelgrüner, feinkörniger Sandstein, mit vereinzelten Exemplaren von Belemnites minimus.
5. Ellipsoidischer, grünsandiger Kalk; dunkelgrüner Sandstein mit grauen Kalkellipsoiden (*Burckhardt,* l. c. pag. 82). Die dunkel angewitterten Blöcke mit den durch Herauswitterung der Kalkellipsoiden entstandenen Höhlungen sind, z. B. am Abhang über Näfels, eine sehr auffällige Erscheinung.

Alle diese Gesteine sind in vollständig gleicher petrographischer Ausbildung im oberen Teile der Abrissfläche, unterhalb der Häuser von Platten, anstehend.

Der Seewerkalk tritt im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes als ein hell gelblichgrauer, dichter, von nicht sehr reichlichen schwarzen Häuten flasrig durchzogener Kalk auf und ist völlig identisch mit dem Gestein, das die obersten Schichten des westlichen Nischenrandes bildet.

Das wiederholt erwähnte Gesetz, dass die Gruppierung der Gesteinsarten im Trümmerfeld von der Verteilung derselben im Herkunftsgebiete abhängig ist, sehen wir auch in diesem Bergsturzgebiete wieder aufs schönste bestätigt.

Da in der Fridlispitzkette die Schichten nicht wie der Abhang unterhalb Platten direkt nach Süden, sondern nach SSW fallen und von dem steilern Gehänge schief angeschnitten waren, so waren die jüngsten Schichten des Abrissgebietes, der Seewerkalk, offenbar nur im obern und westlichen Teil desselben anstehend.

Dementsprechend finden wir seine Blöcke jetzt am reichlichsten in der schuttkegelartig an die Nische sich anlehnenden Nachhut des Schuttstromes und in der darauf folgenden ersten Bergsturzwelle, wo sie einen ausgedehnten Trümmerschwarm bilden. Südlich von der Mitte des Haslenseeriegels ist das Gestein nicht mehr zu sehen und am Abhang gegen Näfels fand ich bisher nur einige wenige Blöcke desselben.

Der Gault reichte über den ganzen obern und mittleren Teil der Abrissnische hinüber. Darum besitzt er auch im Ablagerungsgebiet eine viel ausgedehntere Verbreitung. Je mehr wir uns von Brand her dem Abrissgebiete nähern, desto reichlicher und in desto bunterer Mannigfaltigkeit tritt er auf. Während wir bei Brand nur vereinzelte Blöcke der grauen Echinodermenbreccie aus der Basis des Gault treffen, finden wir schon beim Bödeli die Grünsandsteine ziemlich reichlich. Der Abhang gegen den Haslensee wird im mittleren und nördlichen Abschnitt ausschliesslich aus Trümmern der Concentricusschiefer, der dunkeln Grünsandsteine und des Ellipsoidengrünsandes zusammengesetzt. Die Quellen des Rautibaches treten aus einem mächtigen Blockschwarme dieser Gesteine hervor, und am Abhang gegen Näfels finden wir alle fünf Gesteinstypen des Gault in buntem Gemische.

Nach dem Quer- und dem Längsprofil der Ausbruchnische war ihr unterer und östlicher Teil von den Schichten des Schrattenkalks ausgefüllt. Dementsprechend besteht der südlichste Teil des Hügels bei Brand ganz aus Schrattenkalk, und ebenso ist dieses Gestein am Abhang gegen Näfels reichlicher vorhanden als der Gault.

Es braucht nach dem Gesagten nicht mehr besonders betont zu werden, dass die Vereinigung von Trümmern derselben Gesteinsart zu Blockgruppen und grössern Blockschwärmen auch in diesem Bergsturzgebiete eine allgemein verbreitete Erscheinung ist.

Im Innern des Bergsturzhaufens kommen auch ziemlich ausgedehnte geschichtete, aber innerlich zersplitterte, von klaffenden Spalten durchzogene Trümmermassen vor. So bricht der Tränkibach aus einer geschichteten Requienienkalkbreccie hervor, und ebenso beobachten wir in dem aus kiesligem Gaultsandstein und Concentricusschiefer bestehenden Blockschwarme bei den Quellen des Rautibaches zersplitterte Felsmassen mit erhalten gebliebener Schichtung.

Der Brandhügel übertrifft alle bisher besprochenen Bergsturztrümmerfelder durch die Wildheit seiner Oberfläche. An den meisten Stellen tritt uns ein grossartiges Chaos von Blöcken aller Dimensionen entgegen; sie sind oft in den sonderbarsten Stellungen lose aufeinandergetürmt und durch tiefe Löcher voneinander getrennt. Ein Riesenblock von cirka 15 m Höhe und wohl 2000 m^3 Inhalt bildet den höchsten Punkt des Bergsturzhügels. Die geringe Sturzhöhe des Bergschlipfes erklärt wohl das reichliche Vorkommen grosser Blöcke.

C. Der Haslensee.

Der hinter dem Brandhügel liegende kleine Bergsturzsee wiederholt im wesentlichen alle Erscheinungen, welche wir beim Obersee besprochen haben. Er entbehrt wie jener eines oberirdischen Abflusses; er ist ebenfalls starken Niveauschwankungen ausgesetzt und verschwindet im Spätherbst, in der Regel auch im Hochsommer, gänzlich. Der Seegrund stellt wieder eine regelmässige, aus feinem Schlamm zusammengesetzte Ebene dar, die am Rande von zahlreichen Versickerungstrichtern durchbrochen wird, durch welche das Wasser unterirdisch abfliesst.

Da der Haslensee einen kleineren Umfang, gleichzeitig aber ein viel grösseres Sammelgebiet besitzt als der Obersee, sind seine Niveauschwankungen häufiger und viel grösser; immerhin erreicht er auch beim höchsten Wasserstande kaum eine Tiefe von 10 m. Wie rasch bisweilen der Seestand sich ändert, konnte ich im Sommer 1898 beobachten. Am 11. August, nach einer längern Regenperiode, hatte er beinahe seine maximale Höhe erreicht; das Wasser überflutete den begrasten Ufersaum am Brandhügel vollständig und bespülte den Fuss der Tannen am darüber stehenden Waldrande. Am 18. August,

nachdem seit 9 Tagen kein Regen mehr gefallen war, fand ich den See zu einer seichten Wasserlache zusammengeschwunden, die überall den braunen Seegrund durchschimmern liess. Innerhalb einer Woche war sein Spiegel um 6—7 m gesunken. Einen überraschenden Anblick bietet das Seebecken, wenn es ganz entleert ist. In schön geschwungenen Serpentinen durchziehen Rütibergbach und Schwändibach den Schlammgrund des Sees und ergiessen ihr Wasser in die

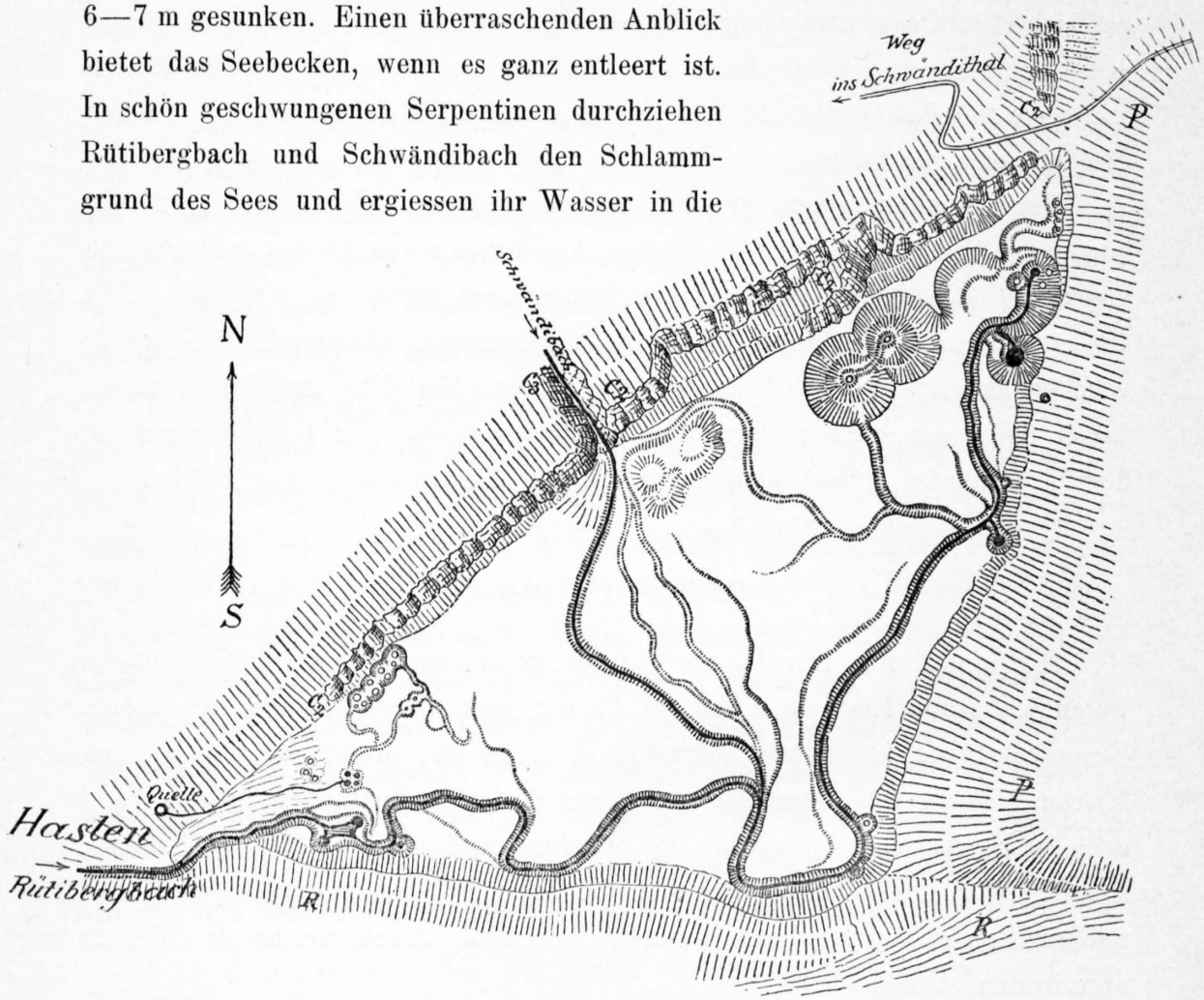


Fig. 19. **Karte des Haslensee-Bodens.**

Massstab 1:3000. Aufgenommen am 7. Oktober 1897.
C_2 = anstehender Schrattenkalk; C_3 = anstehender Gault; R = Bergsturz vom Rautispitz; P = Bergsturz von Platten.

ringsum am Rande, namentlich in der Nordostecke liegenden Versickerungslöcher (Fig. 19). Letztere sind hier in ihrer Mehrzahl nicht blosse Lücken im Schlammboden, sondern prachtvoll modellierte, kreisrunde Trichter, deren grösste oben einen Durchmesser von 20—30 m besitzen. Sie liegen in verschiedenem Niveau; die grössten sind zugleich die am tiefsten gelegenen. Die glatten, kegelförmigen

Trichterwände sind durch die kreisende Bewegung des unterirdisch abfliessenden Wassers aus dem Seeschlamme modelliert worden. Die vollkommen glatten Wände der cirka $1_{,5}$ m tiefen Bachfurchen und die Thatsache, dass ihre Lage sich während vieler Jahre nicht geändert hat, beweisen, dass diese Furchen jeweilen nicht erst nach der Trockenlegung des Sees entstehen, sondern dass sie unter dem Wasser sich gebildet haben und dass das abziehende Wasser auch bei vollem See in diesen Furchen sich bewegt. Arbeiter und Jäger, welche den See alljährlich wiederholt beobachten, erklärten mir, dass auch die Lage der Versickerungstrichter durch viele Jahre hindurch ziemlich konstant geblieben ist.

Das Wasser des Haslensees findet verhältnismässig leicht einen Durchgang durch den Bergsturzwall, da er ziemlich schmal ist und offenbar nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Innern viele grosse, durch Hohlräume getrennte Blöcke enthält. In vielen Quellen tritt es am Abhange über Näfels wieder zu Tage. Rautibach und Tränkibach sind die Abflüsse der beiden wichtigsten Quellengruppen, die cirka 50 m unter dem Niveau des Haslensees hervorbrechen, in einer Höhe, welche ungefähr dem oberen Rande des hinter dem Bergsturzabhang durchstreichenden Felsens entsprechen wird. Eine sehenswerte Erscheinung bildet die Quellennische des Rautibaches bei grossem Wasserstande, wenn sein Wasser auf weitem Umkreise aus tausend Fugen schäumend und brausend aus dem zersplitterten Gaultfels hervorbricht. Zur Zeit der stärksten Schneeschmelze und bei anhaltendem Regenwetter erscheinen nördlich vom Rautibach auf der Berührungsfläche zwischen der Bergsturzmasse und der anstehenden Schrattenkalkunterlage noch eine Reihe kräftiger Quellen, um aber beim Rückgange des Wasserstandes wieder ganz zu verschwinden.

D. Das Alter des Bergsturzes.

Es geht aus der bisherigen Darstellung zur Genüge hervor, dass der Bergsturz von Platten jünger ist als derjenige am Rautispitz. Wenn dieser nun, wie ich früher (pag. 187) erklärt habe, nach dem Ende der Eiszeit stattfand, so muss jener notwendig auch postglacial sein. Doch dürfen wir nicht unterlassen, zu untersuchen, ob er nicht mit Moränen in Verbindung steht.

Dicht neben der Hütte auf Brand liegt am Oberseeweg eine Schuttgrube, in der wir ein buntes Gemisch der mannigfaltigsten Gesteine des Oberseethales, darunter zahlreiche gut gerundete, geschrammte und gekritzte Geschiebe, also typische Moräne beobachten. Leider gestattet der Aufschluss nicht, klar zu sehen, in welcher Beziehung der Gletscherschutt zum Bergsturz steht. Da die Moräne dicht am Rande des Bergsturzhaufens liegt und das grobe Schrattenkalkblockwerk der Bergsturzoberfläche über die Schuttgrube hinweg bis an den Oberseeweg herantritt, glaube ich, die Moräne liege nicht auf dem Bergsturze, sondern sei durch denselben von der mit Gletscherschutt bekleideten Thalwand aufgeschürft und zum Teil überdeckt worden.

Noch grössere Schwierigkeiten bereitet der Erklärung eine Erscheinung, die uns auf dem Scheitel des Brandhügels, auf der kleinen Weidefläche im „Boden“ entgegentritt. In den Fusswegen ist das Terrain stellenweise auffällig lehmig, und bei genauerem Nachsehen finden wir da und dort in erheblicher Zahl, zum Teil als gut gerundete Geschiebe, Gesteine, die in der Ausbruchnische nicht anstehend sind, z. B. Neocommergel und namentlich grobkörnige, graugrüne Flyschsandsteine. Es liegt also auf dem Scheitel des Bergsturzhügels unzweifelhafter Gletscherschutt. Diese Thatsache zwingt uns aber doch nicht, eine Übergletscherung des Bergsturzes anzunehmen. Längs des Weges, der vom Haslensee ins Schwändithal führt, in kleinen Entblössungen bei Bränden und in den Fusswegen auf Platten überzeugen wir uns, dass der Abhang zwischen Platten und Haslensee von einer Moränendecke bekleidet ist, die allerdings keine grosse Mächtigkeit besitzt und an vielen Stellen den anstehenden Fels zu Tage treten lässt. Offenbar reichte sie einst auch über das Abrissgebiet des Plattenbergsturzes hinüber.

Ich halte es nun nicht für unmöglich, dass ein Fetzen der mit der Felsmasse abrutschenden Moränendecke nicht völlig unter den Felstrümmern sich verlor, sondern, gleichsam obenauf schwimmend, beinahe zusammenhängend erhalten blieb. Das Erraticum auf dem „Boden“, das hinsichtlich seines Materials vollständig mit den Moränen auf Platten und am Schwändithalweg übereinstimmt, ist also wahrscheinlich nicht primär gelagerter, sondern mit dem Bergsturz abgerutschter Gletscherschutt. Das mit dem Bergsturze in Verbindung stehende Gletschermaterial nötigt uns somit nicht, denselben in die Diluvialzeit zu verlegen.

Nicht nur die Beziehungen des Bergsturzes von Platten zu demjenigen am Rautispitz, sondern auch die scharf erhalten gebliebene Begrenzung der Abrissnische, das frisch aussehende, lockere Blockwerk des Trümmerhaufens, die winzigen Deltas der in den Haslensee mündenden Bäche, und die geringe Tiefe der von Rautibach und Tränkibach erzeugten Erosionsrinnen sprechen deutlich dafür, dass seit dem Bergsturze kein sehr langer Zeitraum verstrichen ist. Vielleicht gehört das Ereignis noch der historischen Zeit an.

Nachschrift

über

das anstehende Gestein am Ostfuss des Glärnisch.

Von **Alb. Heim.**

Der Umstand, dass Herr *Oberholzer* auf der diesem Bande beigegebenen Karte der Bergsturzgebiete am Glärnisch auch das Anstehende ringsum mit angeben musste, dass dies zum Teil nach meinen Beobachtungen geschehen ist, und dass dann aber erst seit dem Druck der Karte in meiner Auffassung des Glärnischfusses oberhalb Schwanden eine bedeutende Korrektur eingetreten ist, veranlasst diesen Nachtrag.

Schon seit mehr als zehn Jahren habe ich das Material zu einer geologischen Monographie des Schilt-Mürtschenstockes zu sammeln begonnen und meine leider sehr seltenen disponibeln Tage zu näherer Untersuchung in diesem verwickelten Gebiete verwendet. Teils führte mich die Frage nach dem Zusammenhang von Glärnisch und Schilt an den Glärnischfuss, teils die Untersuchung der Umgrenzung des Glärnisch-Guppenbergsturzes (Vierteljahrsschrift der Zürcher naturforschenden Gesellschaft 1895, Geologische Nachlese Nr. 4), teils endlich auch die „Grabenbrüche des Linththales“ (ebendort, Geologische Nachlese Nr. 5).

Aber vollständig ins klare zu kommen schien fast um so unmöglicher, je zahlreicher die Beobachtungstage wurden. Herr Sekundarlehrer *Blumer*, früher in Thon bei Schwanden, sandte mir 1898 einige Austern, die er unter Riedberg an einer Stelle aus dem Fels geschlagen hatte, den ich bisher für

Flysch angesehen hatte. Die Auster war zwar ganz so wie viele früher von mir selbst an jenem Zuge beobachtete Zweischaler unbestimmbar zerquetscht, sah aber doch am ehesten einer Exogyra des Neocom ähnlich. Wieder stieg ich zusammen mit Herrn *Oberholzer* an den Gehängen ob Nidfurn herum. Wir konstatierten dabei die von Herrn *Oberholzer* gefundene Fortsetzung des Dogger unter dem Leuggelbachwasserfall in die Nidfurnerschlucht hinüber, fanden ausserdem darunter gleich ob der Matt wieder Rötidolomit. In der Wand nach dem Gilbiberg hinauf konnten wir auch diesmal keine sicheren Kreidegesteine erkennen. Der weisse, wachsartig durchscheinende Kalk mit den Schalenresten ist ganz anders als Schrattenkalk etc. Wir blieben nach vielmaliger Prüfung wieder bei der früheren Überzeugung, dass die ganze Wand Flysch sei, und kolorierten dem entsprechend nun die zum Druck gegebene Karte. Dann brachte Herr *Blumer* von einer Stelle hoch über Thon, aus dem sogenannten Tschudiwald, einen deutlichen Turrilites Bergeri. Wir machten uns neuerdings unterwegs. Herr *Oberholzer* fand nun unter Gilbiberg ebenfalls sichere Gault-Cephalopoden. Endlich sind wir zur Überzeugung gekommen, dass meine mit *Escher* geteilte frühere Auffassung, das ganze Gehänge unter dem Verrucano und Lochseitenkalk sei Flysch, doch irrtümlich sein muss. Die Gesteine sind stark gequetscht. Der Malmkalk ist stark reduziert und häufig plattig und schiefrig geworden, der Seewerkalk ist völlig ausgewalzt, lässt aber bei sorgfältiger Beobachtung im Querbruch feine schwarze Linien als Reste seiner bezeichnenden thonigkohligen Häute erkennen. Der Gault ist manchmal von verquetschtem Nummulitengrünsand ununterscheidbar. Die Requienien sind im wachsartig durchscheinenden weissen Kalk zu finden, aber nicht zu bestimmen. Man findet das sonst widerstandsfähige charakteristische Gefüge des Schrattenkalkes um so weniger, je feiner man beobachtet.

Wir haben es in dieser Wand zu thun mit der ganzen Schichtserie vom Rötidolomit durch den Jura und die gesamte Kreide bis und mit dem Eocän. Freilich sind alle Schichtgruppen auffallend an Mächtigkeit reduziert und so sehr gequetscht, dass sie fast unkenntlich und wirklichen Flyschgesteinen sehr ähnlich geworden sind.

Ich halte darauf, an dieser Stelle ausdrücklich auf meinen früheren bezüglichen Irrtum hinzuweisen und ihn selbst zu

korrigieren. Mein Irrtum findet sich nicht nur in der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100,000, Blatt XIV, wo freilich ich selbst keine Schuld an demselben trage; er ist enthalten in der „Geologischen Nachlese Nr. 5“ (Vierteljahrsschrift der Zürcher naturforschenden Gesellschaft 1895), besonders Seite 50, und er ist eben leider auch in der diesem Bande beigegebenen Karte des Herrn *Oberholzer* mitenthalten, die schon fertig gedruckt war vor der Aufklärung. Ich bringe deshalb die Korrektur in diesem Nachtrage begleitet von einer Tafel. Herrn *Oberholzer* bin ich ganz besonders dankbar für seine treue Mithülfe zur Aufklärung.

Ich habe noch einige Erklärungen abzugeben gegenüber denjenigen, mit denen ich über dieses Gebiet durch meinen Irrtum in Kollision geraten bin.

Die weissen Kalksteine ob Nidfurn und bis in das Luchsingertobel hinein, die *Baltzer* nie als Flysch anerkennen wollte, sondern als metamorphosierten Malm festhielt, sind wirklich Malm. *Baltzer* hatte hierin gegen mich recht.

Ebenso hat in dieser Sache *Rothpletz* recht gegen mich. Heute lese ich zum erstenmal in seinem Buche „das geotektonische Problem der Glarneralpen“. Ich finde als Antwort auf meine Verteidigung gegen seine Angriffe, wie ich sie in „Geologische Nachlese Nr. 5“ gegeben hatte, nun im „Geotektonischen Problem ...“, Seite 110 und folgende, das offene klare Zugeständnis von *Rothpletz,* dass er in seiner früheren Darstellung der Verwerfungsspalte im Luchsingertobel irrtümlich den Lias für Verrucano und eine „Wechselfolge von Jurakalk und Eocän“ für nur Jura und die Klüftung im Lias für Schichtung angesehen habe. Es bietet mir eine gewisse Genugthuung, heute nun auch einen Irrtum, der mir begegnet ist, und auf Grund dessen ich an *Rothpletz* Kritik geübt hatte, meinerseits mit gleicher Offenheit zurücknehmen zu können. *Rothpletz*ens „Jurawand“ ob Nidfurn und Leuggelbach, die ich ihm entgegen nach mehrfacher Prüfung stets als Flyschwand festhalten zu müssen glaubte, ist doch nicht nur Flysch. *Rothpletz* ist im Rechte, wenn er Malm und Kreide darin unterscheidet, ich bin nun zur gleichen Unterscheidung gekommen. Freilich geht mein früherer Fehler noch etwas weiter, als *Rothpletz* gefunden hat: Gegen Norden bei Matt folgt unter dem Jura auch noch der Rötidolomit und gegen Süden geht die Kreide noch weiter, als *Rothpletz*

annimmt. Sie scheint auch noch reduziert und verquetscht zwischen dem Lochseitenmalm und den Nummuliten an der Luchsingerverwerfung abzusetzen in dem Schichtenkomplex, den *Rothpletz* jetzt als „Wechselfolge von Jurakalk und Eocän" ansieht. Ich kann diese „Wechselfolge von Jura und Eocän" hier so wenig wie irgendwo weiter nördlich finden, ich kann die paar zwischengelagerten helleren Kalkbänke nicht für Jura nehmen, für mich ist die Schichtfolge von Nidfurn bis auf die Terrasse von Zetenries-Dohlenberg nun vom Rötidolomit bis Flysch eine einfache normale. Dies ist aber eine ganz untergeordnete Differenz in unserer Auffassung. Dagegen hat *Rothpletz* den ganzen Zug der Kreide in allen Stufen nicht beachtet, der zwischen Malm und Eocän lückenlos um den Ostfuss des Vorderglärnisch herumzieht, und der auch vielleicht die direkte Fortsetzung der Kreide ob Nidfurn ist.

Ausserdem bestätige ich gerne ausdrücklich die Richtigkeit von verschiedenen andern Beobachtungen von *Rothpletz* in diesem Gebiet, wie: der Dogger der „Jurawand" keilt sich nahe südlich der Steinigenbachrunse aus. Unten in der Schwächetenbachruns erscheint Flysch unter Rötidolomit. Über Brand liegt auf Verrucano (und Rötidolomit, den ich hier schon 1894 verfolgt hatte) Lias, während weiter nördlich erst Dogger und dann Lias folgt.

Wenn nun *Rothpletz* pag. 110, nachdem er seine Beobachtungs-Irrtümer unumwunden zugestanden hat, fortfährt: „Glücklicherweise wird das Ergebnis meiner damaligen Arbeit dadurch nicht im geringsten erschüttert" und aus der Luchsingertobelverwerfung, trotz ihrem gerade entgegengesetzten Sinn, doch wieder einen „Grabenbruch des Linththales" macht, so können wir ihm hierin so wenig folgen wie früher. Aber ich trete hierauf nicht weiter ein. Ich will ja neue Kritik nicht üben. Ich wäre überhaupt auf *Rothpletz* und seine Arbeiten gar nie mehr eingetreten (vergl. Geologische Nachlese Nr. 5, Seite 69, Zeile 11 – 13 von unten), wenn es nicht gewesen wäre, um einen Irrtum meinerseits zu korrigieren, und ausdrücklich zu erklären, wo er gegen mich im Recht ist. Auch ich könnte nun mit gutem Grunde versucht sein, fortzufahren wie *Rothpletz:* „Glücklicherweise etc. . . ."

Es hat sich nun also ergeben, dass der Streifen Rötidolomit mit Dogger und Schiltkalk, der über Nidfurn liegt, sich gegen Süden höher zieht und zugleich allmählich auskeilt, so dass er zwischen Steinigenbach und Leutenberger-

runs sein südliches Ende erreicht. Unter dem Rötidolomit, der an der Matt das tiefste Anstehende bildet, tritt im Schwächetenbach zuerst sichtbar echter Lochseitenkalk und darunter nochmals Eocän auf. Das Eocän steigt gegen das Luchsingertobel höher, während der untere Lochseitenkalk nach dem Auskeilen von Rötidolomit, Dogger und Schiltkalk sich nun schon in der Leutenbergerruns zusammenschmeisst mit dem Malmkalk der normalen Schichtreihe. Beide vereinigt bilden sodann die auffallende lochseitenartige Kalkbank über der Schwefelquelle im Luchsingertobel. Die Kreide darüber ist immer mehr gegen Süden reduziert und verquetscht worden, doch ist sie noch zu finden in der Steinigenbachruns unter dem oberen Eocän, und es scheint, dass auch einige der für Flysch von mir früher angesprochenen Bänke über jener Schwefelquellenbank dicht ausserhalb der Verwerfung im Luchsingertobel stark mechanisch metamorphosierte Kreide darstellen. Was ich früher (Nachlese Nr. 5) über den aufliegenden Verrucano und Rötidolomit, über den Lias im Luchsingertobel an der Verwerfung etc. berichtet habe, hat sich bei unsern Revisionsbegehungen alles bestätigt.

Unter dem Vorderglärnisch hat Herr *C. Hösli* zuerst unter dem von *Baltzer* angegebenen Nummulitenkalk noch Kreide gefunden. Ich habe sodann 1897 diese Kreide in den meisten der an den Vorderglärnisch hinaufgehenden Schluchten verfolgt. Sie ist nach den Gesteinen viel klarer erkennbar und auch durch Petrefakten leichter erweislich, als die Kreide ob Nidfurn. Es lassen sich überall deutlich Seewerkalk, Gault, Schrattenkalk und meistens auch noch Neocom und hie und da noch darunter Thitonkalk und Quintnerkalk unterscheiden. Dann folgen die Schuttkegel. Allein der ganze Kreidekomplex ist auf in Summa ca. 25 m reduziert. Auf dem die Kreide bedeckenden Nummulitenkalk und Flyschschiefer liegt eine Bank typischen Lochseitenkalkes, darüber Rötidolomit. Derselbe zieht um den ganzen Vorderglärnisch herum bis über den Fussknöchel, genannt Stöckli. Der Verrucano im untersten Teil der Guppenruns aber fehlt unter dem Vorderglärnisch.

Der Zusammenhang der südlichen Partie von Luchsingen bis Guppenruns mit der nördlichen unter dem Vorderglärnisch ist sehr schwer direkt zu verfolgen. Jedenfalls sind wir noch nicht am Ende der Erkenntnis der Komplikationen. Es hat den Anschein, dass das Eocän unter dem Vorderglärnisch dem Eocän

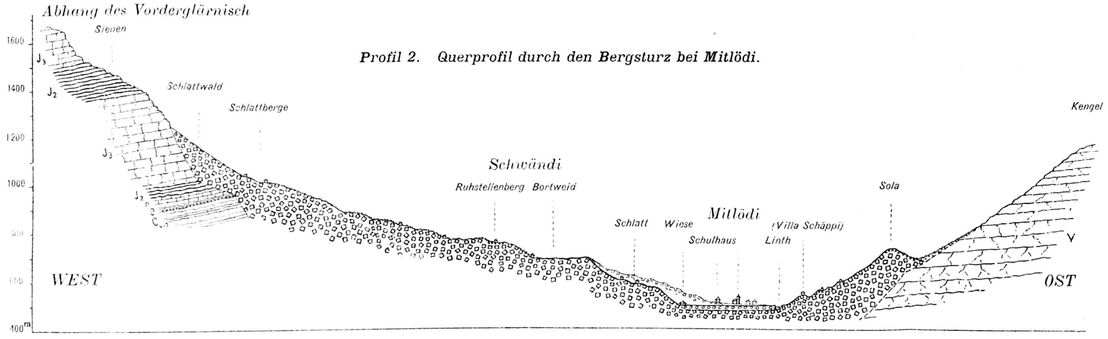
der Gilbiberg-Riedbergterrasse entspreche, und die Kreide zu unterst am Vorderglärnisch die Fortsetzung der Kreide über Nidfurn sei. Dann würde wahrscheinlich in der Tiefe unter dem Vorderglärnisch nochmals Eocän liegen! Vielleicht stellen sich aber noch weitere Komplikationen ein. Auf der Thalseite von Haslen sind vielleicht ähnliche Verwicklungen vorhanden. Das Gebiet ist im einzelnen sehr schwierig zu prüfen und zu begehen. Es muss fast jeder Fels angeschlagen werden, Schuttkegel und dichtes Jungholz, sehr steile Gehänge, zahlreiche Schluchten stehen im Wege. Wir beabsichtigen, diese schwierige Region allmählich vollständig bis ins Detail aufzuklären und später die Resultate zusammenhängend kartographisch und in Profilen darzustellen. Vorläufig sah ich mich nur veranlasst, die wichtigsten neu entdeckten Thatsachen zu nennen und meinen früheren Irrtum betreffend Ausdehnung des Flysch, der leider auch noch in der diesem Bande beigegebenen Karte figuriert, zu korrigieren. Ich verweise auf Tafel IV, welche besser als viele Worte die Dinge darstellt, wie Herr *C. Hösli*, Herr *Oberholzer* und ich sie teils in gemeinsamen, teils in Einzelbegehungen nun allmählich bis heute erkannt haben.

Folgende Thatsachen können hier schon als von hohem theoretischem Interesse hervorgehoben werden: Die Komplikationen im Bau des Glärnisch sind noch grösser und wunderbarer, als *Baltzer* sie angenommen hatte. Am Südostabhang liegt zu unterst Eocän, das jüngste als Basis im Thalgrunde, darüber Lochseitenkalk (Repräsentant verkehrter Schichtfolge?). Dann normale Schichtfolge von Rötidolomit bis Flysch, wieder Lochseitenkalkfetzen, dann noch wenigstens 2, wahrscheinlich 3 oder mehr, normale Schichtfolgen mit teilweise reduzierten, verkehrten dazwischen.

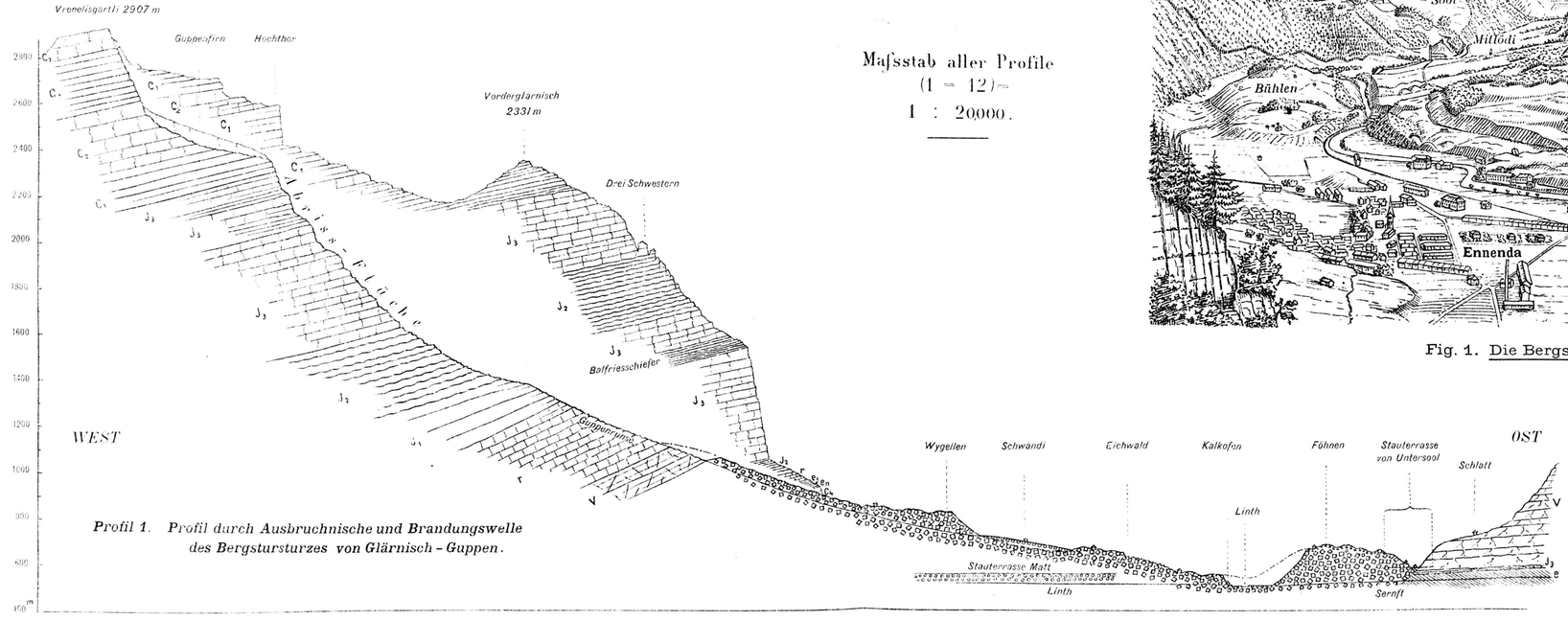
Ungewöhnlich ist der Umstand, dass auch die normalen Schichtfolgen in der Basis des Glärnisch in ihrer Mächtigkeit so stark reduziert sind. Sind sie vielleicht durch nochmaliges Überkippen einer verkehrten Schichtfolge in ihre jetzige Lage gekommen? Man muss den mechanischen Begleiterscheinungen noch mehr nachgehen. Wie der Zusammenhang nördlich und südlich der Guppenrunse steht, wie Glärnisch und Schilt zu einander und zur Glarnerdoppelfalte im einzelnen sich verhalten etc., das alles scheint mir um so dunkler, je mehr ich die thatsächlichen Verwicklungen dieser Gebiete studiere. Ich versuche noch keinen Zusammenhang anzudeuten, noch weniger eine Erklärung zu finden.

Ich will hier zunächst nur beobachten, solange noch Beobachtung möglich ist. Niemals aber werde ich den wohlfeilen Ausweg betreten, der darin besteht, überall, wo etwas nicht recht zusammenpasst, eine Verwerfungskluft oder eine Überschiebungsfläche anzunehmen und alles in vertikal und horizontal in allen möglichen und unmöglichen Richtungen verschobene Schollen zerhackt mir zu denken, wobei die Unterschiede im Bau der Schollen keine Bedenken zu erregen vermögen.

Profil 2. Querprofil durch den Bergsturz bei Mitlödi.

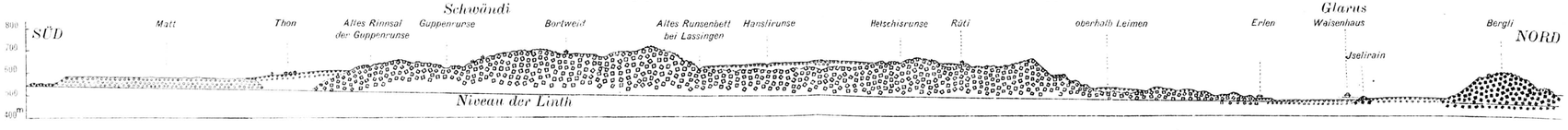


Maßstab aller Profile
(1 = 12)=
1 : 20000.



Profil 1. Profil durch Ausbruchnische und Brandungswelle des Bergstursturzes von Glärnisch-Guppen.

Profil 3. Längsprofil durch das Gebiet des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen.



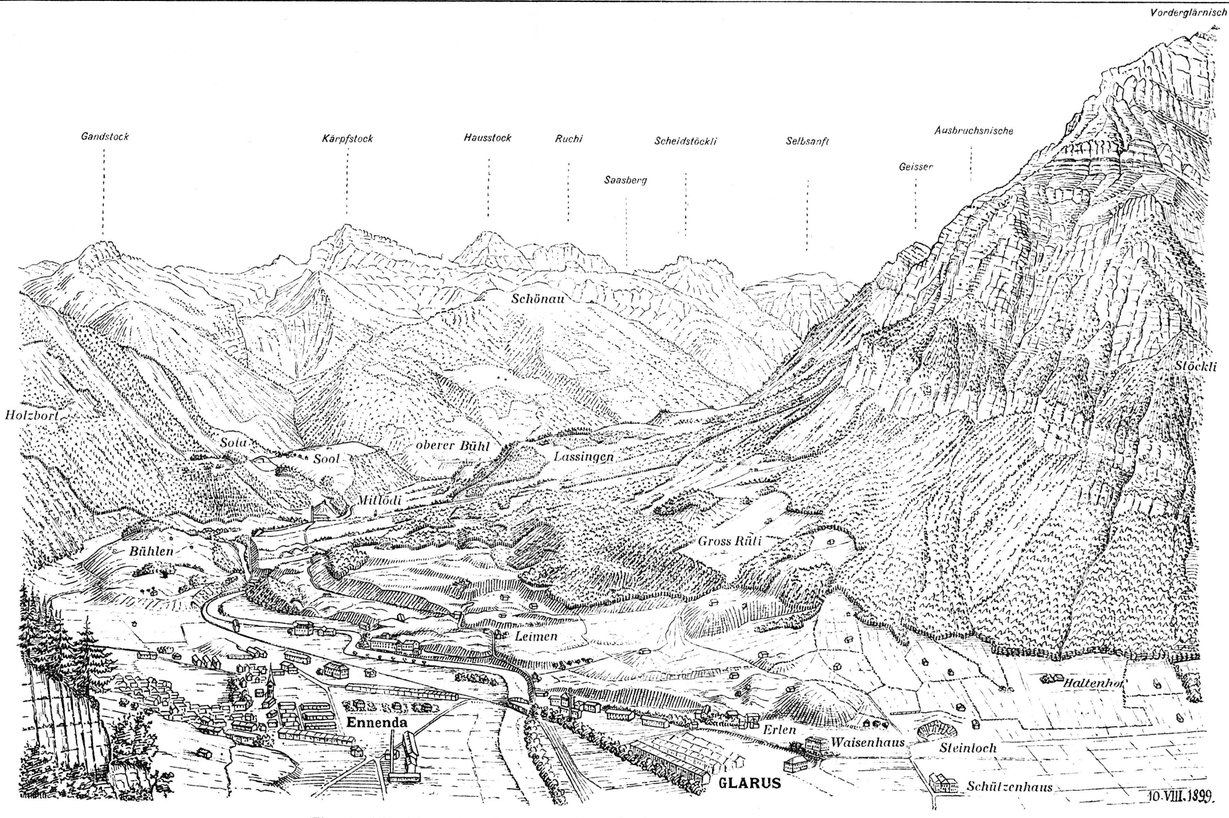


Fig. 1. Die Bergsturzlandschaft zwischen Glarus und Schwanden, vom Abhang des Schilt aus gezeichnet.

ZEICHENERKLÄRUNG.

(gültig für alle Tafeln und die Textfiguren)

Schuttbildungen:

- Sch Gehängeschutt.
- K Bachschuttkegel, Flussalluvion.
- M Moräne.
- Vg Bergsturz am Vorderglärnisch. von 1594
- P Bergsturz von Platten.
- R Bergsturz am Rautispitz.
- D Bergsturz aus der Deyenstock- -Wiggiskette.
- Gp Bergsturz von Glärnisch-Guppen.
- Gi Bergsturz von Glärnisch-Gleiter.
- St Stöcklibreccie.

Ursprüngliche Bergsturzoberfläche.

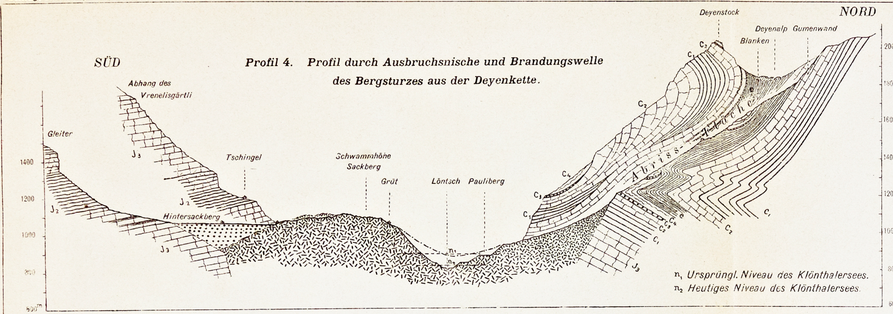
Umrandung der Abrissnische.

Anstehendes:

- e Eocän.
- ef Flyschschiefer.
- en Nummulitenkalk.
- C_4 Seewerkalk.
- C_3 Gault.
- C_2 Schrattenkalk
- Örb Orbitulinaschichten.
- C_1 Neocom.
- J_3 Malm.
- J_3t Troskalk (Tithon).
- J_3b Balfriesschiefer.
- J_2 Dogger.
- J_1 Lias.
- r Rötidolomit.
- V Verrucano.

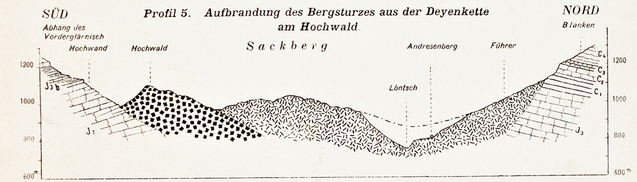
Photolithographie von J. SCHLUMPF in Winterthur.

Profil 4. *Profil durch Ausbruchsnische und Brandungswelle des Bergsturzes aus der Deyenkette.*

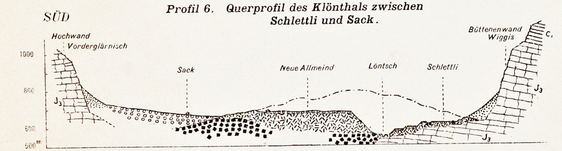


n_1 *Ursprüngl. Niveau des Klönthalersees.*
n_2 *Heutiges Niveau des Klönthalersees.*

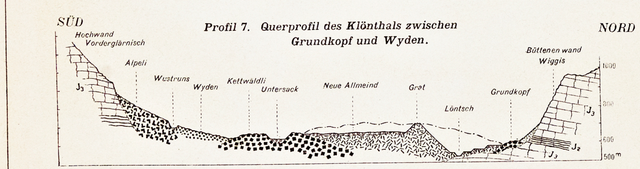
Profil 5. *Aufbrandung des Bergsturzes aus der Deyenkette am Hochwald.*



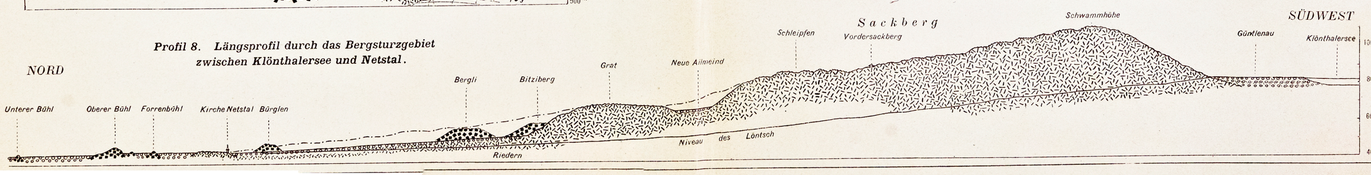
Profil 6. *Querprofil des Klönthals zwischen Schlettli und Sack.*



Profil 7. *Querprofil des Klönthals zwischen Grundkopf und Wyden.*



Profil 8. *Längsprofil durch das Bergsturzgebiet zwischen Klönthalersee und Netstal.*



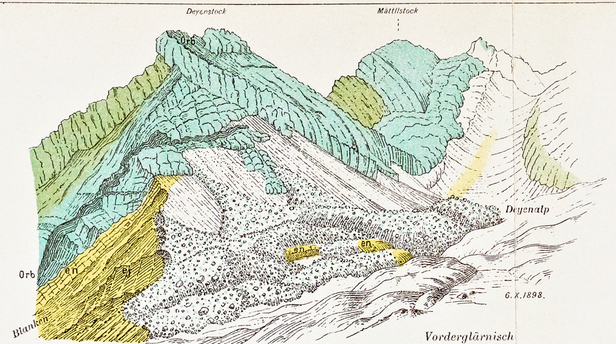


Fig. 4. Der alte Felssturz auf der Deyenalp, oberhalb der Gumenwand gezeichnet.

Farbenerklärung für Fig. 2.3.5.

- Bach- u. Flussalluvion.
- Bergsturz am Vorderglärnisch von 1594.
- Bergsturz aus der Deyenstock-Wiggiskette.
- Bergsturz von Glärnisch-Guppen.
- Bergsturz von Glärnisch-Gleiter.
- Stöcklibreccie.

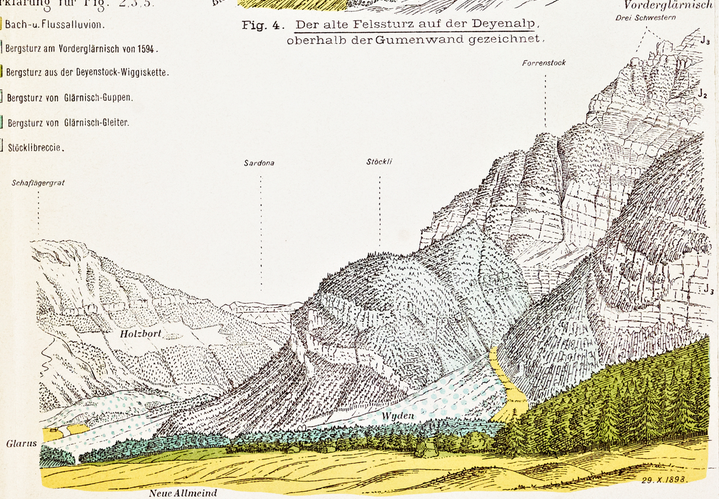


Fig. 3. Das Stöckli am Vorderglärnisch, von der neuen Allmeind aus gezeichnet.

Farbenerklärung für Fig. 4.

- Eocän.
- Urgon.
- Neocom.
- Bergsturz.

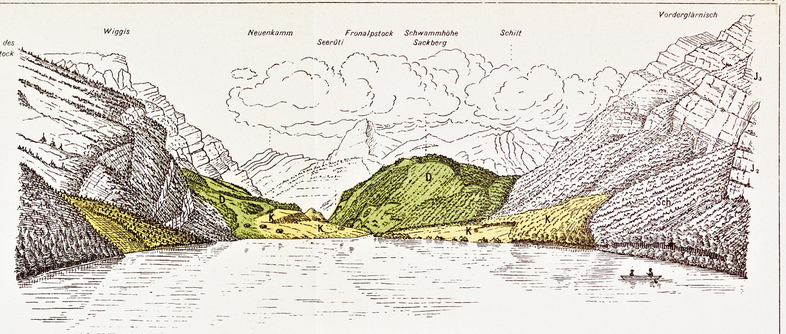


Fig. 5. Der Stauriegel des Klönthalersees Vom See aus gezeichnet.

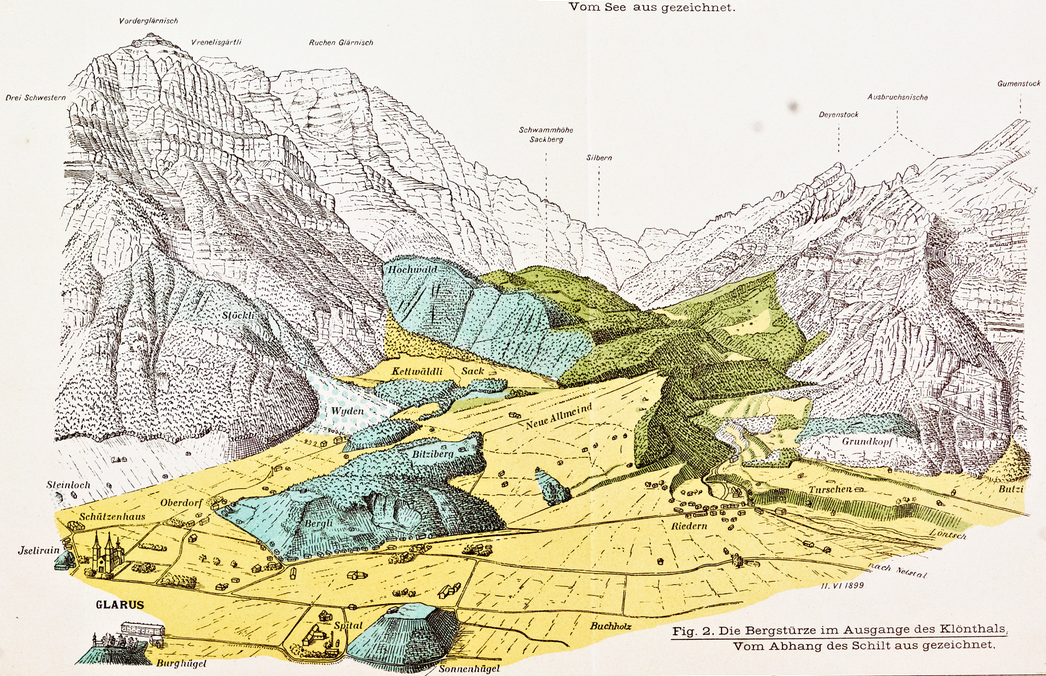
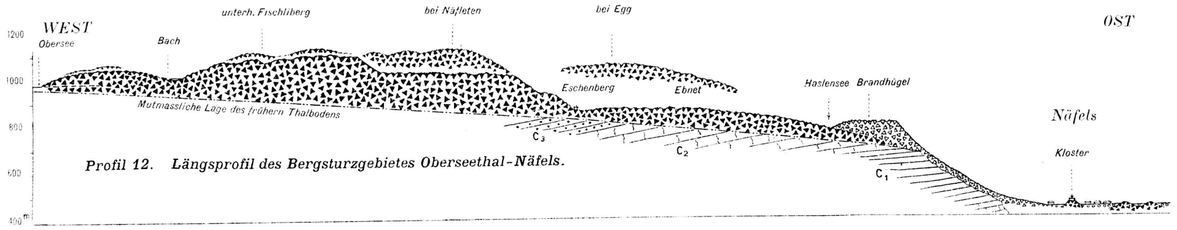
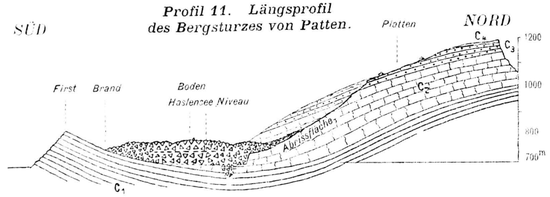


Fig. 2. Die Bergstürze im Ausgange des Klönthals, Vom Abhang des Schilt aus gezeichnet.

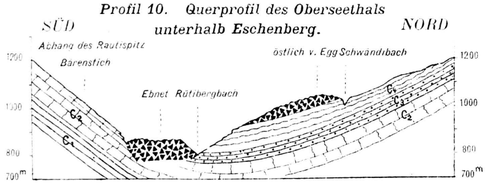
Photolithographie von J. SCHLUMPF in Winterthur.



Profil 12. *Längsprofil des Bergsturzgebietes Oberseethal-Näfels.*



Profil 11. *Längsprofil des Bergsturzes von Patten.*



Profil 10. *Querprofil des Oberseethals unterhalb Eschenberg.*

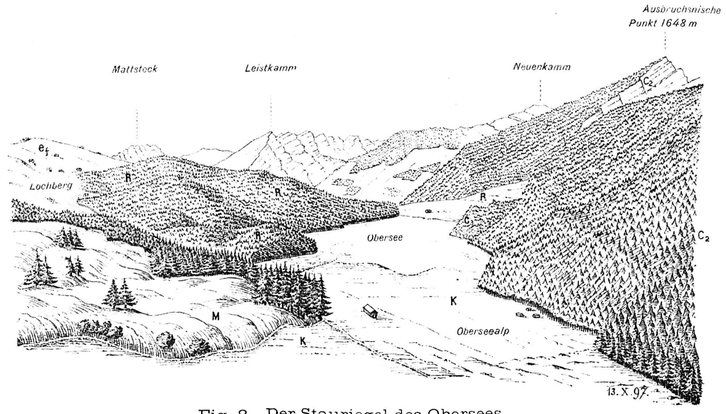
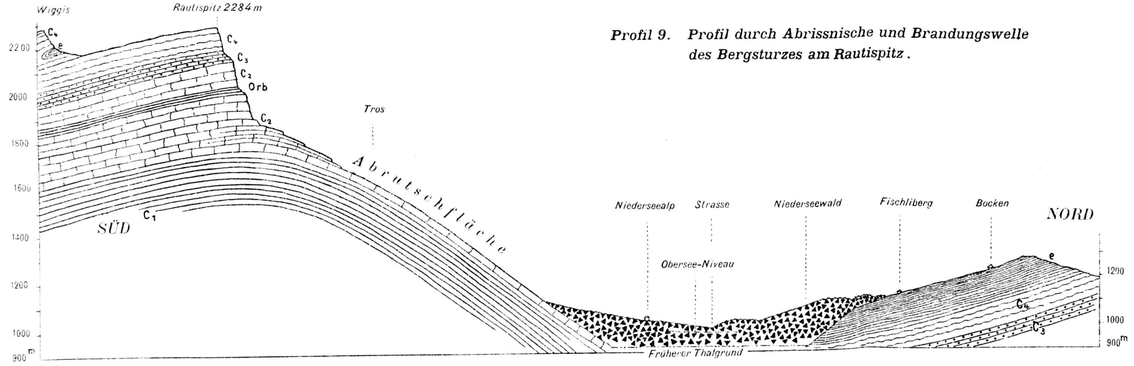


Fig. 8. Der Stauriegel des Obersees, von Westen gesehen.



Profil 9. *Profil durch Abrissnische und Brandungswelle des Bergsturzes am Rautispitz.*

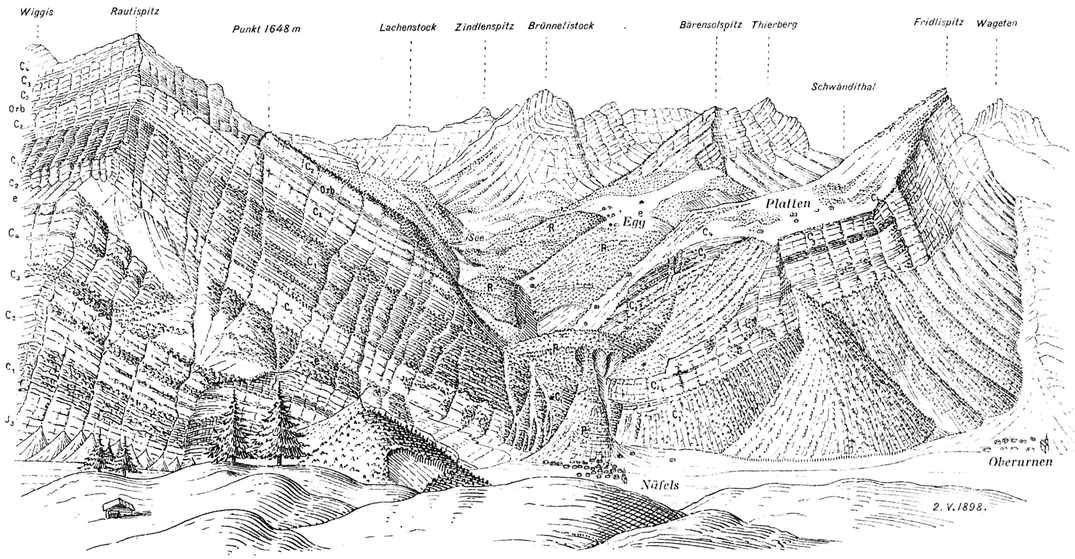


Fig. 6. Das Oberseethal, von Sohl oberhalb Mollis aus gesehen.

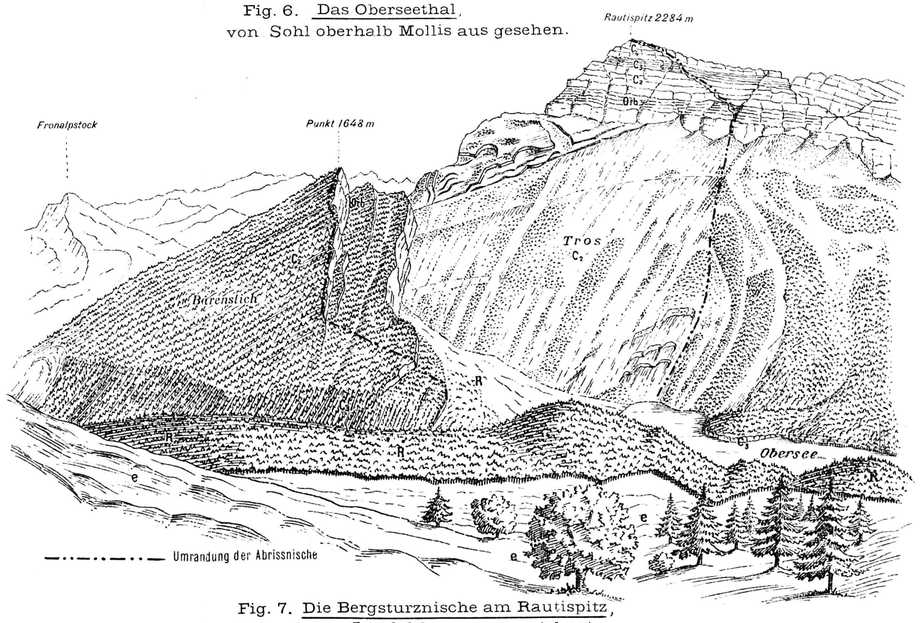


Fig. 7. Die Bergsturznische am Rautispitz, von Landoltberg aus gezeichnet.

J. OBERHOLZER del.

Photolithographie von J. SCHLUMPF in Winterthur.

Massstab der Profile
1:10,000

Richtung der Profilebenen
Nordwest – Südost

Profil am Ostfuss des Vorderglärnisch ob Mitlödi

Abhang des Geisser

Abhang des Leuggelstock

Baumgartenwand

Profil bei A · Profil bei B · Profil bei C · Profil bei D · Profil bei E · Profil bei F · Profil bei G & H · Profil bei J

Der Ostfuss des Glärnisch zwischen Schwanden & Luchsingen.

Erklärung zu Tafel IV

- Gehängeschutt
- m Moräne
- k Stauterrassenkies
- Gp Bergsturz v. Glärnisch-Guppen
- e_3 Flyschschiefer
- e_2 Eocäne Sandsteine
- e_1 Nummulitenkalk
  (e Eocän)
- C_4 Seewerkalk
- C_3 Gault
- C_2 Schrattenkalk
- C_1 Exogyraschichten
- C_0 Kieselkalk
  (C_1 Neocom)
- L Lochseitenkalk
- Jg Hochgebirgskalk
- Jf Schiltkalkschiefer
- Je Schiltkalk
  (J_3 Malm)
- Jd Eisenoolith
- Jc Echinodermenbreccie
- Jb Eisensandstein
- Ja Opalinusschiefer
  (J_2 Dogger)
- J_1 Lias
- R Rötidolomit
- Rw Rauchwacke
- V Verrucano

✶ Fundorte von Gaultpetrefacten.

J. Oberholzer del.

Photolithographie J. Schlumpf. Winterthur.

KARTE DER BERGSTÜRZE
bei
GLARUS, SCHWANDEN UND NÄFELS

Aufgenommen und gezeichnet
von

J. Oberholzer
(1897 - 1899)

Anstehendes nach A. Baltzer (1873), C. Burckhardt (1894), C. Hösli und A. Heim (1898).

Maafsstab 1:20000

0 100 200 500 800 1000 1500 1500 1800 2000m

Jüngster Thalboden der Linth, Seen ectr.
Bachschutt
Torf
Gehängeschutt
Moräne
Stauterrassenkies

	anstehend	als Bergsturz
Eocän (Flysch)		
Nummulitenkalk		N
Seewerkalk		
Gault		
Orbitulinamergel		O
Schrattenkalk		
Neocom und Valengien		
Balfriesschiefer		B
Malm		
Schiltkalk		S
Dogger u. Lias		
Quartenschiefer		
Rötidolomit		
Verrucano		

Erratische Blöcke
Quellen
Versickerungstrichter
Schuttgrube Kiesgrube

Abkürzungen von Lokalnamen:

A	Andresenberg	Ks	Käsgaden
Bb	Büchelberg	Kw	Kettwäldli
Bd	Boden	L	Lönlschtobelbrücke
Bg	Bönigerrain	Lb	Landammannberg
Bn	Brunnen	Lm	Leimen
Br	Brand	M	Mühle
Bw	Bortweid	m St.	Mittelstafel (Guppen)
Bz	Bänzigen	o. St.	Oberstafel (Guppen)
E	Eisenbergli	P	Pauliberg
Eb	Eschenberg	R	Rossfälle
El	Ennetlinth (Mitlödi)	Sch	Schrayelirunse
F	Führerrunse	Schl	Schleipfen
Gk	Grundkopf	Schw	Schweizerhaus
gR	gelbe Runse	Sp	Spältiwald
Gst	Grossstein	St	Stäfeli
Gw	Geisswite	Tb	Tränkibach
H	Haslen (Näfels)	Us	Untersack
Hg	Häsligut	u. St.	Unterstafel (Guppen)
Hr	Haltenrain	VS	Vordersackberg
Ht	Haselteufe	W	Waldschlössli
K	Kalkofen	Wb	Weinberg
Kb	Kalkbühl	Wg	Wygellen
Kg	Kohlgrübli	Wh	Waisenhaus

Umrandung der Bergsturzgebiete.

	Abriss.	Ablagerung
Stöcklibreccie	+++++++	.....
Bergsturz von Glärnisch-Gleiter	+-+-+-+-+	.-.-.-.-.
" *von Glärnisch-Guppen*	+··+··+··+··+	·-·-·-·-·-·
" *aus der Deyenstock-Wiggiskette*	+—+—+—+	—·—·—·—
" *am Rautispitz*	··+···+···+···+	—··—··—··—
" *von Platten*	+——+——+	—·——·——·—
Kleinere Felsstürze Deyenalp, Vorderglärnisch 1594 Hallengüter-Mollis 1856.)	———	— — —