Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien

Autor(en): **Beck, P.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **21 (1928)**

Heft 2

PDF erstellt am: **08.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-158740

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien.[1])

Von P. Beck (Thun).

Mit 2 Tafeln (XXVIII, XXIX) und 3 Textfiguren.

I. Über die tektonische Stellung der Gipsmasse von Krattigen am Thunersee.

A. Einleitung.

Der Gips zog von alters her die besondere Aufmerksamkeit der Geologen auf sich, so dass es uns nicht verwundert, dass schon Bernhard Studer in der „Geologie der westlichen Schweizeralpen" (Lit. 16) die hauptsächlichsten Gipsgebiete in der Umgebung des Thunersees in ihren grossen Zusammenhängen darstellt: 1. Die sogenannte „Nördliche Anhydritlinie" vom Rhonetal bis an den Thunersee bei Krattigen, 2. den Simmentalergips beidseitig des Oeywaldes (damals „Haueter Kalkberg"), 3. seine Fortsetzungen, die Gipse in den Antiklinalen und am Saume der Stockhornkette und 4. die Vorkommnisse bei den Heilquellen des Gurnigels und im Seeligraben. Nach den Funden von Liasfossilien an der Grande Eau gab er dem Gips in Übereinstimmung mit Charpentier liasisches Alter. Als im Laufe der weitern Forschungen immer mehr Gipsvorkommnisse im Flysch erkannt wurden, neigten viele Forscher dazu, ihn als tertiär zu betrachten, entsprechend den Gipsen vom Montmartre in Paris. Erst 1894 erkannte Casimir Moesch (Lit. 15), dass die früher als Malm aufgefassten Klippenberge von Spiez, der Hondrich und die Burgfluh, triasische Dolomitkalke seien und dass der sie begleitende Gips ebenfalls triasischen Alters sei, entsprechend den Arbeiten der Stockhorngeologen Brunner-von Wattenwil (Lit. 9) und Gilléron (Lit. 12). Moesch geriet nun in den entgegengesetzten Irrtum und bezeichnete auch die sporadischen Flyschvorkommnisse der Krattiger Gipszone, sowie zahlreiche Blockmoränen aus Hochgebirgsmalm, der dem Triaskalk petrographisch ähnelt, als Triasgesteine, dies um so leichter, als er auch erratische Liasblöcke durch Fossilien bestimmte und als Klippen darstellte. So erhielt er einen ganzen Gürtel von Triasgesteinen um den fraglichen Gips herum, womit dessen Alter ebenfalls bestimmt schien. Ed. Gerber (Lit. 11), der diese Gegend

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission der Schweiz Naturf. Gesellschaft.

revidierte, merzte die Liasklippen und die meisten Triasvorkommnisse auf der Kientalerkarte aus, ersetzte aber den Stockenwald beim Rossweidli durch eine Malmklippe (in Wirklichkeit eine Malmblockmoräne auf Gips) und behielt auch den Taveyannazfels am Ausgange des Krattigengrabens, der heute nicht mehr zu finden ist, bei. Tektonisch war der Krattigergips durch diese Altersbestimmung der Stockhornzone angeschlossen worden. Da gliederte HANS SCHARDT die Gebirge westlich der fraglichen Gegend in neuen grossen Zügen und stützte damit die Deckenlehre: 1. Zone des Cols = Préalpes externes (Gurnigelmesozoikum), 2. Niesenflysch = Gurnigelflysch, 3. Préalpes médianes (Stockhorn-Spilgertengebirge). Über den letztern unterschied man später noch die Breccien- und die rhätische oder Simmendecke (JACCARD, JEANNET und RABOWSKI). Da diese tektonischen Einheiten gegen den Thunersee hin wenigstens im jetzigen Abtragungszustand konvergieren, hatte man plötzlich Schwierigkeiten, den Krattigergips mit einiger Sicherheit einzuordnen. Die einen Forscher gaben der Streichrichtung und der scheinbaren Lagerung südlich des Niesens den Vorsprung und stellten ihn wie schon BERNHARD STUDER in die Sattelzone (A. JEANNET auf Tafel XXX der Geologie der Schweiz von A. HEIM (Lit. 13)), andere folgten mehr dem Kartenbild und zeichneten die Gipszone als einen Teil der Klippendecke (A. HEIM im gleichen Werk in der tektonischen Übersicht der Schweizeralpen, Tafel XXVI), ohne die Auffassung zu begründen. Eine Revision dieser Frage war demnach am Platz. Sie dehnte die Untersuchung auf die Region Spiez-Leissigen-Kien aus. Sie betrifft ein Gebiet, dem sich zahlreiche verschiedene tektonische Einheiten nähern, einen Teil der Thunerseezone, die die Geologen schon längst auf die Verschiedenheit der beiden Ufer aufmerksam machte, die aber durch ausgedehnte und mächtige Schuttdecken anstehende Gesteine nur selten hervortreten lässt. Es galt vor allem durch neue Aufschlüsse die unbekannten Gebiete einzuschränken. Leider gelang dies nur in beschränktem Masse und auch die Bestimmung der alten und neuen „Klippen" war trotz der wertvollen Unterstützung durch die Herren M. LUGEON, E. GAGNEBIN, A. JEANNET UND E. PETERHANS, die ich hier herzlich verdanke, nicht vielsagend. Trotzdem auch heute noch dank der Seltenheit der Aufschlüsse und ihrer Fossilarmut sichere Beweise fehlen, wage ich es doch, das Ergebnis der Untersuchung zusammenzufassen.

B. Das Profil Därligengrat-Gipszone-Spiez.

1. Helvetische und ultrahelvetische Zone.

Zur Abklärung der Verhältnisse trägt das Studium des Profils durch die eigentliche Gipszone am allermeisten bei, da ein solches bis jetzt unterblieben ist. Den sichern Boden verlassen wir mit dem Tertiär, das sich vom Morgenberghorn-Därligengrat steil zur Mulde

von Därligen senkt. Am Holzersbach, der bei der Cementfabrik Därligen mündet, treten normale Wildflyschschichten auf, wie sie aus der NE-Fortsetzung im Habkerntal wohl bekannt sind. Sie werden durch Kalke und Kalkmergel in grosser Mächtigkeit überlagert, die das Material für die Cementfabrikation bilden (Leimernartige Schichten = Globigerinenschichten). Der ganze Hügel des Oberackers ist aus ihnen aufgebaut. Trotz äusserst eingehender Untersuchung dieser Zone fand ich seinerzeit nicht eine einzige Fossilspur. Es lässt sich somit nicht entscheiden, ob es sich um Turon- oder Tertiärschichten handelt, vielleicht um beides. Am Stoffelbergtal setzen sie aus, um den helvetischen Schichten des Buchholzkopfes (Hohgantsandstein, Lithothamnienkalk, Aptien, Orbitolinenschichten und Urgon) Platz zu machen. Auch der Eibach und der Spiessbach schneiden diesen Kalkmergelkomplex bis auf die Wildflyschunterlage hinab entzwei. Gegen NW setzen dann die Sandsteine und Schiefer vom Schlierentypus ein, um bis in die unmittelbare Nähe der Gipszone auszuhalten. Leider fehlt heute noch eine Kartierung dieser ganzen Zone. Von grosser Wichtigkeit ist es, dass die Flyschgesteine, stark disloziert und verfaltet, ganz allgemein eine Streichrichtung aufweisen, die vom Alpenstreichen abweicht und stark gegen N, zum Teil sogar gegen NW gerichtet ist. Sie weisen darauf hin, dass sie früher den obern Teil des Thunersees ausfüllten und nicht nur durch das Lombachtal, sondern auch über den Beatenberg hinauf mit den ultrahelvetischen Resten der Leimern und der Stirne und mit dem eigentlichen Schlierengebiet in Verbindung standen. Der absinkenden Waldegg entspricht ihre NW–SE-Richtung, dem aufsteigenden Beatenberg meist sogar eine Ablenkung aus dem sonst allgemeinen SW–NE-Streichen über S–N hinaus bis W–E.

Im Landschaftsbild zeigt sich ein deutlicher Gegensatz zwischen dem Verhalten der kalkmergelreichen ultrahelvetischen Schichten und des Gipses einerseits und dem der Sandstein- und Schieferzone (Schlierenflysch) andererseits. Die beiden ersten sind relativ standfest und ertragen vorspringende Rücken, wie z. B. den Oberacker ob Därligen und die Hornegg ob Leissigen; der Flyschsandstein dagegen bildet eine Hohlform, die durch Wildbäche noch weiter gegliedert ist. Gegen die allgemeine flächenhafte Abtragung ist der Flysch durch seine geringe Durchlässigkeit und den Überzug durch den aus den Schiefern entstehenden Verwitterungslehm gesichert; dagegen fällt er der Tiefenerosion viel rascher zum Opfer als alle andern Gesteine der Umgebung des Thunersees. Sehr wahrscheinlich ist die heutige Lage des obern Thunersees dadurch bestimmt worden, dass an dieser Stelle diese leicht zerstörbare Gesteinszone den widerstandsfähigen Alpenrand von der grossen Längsmulde Schlierengebiet-Habkern-Därligen bis zur subalpinen Zone Spiez-Merligen querte.

Gegen den Grat der Gräberegg hinauf steigen die Globigerinen- und Flyschschichten an und finden sich in den charakteristischen

Mergelkalken sowohl am Renggrat als auch auf den Höhen der Standfluhscholle. Die breite Längsmulde verschwindet am Gräbereggrat. Auf alle Fälle gehört die ganze Gesteinsmasse, welche den Raum zwischen Morgenberghorn und Gipszone ausfüllt nicht mehr zu der helvetischen Wildhorndecke, sondern zu den ultrahelvetischen Einheiten der Sattelzone.

Eine besondere Beachtung verdienen die Schattwaldschichten, d. h. die Mergelkalke und Begleitgesteine, welche in weitem Bogen das SE-Ende der Gipsmasse umsäumen. Am Rande der Flyschzone erheben sich Böschungen und Grätchen, welche das Vorhandensein festerer Gesteine verraten. Doch ist der Streifen nur schmal; denn hinter ihnen senkt sich das Terrain gleich in grosse, tiefe Gipstrichter hinab (Fig. 2). Der oberste Aufschluss[1]) (1), das sogenannte Sonnigflühli im Schattwald, streicht von SE nach NW, also quer zur allgemeinen Streichrichtung der Alpen. Der zweite (2 der Kartenskizze!) folgt dem Flysch-Gipskontakt im Schattwald bis gegen das Gruppenholz. Die Kartenskizze bringt deutlich zur Schau, dass diese Mergelkalke vom Gips hinterlagert werden. Dieselbe Beobachtung machen wir bei der schon Moesch bekannten Waldweidklippe (3). Mehrere durch Schutt unterbrochene Aufschlüsse umgeben die Gipsfabrik Leissigen. Beim Bau eines Reservoirs (4) und in einem alten Kalkbruch (5) findet man Valangienfossilien, besonders Aptychen und Belemniten, so dass man sicher ist, dass wenigstens ein Teil der nicht zu gliedernden Schichten der untern Kreide angehört. Auch Kieselkalk tritt auf, aber sehr untergeordnet. Die Riffe sind meist zu stark verrutscht, als dass man irgendwo ein klares Profil aufnehmen könnte. Möglicherweise sind alle Glieder der Kreide, vielleicht noch Tertiär und Malm darin vertreten. Vorläufig bezeichne ich also diese dubiosen Schichten als *Schattwaldschichten*. Im Gips eingeschlossen scheinen sie einzig beim Kurhaus Örtlimatt (6) aufzutreten. Streichen und Fallen können nur annähernd festgestellt werden. Im ganzen umschliessen sie das SE-Ende des Gipses parallel zum Kontakt. Tektonisch veranschaulichen sie uns ziemlich deutlich, dass die Gipsmasse von Krattigen sich nicht in das allgemeine SW–NE-Streichen einordnet, sondern sich quer zu diesem erstreckt.

2. Die Gipszone von Leissigen-Krattigen-Faulensee.

a) Ausdehnung. Sie grenzt im NE an den Thunersee, im E und SE an die Schattwaldschichten und den Leissigerflysch, im SW an die Moränen und Schotter zwischen Aare- und Kandergletscher, resp. den Höhenzug Äschiallmend-Hondrich, und im NW an den Flysch vom Schupf bei Faulensee. Meistens können die äussersten Grenzen nicht

---

[1]) Die im Text erwähnten Aufschlüsse sind auf der Kartenskizze mit arabischen Ziffern numeriert.

durch Aufschlüsse, sondern nur durch Gipstrichter festgestellt werden, da die SW-Randzone schon stark von Erratikum eingedeckt ist. Diese morphologische Bestimmung ist nicht ganz sicher, da auch die Moränen, glaziale Trockentälchen und Schlipfe unter Umständen ähnliche Formen erzeugen können. So begrenzt, beträgt die grösste Ausdehnung vom Schupf bei Faulensee bis zum Schattwald 3700 m, die grösste Breite von der Krattighalde bis oberhalb Stocken 1600 m. Das ganze Areal ist dreieckförmig und umfasst eine Fläche von ca. 3 km^2 Die Gipszone steigt am Hang vom Seeniveau in 560 m zur Viertelallmend in ungefähr 1160 m Meereshöhe hinauf, somit ganze 600 Meter! Die durchschnittliche Mächtigkeit kann nicht geschätzt werden, beträgt aber jedenfalls über 100 m.

b) Einschlüsse in der Gipszone. I. Die *Krattighaldeschichten* bilden die tektonische Fortsetzung der Schattwaldzone, bestehen aber aus Flyschsandsteinen und Flyschsandschiefern. Sie treten längs der Krattighalde mit Gips abwechselnd auf. Sie wurden früher auf Kalk ausgebeutet. Heute sind diese Brüche verwachsen. Neben Kalken wie der Ringelstein am See (8) mit etwa 20% SiO_2 und über 70% $CaCO_3$ treten samtartige dunkle Schiefer auf, das Muttergestein der schwarzen Wildflysch„mergel", mit über 50% Kieselgehalt, dann aber auch Sandsteine mit über 70% SiO_2 und nur wenig über 10% kohlensaurem Kalk. Sie scheinen aus der benachbarten Flyschunterlage zu stammen und den Übergang zur ehemaligen Flyschausfüllung des Thunersees zu bilden (7—10 der Karte).

II. *Der Rotenbühldolomit.* Ausser diesen Flyschgesteinen lassen sich triasische Dolomite vom Rotenbühl (mit der Felskuppe, welche die Ruinen der Burg Krattigen trägt) (11), gegen das Kurhaus Örtlimatt (12) hin verfolgen. Die letztere Stelle war auch Moesch bekannt. Der Dolomitgehalt erreicht bis 45% und ist ziemlich konstant. Tektonisch handelt es sich bei diesen Riffen sehr wahrscheinlich um den Abschluss einer Gipsschuppe gegen eine höhere. Die erste kann man als Rotenbühlschuppe bezeichnen, die folgende als Krattigenschuppe. Diese dehnt sich, wenigstens so viel sichtbar ist, bis an den Krattiggraben aus, wo eine neue Reihe von Einschlüssen durchstreicht.

III. *Die Krattiggrabenschichten* (13—16). Vier vereinzelte Klippen können im Krattiggraben beobachtet werden. Die erste befindet sich rechts vom Bach unterhalb der Fabrik ohne sichtbare Fortsetzung. Auf 30 m treten dunkle und eisenschüssige weiche Sandschiefer mit sehr viel Pyrit, sog. Wildflysch„mergel" mit 80% SiO_2, ca. 10% $CaCO_3$, und nur 1,5% Al_2O_3 und Fe_2O_3, graue pyritreiche Sandsteinbänke und graue kieselreiche Kalke mit einem mittleren Fallen nach E. aus dem Hang (13). Ebenfalls unterhalb der Fabrik, doch oben am linken Hang, ist ein alter Kalkbruch, der durch Fig. 1 besser gekennzeichnet wird als durch eine Beschreibung. Der Rosalinen *(Pulvinulina tricarinata)*-Kalk wurde gebrannt. Er ist hellgrau mit einem Stich ins Bläuliche (14). Die dritte Klippe ist ganz in der Nähe bach-

aufwärts in einem Gebüsch verborgen und besteht ebenfalls aus hellen Kalken (15). Ein letzter Einschluss (16) gleicher Art ziert als grosser Block den linken Grabenrand über der Mühle im Winkel, den der Hauptbach bildet.

Stratigraphisch scheint fast die ganze Gruppe, eingeschlossen die Rosalinenkalke, ins Tertiär, also zum Flysch zu gehören. Doch sind auch triasische Begleitgesteine vorhanden (Klippe 14), welche gewisse Zonen der Gipsmasse in Brocken durchsetzen und beim Abbau ausgeschieden werden müssen. Solche kennt man sehr zahlreich im Krattiggraben und auch an der Krattighalde, also in beiden Fällen in unmittelbarer Nähe der grösseren Einschlüsse. Die Mehrzahl dieser Einsprenglinge darf als Überreste von Dolomit-Rauhwackeschichten, die tektonisch zertrümmert wurden, betrachtet werden.

Verborgene stratigraphische Horizonte könnten auch durch Quellen verraten werden. Im ganzen Gipsgebiet fand ich aber nur 4 solche, eine beim Reservoir der Gipsfabrik Leissigen (4), zwei an der Krattighalde (Q ⊙) und die letzte im schon genannten Winkel des Krattigbaches (Q ⊙); alle sind somit an stratigraphisch festgestellte Einschlüsse oder Unterlagen gebunden.

c) Tektonik der Gipszone. Die bisherigen Ausführungen lieferten die nötigen Grundlagen zur Feststellung des vermutlichen Aufbaues der Gipszone. Als Ganzes genommen bildet sie einen gewaltigen Stock, dessen SE-Ende auf eine sehr grosse Mächtigkeit schliessen lässt. Alle Anzeichen, wie die Basal-Flyscheinschlüsse an der Krattighalde, die steile Begrenzung durch die Schattwaldschichten der Waldweid und des Schattigwaldes und die Tatsache, dass der Gips 600 m hoch an den Berg hinaufreicht, verschaffen die Überzeugung, dass es sich nicht nur um eine dünne Gipsdecke über den Schattwaldschichten und dem Flysch, sondern um einen tiefgreifenden Stock handelt. Die Profile Fig. 1 und 2 geben schematische Bilder, wie die Verhältnisse gedeutet werden können. Die Anordnung der Gipszone steht samt ihren Begleitgesteinen (Schattwaldschichten und Flysch) im Widerspruch zum allgemeinen alpinen Streichen, da sie von SE nach NW orientiert ist. Sie steht aber, wie schon oben angedeutet, damit nicht allein. Auch die helvetische Kreide am Birchenberg und im Suldtal streicht so, ähnlich der Südhang des Beatenberges und der Waldegg. Der Leissigerflysch weist verschiedene immer stark nordwärts tendierende Richtungen auf. Die der Harder-Morgenberghornfalte vorgelagerten helvetischen Gebirge senken sich somit von beiden Seiten gegen die Gipszone, den Leissigerflysch und den Thunersee, eine auseinandergerissene Transsynklinale bildend.

Die besprochenen Aufschlüsse zerlegen ferner die Gipszone in wenigstens 3 Schuppen:

I. Die *Rothenbühl-Ringelstein-Schuppe*, wird von den Schattwaldschichten unterteuft und besitzt eine Dolomitzone als Dach.

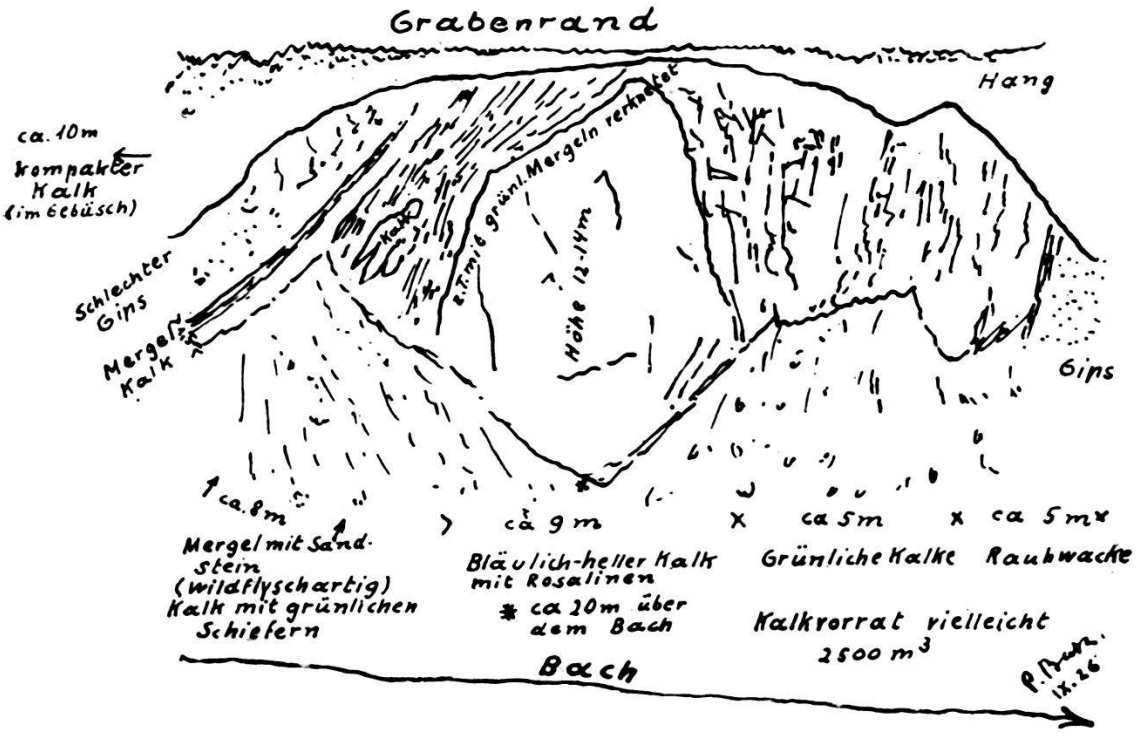


Fig. 1. Unterste Kalkklippe im Krattiggraben (links).

II. Die *Krattigenschuppe* beginnt am erwähnten Dolomitzug und reicht bis zu den Krattiggrabenklippen.

III. Die *Angernschuppe* umfasst das Nordwestende des Gipsstockes und reicht bis an den Flysch des Schupfes.

3. Der Flysch vom Schupf.

Zwischen dem letzten Gipstrichter und dem beim Wegebau angeschnittenen Gips nördlich Angern einerseits und den ersten Anzeichen des Burgfluhgipses andererseits bleibt eine Lücke von 1000 bis 1200 m, in welcher ein einziger Aufschluss, das kleine Flyschvorkommnis über der Bahnlinie im Graben zwischen Schupf und

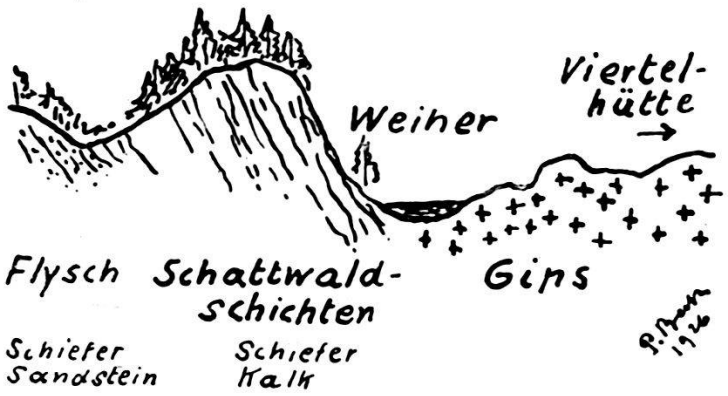


Fig. 2. Beispiel des Gipskontaktes der Basis.

Schüpfli, die mächtige Schuttdecke durchbricht. Das Gestein besitzt keine besondern Merkmale; es kann sowohl der Fortsetzung der Niesenbasis als auch der Gipsunterlage angehören; Anhaltspunkte für die eine oder andere Auffassung fehlen. Im Profil Fig. 2 ist er als Niesenflysch dargestellt, da dies nach der Gesamtlage das Wahrscheinlichere ist. Dürfen wir um dieser schmalen Lücke, um dieses unklaren Aufschlusses willen den Krattigergips von der nahen Klippendecke abtrennen und ihn der „Zone des Cols" zuzählen?

4. Die Klippendecke.

a) Tektonische Einheiten. Tektonisch können wir in der Decke der „Préalpes médianes" folgende Einheiten unterscheiden:

a) Die *Twirienhorn-Schuppenzone:* Twirienhorn-Schwarzenberg-Oeywald-Hondrich-Burgfluh.
b) Die *Spielgerten-Teildecke,* die über Diemtigen in die Luft ausstreicht.
c) Die *Heitizone* mit der aufgeschürften Burgfluh: Bintel-Lattigwald und Spiezberg.
d) Die *Stockhornzone,* die ebenfalls sich gegen E hebt und als schmale Zone am Thunersee ausstreicht.

In unserer Profilrichtung ist die Heitizone das weitaus mächtigste Glied. Am Heitigrat erkennen wir 2 Antiklinalen im Lias, die sich gegen E verbreitern und verflachen. Die eine streicht der Kander entlang aufwärts zwischen Bintel und Lattigwald, die andere zieht gegen Schloss Spiez zwischen Lattigwald und Spiezberg hindurch. Beide werden durch die vereinzelten Schuppen der Twirienzone schief zu ihrem Streichen abgeschnitten. Letztere scheint samt der Burgfluh bei Wimmis an die Heitizone angepresst zu sein ohne genetischen Zusammenhang. Schon früher wies ich (Lit. 5) auf diese Tatsache hin und erklärte sie aus der Einwirkung des vordrängenden mächtigen Niesens. Das Diemtigtal zerschneidet den Rand der Spielgerten-Twirienhornzone so tief, dass ihre Auflagerung auf den Niesenflysch einwandfrei klar ist. Der Kontakt steigt mit 40—50% gegen die Niesenkette an. Zwischen der Züneggklippe und der Drunengalm steigt die Steilheit auf ca. 70%. Die Trias von Hasli bei Wimmis wird vom Niesengipfel auf 2500 m um 1700 m überragt. Die 6 km breite Niesenbasis reduziert sich auf eine Entfernung von wenig über 3 km auf die oben erwähnte Lücke bei Faulensee von 1000—1200 m. Die dem Klippendeckenrand benachbarte Streichrichtung der Niesenkette wechselt aus der allgemein geltenden SW–NE-Richtung in N–S und im Gipfelaufbau sogar in NW–SE, also derselben Richtuug, die wir für den Krattigergips annehmen müssen.

Die Klippendecke ist ferner dadurch ausgezeichnet, dass sie als Basis durchweg mächtige Gipszonen aufweist, die sich sämtlich in

der Umgebung von Spiez auch oberflächlich konzentrieren. Von diesen ausgedehnten Gipsvorkommen und der speziellen Tektonik aus betrachtet, darf der Krattigergips als Basis der Klippendecke aufgefasst werden, deren höhere Formationen gar nie so tief eingefaltet waren. Möglicherweise wurden einige Gesteinslagen, wie etwa die dolomitischen Kalke der Burgfluh und des Hondrichs durch den Niesen noch verschürft. Demnach wäre nicht nur der NW-Hang der Niesenzone von der Klippendecke bedeckt gewesen, sondern auch ihr NE-Ende. Der unvermittelte Abbruch der Niesenzonə wird damit verständlicher.

5. Zusammenfassung.

Die Untersuchung des Profils durch die Gipszone selber ergibt folgende Aufeinanderfolge der tektonischen Glieder:

I. Helvetische Morgenberghorn-Därliggratzone.
II. Wildflysch der Därligenmulde.
III. Tertiäre bis kretazische Globigerinenkalke und -schiefer.
IV. Leissiger Flyschsandstein.
V. Die Schattwaldmergel und -kalke, bogenförmig umhüllend den
VI. Gipsstock von Leissigen-Krattigen-Faulensee, welcher transsynklinal angeordnet ist.
VII. Flysch vom Schupf.
VIII. Gips und Triaskalke der Twirienhornzone.
IX. Gips, Trias und Lias der Heitizone.
X. Gips, Trias und Lias der Stockhornzone.

C. Vergleich dieses Profils mit den benachbarten Gebirgsgliedern.

1. Vergleich mit Sattel- und Niesenzone.

a) Gliederung. M. Lugeon (Lit. 14) kennzeichnet 1920 die „Préalpes internes du Simmental" folgendermassen:

I. Komplex der *Plaine-Morte-Decke:*
   a) Schuppen von Orbitolinenkreide, durch Nummulitenkalk getrennt von
   b) Wangschichtenzone, durch Nummulitenkalke getrennt von
   c) Turonkalken, die einem Flysch auflagern, der von ihnen petrographisch kaum zu unterscheiden ist.

II. Komplex der *Mont-Bonvindecke,* Malmbänder, begleitet von Oxfordschiefern, von tonigem Neocom oder Wangschichten.
III. *Laubhorndecke.* Die grosse triaso-liasische Masse der Gegend von Bex, mit SE-Streichen unter dem Metschstand verschwindend.
IV. Ev. *Lochbergdecke.* Flyschzone mit granitischen Elementen; darüber Jura und Kreide von besonderer Ausbildung.

V. Ev. *Triasisches Band der Tauben.* Gips und niesenartiger Flysch.

VI. *Spatkalkschuppe.* Lias und Trias.

VII. *Niesenflysch.*

b) Die Klippen zwischen Kander, Kiene und Suldbach. Um mit dieser Gliederung vergleichen zu können, wurde der Erforschung dieser seltenen Vorkommnisse besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Bisher waren zwischen der Gipszone, dem Niesenflysch und der helvetischen Standfluhgruppe bekannt: Der Lias von Mülenen (17), die Rauhwacke in der Suldbachschlucht (18), Lias und Rauhwacke am Ausgange des Weingartengrabens (19, 20) und die Vorkommnisse

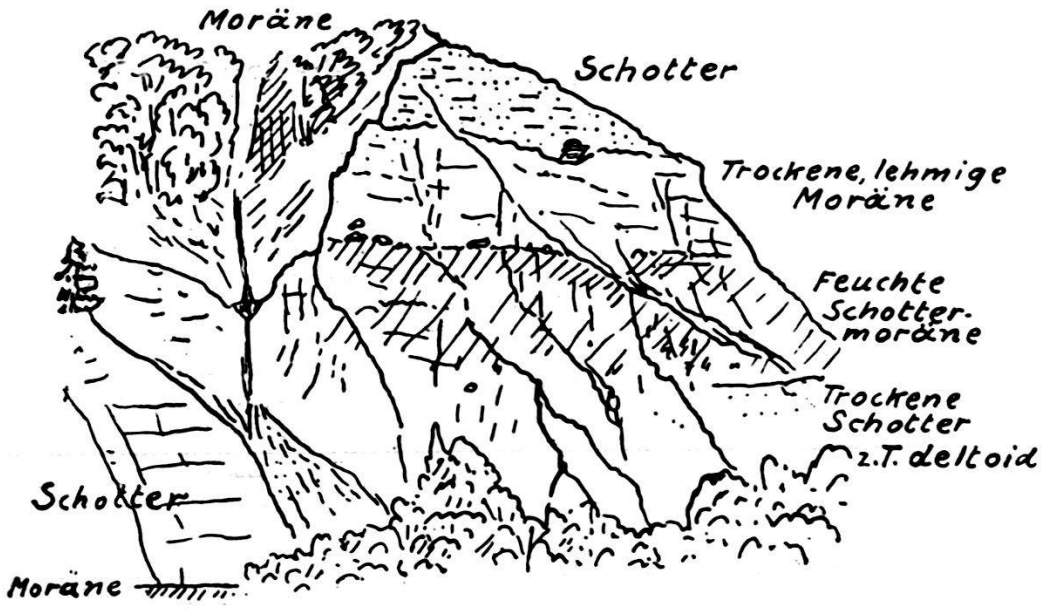


Fig. 3. Bester Aufschluss der jüngern Suldtalschotter westlich P. 1043 am rechten Ufer.

von Gips und Rauhwacke am linken Kanderufer (21). Dazu gesellte sich noch der Flysch des untersten Suldtales (22), der meistens ziemlich horizontal liegt, aber auch intensive Faltung aufweist und sich durch die Häufigkeit einer besondern Art grauer Kalke auszeichnet.

Zu diesen Aufschlüssen konnten noch ausfindig gemacht werden: drei kleine Fensterchen mit Rosalinenkalken und Kalkbreccien begleitet von Rauhwacken und unterteuft vom erwähnten Mülenenflysch in der Nische der engen Suldbachschlinge (23),

ein grösseres Wildflyschvorkommnis im Reichenbachgraben (24) (das gleichzeitig auch von Herrn SURBECK beobachtet worden war),

eine malmartige Klippe nördlich von Stalden (25),

helvetischer Kieselkalk bei Ägerten (26), ein Felsrundbuckel statt der bisher kartierten Moräne

und eine Klippe bei Kien (27) am rechten Ufer des Baches, enthaltend malmartige Kalke als Basis, darüber schattwaldähnliche Mergelkalke und Mergel und eine merkwürdige sandig-spätige Breccie als Einlagerung in den letztern Schichten.

Leider konnte keines dieser Gesteine mit etwelcher Sicherheit mit einer der eben genannten Einheiten der Sattelzone identifiziert werden. Trotzdem nützen uns diese Funde, wenn auch vorwiegend negativ. Das Querprofil der Reichenbachzone wird durch den Flysch und die malmartige Klippe soweit ergänzt, dass sich der nicht aufgeschlossene Raum von 2 auf 1 km verengt und dadurch verschiedene Möglichkeiten ausschliesst.

Suchen wir trotz der Unsicherheit mit der Zone des Cols zu parallelisieren, so können der malmartige Stein von Stalden und der Wildflysch des Reichenbaches am ehesten mit dem Komplex der *Plaine-Morte-Decke*, die Klippe von Kien mit der *Mont-Bonvindecke*, die Klippen rechts der Kander vielleicht mit der *Laubhorndecke* und diejenigen links dieses Flusses ev. mit V verglichen werden. Jedenfalls fehlen Andeutungen für die Fortsetzung der Gipszone von Krattigen und der Flyschregion von Leissigen nach SW.

Leichter scheint das Parallelisieren am Thunersee: Die Cementschichten von Därligen stimmen gut mit Ic, den Flysch-Turonmergeln und -kalken der *Plaine-Mortedecke* überein, der Leissigerflysch und damit wahrscheinlich der Schlierenflysch überhaupt wäre ebenfalls dieser Einheit nahe zu bringen und die Schattwaldzone dürfte der *Mont-Bonvindecke* gleichgestellt werden. Bevor wir aber darüber entscheiden, ob der nun folgende Krattigergips der nächsten Einheit, der liaso-triasischen *Oberlaubhorndecke* entspreche, das Fehlen von begleitendem Lias spricht eher dagegen, wenden wir uns der Fortsetzung nach E zu.

c) Die östliche Fortsetzung der Krattigerzone. Der Därligengrat leitet im Harder in den Brienzergrat und dessen Unterwaldnerfortsetzung über. Das Vorhandensein von Wangschichten in dieser Falte deutet die Nähe ultrahelvetischer Gesteine an. Solche treten denn auch als sogenannte Leimernschichten in der Umgebung von Habkern, im Quellgebiet der grossen Emme, über den helvetischen Stadschiefern und unter dem Wildflysch auf. Sie werden höher von der mächtigen Sandstein-Schiefermasse des Schlierenflysches bedeckt. Diskordant zu diesem und den benachbarten Falten der Brienzergratkette breiten sich nun triasische Gesteine aus als Basis der Giswilerklippen und ihrer Verwandten in der Centralschweiz. Den gemischt aufgebauten Gipfeln, welche ziemlich genau der Stockhornzone der medianen Präalpen entsprechen, ist eine mehrere km^2 grosse Gipsdecke auf Wild- und Schlierenflysch vorgelagert.

Vergleichen wir die Schichtfolgen am Thunersee und dort:

Thunersee	*Giswilerklippen*
7. Klippendecke	7. Giswilerklippen
6. Gipsstock von Krattigen	6. Gipszone nördl. d. Stöcke
5. Schattwaldschichten	5. ?
4. Leissigerflysch, z. T. eingeschuppt i. d. Gips	4. Schlierenflysch
3. Cementschichten von Därligen	3. Leimernschichten
2. Wildflysch	2. Wildflysch
1. Helvetisches Tertiär	1. Helvetisches Tertiär.

Die beiden Serien entsprechen einander bedeutend besser als die im W. Fehlt im E das Aequivalent der Schattwaldschichten, so erklären uns dafür die Profile durch die Klippen der Centralschweiz ihre Entstehung am Thunersee und die Plazierung an der Gipsbasis. Die Überschiebungsfläche schneidet die helvetischen Falten derart, dass eine Verschürfung ihrer obersten Schichten durch die vordringende Klippendecke augenscheinlich ist.

Noch wäre es möglich, auch den Giswiler Klippengips als verschleppt ultra-helvetisch, statt als unterostalpin aufzufassen. Doch ist dies wenig wahrscheinlich und wird ebenfalls durch keinen zugehörigen Lias gestützt. Die mittleren und obern ultrahelvetischen Elemente der Sattelzone scheinen nicht soweit nach E zu reichen oder wenigstens nicht erhalten zu sein.

D. Ergebnis.

Die gemachten Ausführungen ergeben, dass das Profil durch den Krattigergips eine Zwischenstellung zwischen den Profilen des Obern Simmentales und der centralschweizerischen Klippen einnimmt. Mit dem erstern hat es wahrscheinlich die Mont-Bonvindecke gemein, mit dem letzern dagegen das Fehlen des Niesenflyschs, das Vorhandensein des Schlieren-Leissigerflysches und das Auftreten grosser Gipsmassen an der Basis der Klippendecke. Allen drei Profilen gehören die Äquivalente der Plaine-Mortedecke über dem helvetischen Gebirge und die Klippendecke als höchste Einheit gemeinsam an.

Der Krattigergips scheint somit eher der Klippendecke als der Zone des Cols anzugehören. Er bezeichnet die tektonisch tiefste Quermulde im Alpenrand und die Einhüllung der plötzlich abbrechenden Niesendecke. Noch unabgeklärt sind die Ursachen, welche zu dieser intensiven Transsynklinale führten. Da die heutigen Reste dazu keine Anhaltspunkte liefern, so darf man vielleicht annehmen, dass es Zufälle während der weiten Wanderschaft der erwähnten Decken waren, deren Spuren durch spätere Vorgänge verwischt wurden.

II. Über den Zusammenfluss von Kander- und Aaregletscher.

Die bisherigen Beobachtungen stammen von ISIDOR BACHMANN (Lit. 1) und EDUARD GERBER (Lit. 10 u. 11). Beide stellten ihre Beobachtungen kartographisch dar, letzterer in der Geologischen Karte der Kientaleralpen von GERBER, HELGERS und TRÖSCH (Lit. 11) 1 : 50000, sowie später den Fuss der Standfluhgruppe (Lit. 10) 1 : 25000. Der Verfasser (Lit. 3, 4, 6, 7, 8) veröffentlichte glaziologische Materialien des Gebietes und seiner Umgebung in den „Grundzügen der Talbildung im Berner Oberland", im „Nachweis, dass der Simmegletscher auf den Kander-Aaregletscher hinauffloss", in der „Geologischen Karte Thun Stockhorn, 1 : 25000" und in der „Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen", 1 : 530000. Die vorliegende Mitteilung stützt sich auf eine geologische Kartierung des in den Masstab 1 : 16000 vergrösserten 50000stels östlich der Kander von der Kiene bis an den Thunersee bei Leissigen und die Thun-Stockhornkarte. Hier sollen nur die Hauptergebnisse, die von weiterer Bedeutung sind, mitgeteilt und durch die Kartenskizze (Tafel XXVIII) veranschaulicht werden.

A. Kandergebiet.

1. Hochgelegene rechtsseitige Moränen.

a) Kiengletscher. Das Untersuchungsgebiet beginnt mit der Mündung des Kiengletschers. Dieser hat wenig sichtbare Spuren hinterlassen, da einzig eine wallförmige Moräne in 1390 m Meereshöhe über dem Engelgiess auf dem Fluhmäder, sowie eine Terrassenkante in 1250—1220 m Höhe festgestellt werden können. Die erstere liegt fast 100 m über der höchsten talabwärts gelegenen Kandermoräne und beweist damit, dass am Ausgang des Kientales ein Gletscherbruch von beinahe 100 m Höhe bestand. Die genannte Moränenkante entspricht in ihrer Form diesem Absturz, gehört aber schon zum zweiten Niveau, dessen Wallmoränen in 1200 m Höhe liegen. Schutt vom Engel herab und Bewaldung unterbrechen die Beobachtung der Zusammenhänge. Bei 1180 und 1140 m treten neuerdings kantenförmige Moränenspuren auf, die ebenfalls mit der Faltschenallmend parallelisiert werden können (Niveaux 3 und 4). Deutliche Rückzugsmoränen fehlen.

b) Reichenbachzone. Die Entwicklung des Gehänges rechts der Kander, das von der Kiene bis zum Suldbach auf doppelte Breite anwächst, erleidet durch den Graben des Reichenbachs einen Unterbruch. Vom Engel herab und aus dem Gebiet der Faulenmattalpen kamen bedeutende Schuttmengen, welche sich an den jeweiligen Gletscherrändern stauten und Terrassen bildeten. Die oberste dieser Flächen ist heute durch den Bach ca. 150 m tief aufgerissen. Das Faulenmattal verengt sich trichterförmig, ähnlich einem steilen Zungen-

becken, gegen diese Schlucht. Die Ränder des Trichters werden von Wällen begleitet, die wahrscheinlich Moränen sind, aber auch durch Erosion aus der Schuttmasse hätten entstehen können (Abflussrinnen der Karte). Beiderseits des Reichenbaches treten gut erkennbare Terrassen, deren Kanten sich kandertalabwärts zu Wallmoränen entwickeln, auf. Besonders diejenigen der Faltschenallmend repräsentieren klar die drei höchsten markierten Gletscherstellungen in 1290, 1200 und 1170 m Höhe. Vergleichen wir diese Daten mit benachbarten. Im Simmental (Lit. 8) erkennt man auf dem Müllerboden den höchsten Würm-Moränenwall in 1370 m und an der Günzenen unterhalb des Talausganges in 1170 m. Der Simmengletscher floss somit als Gletscherbruch von 200 m Höhe durch die Enge zwischen Niesen und Simmenfluh auf den grossen Talgletscher hinaus. Auf der rechten Seite des Thunersees (Lit. 8) senkt sich der oberste Wall nördlich des Winterberges bei Heiligenschwendi von 1130 auf 1105 m. Der Anschluss an den Sigriswilergrat (Lit. 2) geschieht in 1170 m. Der Einfluss der lokalen Bodenformen der Nagelfluhlandschaft Heiligenschwendi-Goldiwil-Homberg verhindert leider eine Parallelisation der tiefern Moränenzüge. Bei Sigriswil entspricht die Höhe der sogenannten Bündimoräne genau der Phase II der Faltschenallmend. Trotz den verschiedenen sehr detaillierten glaziologischen Aufnahmen lassen sich nur die obersten Gletscherränder für die Umgebung des Thunersees ziemlich genau festlegen.

c) Suldgletscher. Dieser unterscheidet sich vom Kien- und Kandergletscher durch sein wesentlich tiefer gelegenes Einzugsgebiet. Seine höchsten Moränenzüge beleben das Kolbenbergli in 1339 m Höhe. Am gegenüberliegenden Birchenberg ist kein Wall zu erkennen, ebenso wenig am Allmendspitz (1410). Ein Anschluss an die obersten Wälle der Faltschenallmend fehlt. Der Gletscherbruch an der Mündung des Suldgletschers — ca. 50 m hoch — scheint gegen N gerichtet gewesen zu sein, da damals das Kandereis den Rücken der Äschiallmend bis auf etwa 1280 m hinauf überschreiten konnte. Dagegen senkt sich vom zweiten Wall der Faltschenallmend ein schöner Moränenrücken bis über Punkt 1159 hinaus rechtwinklig zu den Rändern des Kandergletschers. Er korrespondiert mit dessen Phase IV, steigt ebenfalls um ca. 50 m abwärts und entspricht den Wallmoränen IVa und IVb, die sich von der Äschiallmend gegen das Schulhaus Äschiried senken. In der Phase IV lag die Eisfläche des Kandergletschers 150 m tiefer als im Höchststand; der Suldgletscher wurde nicht mehr so hoch gestaut, dass er über den Grat der Äschiallmend hinweg fliessen konnte; vielmehr musste er diesem 5—600 m weit folgen, was eine Verlegung des Gletscherbruches talauswärts und damit das Abschneiden der zwei ältern Kandermoränen bedingte. Als letzte schwächer ausgebildete Suldgletschermoränen auf der rechten Seite können die beiden beim Schulhaus (Va) und die zwei bei Punkt 1047 (Vb) betrachtet werden. Der linke Hang weist einzig sehr flache

Erhebungen gegen die Engelburg auf (Innenmoränen). Die Böden beidseitig der Suldschlucht ergeben zusammen ein Zungenbecken, das stellenweise talauswärts ansteigt. Die eingangs erwähnte „Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen" zeigt für diese Stellung eine Schneegrenzendepression von 1000 m, das Aaregletscherende im Becken von Belp und die Kanderstirnmoränen im obern Gürbetal. Die Zeit kann somit als beginnendes Bühlstadium bezeichnet werden.

2. Die Terrasse Faltschen-Äschi.

a) Kiene bis Suldbach. Am Ausgang des Kientales bemerkt man zuerst eine wenig charakteristische Rundbuckellandschaft. Die unruhigen Formen des Gehänges lassen aber keine klaren Züge erkennen. Erst gegen den Graben des Reichenbaches hin treten die morphologischen Züge fächerförmig auseinander zu einigen Terrassen, die gegen die Suldschlucht hin voll entwickelt sind. Die wenig deutliche Phase IV (ca. 1140) verschwindet in einem komplizierten System von konsequenten Trockentälchen, welche den Schuttkegel am Ausgang des Reichenbachtales gliedern (Allmendrieder). Die Formen lassen sich am ehesten als Schmelzwasserrinnen einer Firnkuppe des Engels auffassen, die noch während der Phase IV bestand. Ablagerungen in ca. 1020 m sind ebenfalls von Schmelzwassern stark zerschnitten (Terrasse von Hanselen). Sie könnte als IVb bezeichnet werden. Weit dehnt sich dagegen die Fläche Bühl-Rubis mit einer Höhe von 990—930 m aus. Gegen den Suldbach hin gliedert sie sich nicht sehr deutlich in drei Etagen, von welchen die beiden obern durch Suldmoränen (Innenmoränen?) quer begrenzt werden. Wir haben es somit mit der Phase V (a—c) zu tun, also einem Boden der mit dem Bühlstadium eisfrei wurde. Die beiden tiefern Terrassen in 900 und 850 m Höhe (VI und VII) repräsentieren den Boden der Bühl-Gletscherzunge. Sie weisen talauswärts kein Gefälle auf, auch nicht jenseits der Suldschlucht. Oberhalb Scharnachtal und am Härmasbühl treten Wallmoränen auf. Unterhalb Terrasse VII fällt das Gehänge zum Talboden ab.

Der Reichenbach und der Weingartengraben schneiden auch den Untergrund an. Der erstere entblösst in 900—960 m Höhe Wildflysch, weiter unten zuerst eine Moränendecke, dann Tone und Sande, bei ca. 810 m verfestigte, grobe Schotter und zu unterst wieder Sande und Tone. Der andere Graben weist übereinstimmende Verhältnisse auf. Diese Ablagerungen können im Suldgraben besser beurteilt werden.

b) Suldbach-Hondrich. Die eben beschriebenen Terrassen steigen gegen das rechte Suldbachufer schwach an und verbreitern sich noch mehr. In der Fortsetzung der trennenden Stufen und Terrassenkanten treten flache, drumlinartige Hügel auf. Zwischen den Stadien V und VI lagert sich die Höhe Seewenegg-Wachthubel und

zwischen VI und VII der Rücken Sandgruben-Äschi. Das Material entstammt der Innenmoräne zwischen Kander- und Kiengletscher. Die Verbreiterung des Talquerschnittes ermöglichte erst hier eine angehäufte Ablagerung. Zwischen diesen Innenmoränen dehnen sich flache Muldentäler aus, die aber nicht mit dem Suldtalgraben in Zusammenhang stehen. (Z. B. bei der Halten, der Sandgruben.) Vielmehr deuten sie auf subglaziale Entstehung hin, z. T. durch Schmelzwasser, z. T. durch Ausfurchung durch das Gletschereis. Diese Verhältnisse samt der fingerförmigen Anordnung lassen die Hügel als Innenmoränendrumlins erkennen. Dass sich der Suldbach nicht an ihrer Bildung beteiligte, hat seinen Grund in dem Umstand, dass die Terrainoberfläche südlich des Suldgrabens tiefer liegt, als rechts desselben; daher dessen Richtungsveränderung von SW nach WSW. Die Phase V, die wir als Beginn des Bühlstadiums bezeichneten, hinterliess überdies eine Anzahl Moränenwälle und Schmelzwasserfurchen, aber alles flach und wenig eingetieft, ein Beweis dafür, dass die Erosionskraft durch den benachbarten Aaregletscher gehemmt wurde.

c) Die Suldtalschotter. Diese erstmals von Ed. Gerber (Lit. 11) namhaft gemachten ältern Ablagerungen erinnern in ihrer Gesamtheit stark an die Lorzeschotter im Kt. Zug. Sie bilden eine besondere Gruppe der diluvialen Schotter, welche (siehe die Stockhornkarte, Lit. 8) die Umgebung des Thunersees aufbauen helfen. Oberhalb des Suldbaches gehören zu ihnen die Schotter der Weingarten- und Reichenbachgräben, sowie ein vereinzeltes Vorkommnis bei der Schlattmühle. Unterhalb des Suldbaches wurden sie durch die Seitenerosion der Kander bis zur Liasklippe von Mülenen entblösst. Ein weiteres Fenster in der Moränendecke folgt erst bei Hondrich, wo Deltaschotter von Horizontalschottern und der allgemeinen Moränendecke überlagert werden. Vom Kanderaquädukt bis zum Thunersee und von der Simmenmündung aufwärts bis ins Simmen- und Kireltal hinein folgen weitverbreitete deltoide und horizontale Schotter, welche die Stellung der Suldtalschotter bestimmen helfen.

Unterhalb Mülenen, sowie im Grund des Suldgrabens bis oberhalb der Brücke, die gegen die Engelbürg hinaufführt, stehen grobe ziemlich horizontal geschichtete, zu löcheriger Nagelfluh verfestigte Schotter an. Sie scheinen den Deltaschottern von Hondrich direkt aufzulagern und nach dem Alter den Deltaschottern des Kanderdurchbruches zu entsprechen, d. h. der Hochterrassen- und Risseiszeit anzugehören. Eine genauere Zuteilung erscheint mir nicht angebracht. Fluss- und Eiserosion haben, wohl gemeinsam, ihre Oberfläche verändert, so dass sie unten im Graben bei Weingarten nur bis ca. 800 m, nördlich der schon erwähnten Brücke aber bis ca. 870 m hinaufreichen. Die Ablagerung ist fluvioglacial und geht schon am Reichenbach in Sande und Tone subglazialen Charakters über. Somit stand der Kandergletscher in der Gegend von Reichenbach. Im

Profil über der mehrfach erwähnten Brücke folgen bis 880 ca. 10 m Sande und Tone mit Geröllhorizonten, hierauf nochmals 20 m echte löcherige Nagelfluh, weiter ein Gebiet ohne Aufschlüsse und endlich in 970 m eine grosse Steilstufe mit grober Schottermoräne. Letztere enthält so wenig Lehm, dass sie ein durch den Gletscher aufbereiteter Schotter sein könnte. Zuoberst folgt die Grundmoränedecke der Phase V. Alle diese Ablagerungen und sämtliche weiter bachaufwärts zwischen den Rutschungen sichtbaren Aufschlüsse müssen der Würmvereisung zugerechnet werden. Die Sande und Tone von Weingarten bilden den Boden der Phase VII; diejenigen im Brückenprofil in 870—880 m Höhe sowie auch diejenigen von Ebnet (unterhalb P.891) gehören wohl zu Phase VI. Sie sind überlagert von Schottern, die beiderseits des Suldgrabens sich unter die Schottermoränendecke der Phase V erstrecken. Die schon erwähnten Rutschungen von der Engelbürg bis zu den Schiltmatten verdecken leider die Andeutungen einer Gliederung. Mit der Annäherung an den Suldtalausgang vermehren sich die Schottereinlagerungen. Das sonniger gelegene rechte Ufer wird standfester und einzelne Aufschlüsse, besonders der in Fig. 5 abgebildete, lassen eine intensive Verzahnung der Moränen der Phase V mit den Schottern des damals noch eisfreien Suldbaches erkennen. Der letzte Aufschluss dieser Ablagerungen ist am Suldtalsträsschen unterhalb der Birchenbergalp sichtbar. Die Suldtalschotter lassen sich somit wie folgt gliedern:

B. *Würmmoränen und Schotter von 800—1020 m*

Phase V mit Lateraloscillationen gegen das Suldtal.
„ VI oben: Schotter und Sande 880—900 m
unten: Tone und Sande 870—880 m.
„ VII Tone und Sande, 800—870 m, etwas eingesenkt in die allgemeine Schotterunterlage.

A. *Rissablagerungen über den deltoiden Kanderschottern*, zeitlich nicht weiter einzuordnen und am Reichenbach mit Moränentonen wechselnd.

3. Der heutige Talweg der Kander.

a) Das Becken von Reutigen und die Umgebung von Spiez. Dieses liegt schon ausserhalb des engern Untersuchungsgebietes im Raume der Thun-Stockhornkarte. Sein Anschluss an die Glazialforschung des Suldgebietes ist darum möglich und notwendig. Weiter unten wird dargelegt werden, dass das Aareeis nirgends ins Kandertal eindrang und dass in der VII. Phase die Moränenwälle bei Hondrich entstanden. Letztere lassen von der Hasleren an eine Senkung von 800 auf 750 m und noch tiefer erkennen. Am Westende des Hondrichhügels sinken die Kanderwälle weiter von 750 auf 720 und 670 m, worauf einzig noch bei Lattigen eine geringe Wallandeutung er-

scheint (630), sowie eine letzte Spur westlich des Rustwaldes gegen das Erlenfeld hin. Der Kandergletscher dehnte sich somit in dieser Phase als flacher Eiskuchen im weiten Becken von Reutigen aus. Vermutlich hat er dieses ganz in Anspruch genommen, trotz seiner geringen Dicke, denn es fehlen alle Andeutungen von Stirnmoränen. Da der Untergrund ausschliesslich aus ältern Glazialablagerungen besteht, ist ihre deutliche Bildung zu erwarten. Die verhüllende alluviale Schotterdecke ist zu gering, um sie ganz zu verbergen.

b) Die Enge von Heustrich-Mülenen hat am erstern Ort normale Verhältnisse, indem dort die Moränenhänge des Emdtales ungestört durch Erosion den Fluss erreichen. In Phase VII war das Eis noch ca. 200 m mächtig. Es passierte den Engpass wohl ziemlich rasch, da der rechtsseitige Eisrand von Äschi bis Hondrich 5% Gefälle aufweist und die Abflussmöglichkeit ins nahe Reutigerbecken mitwirkte. Trotz den günstigen Verhältnissen merken wir nichts von Glazialerosion.

Der obere Abschnitt der Enge gegen Mülenen hin besitzt einen Talboden, durch Seitenerosion entstanden. Am Ausgang des Defilés mündet der Suldbach in die Kander. Im Terrain der Phase VII bildet sein Lauf grosse Serpentinen, die auf eine Stauung des Ausflusses schliessen lassen. Als der Boden VII eisfrei wurde, versperrte die zurückgehende Eiszunge des Kandergletschers noch immer den direkten Abfluss in die Kander oder ins Becken von Reutigen. Als diese Platz machte, offenbar relativ plötzlich, veranlasste die Gefällsstufe von vielleicht 100 m den Suldbach, sich rasch einzuschneiden und die augenblicklich bestehenden, nunmehr aber unnötig gewordenen Serpentinen festzulegen.

c) Das Becken von Reichenbach. Bezeichneten wir bisher die verschiedenen Gletscherböden als Phasen I—VII, so kommt dieser Gletscherstellung Ziffer VIII zu. Es ist ein richtiges Zungenbecken des Kandergletschers, das noch bis Frutigen hinauf reicht. Interessanterweise nimmt der Kiengletscher an seiner Bildung nicht Anteil. Der Höhenunterschied der beiden Einzugsgebiete — Kander 1950, Kiene 1900 m mittlere Höhe — bewirkte, dass der Hauptgletscher das Becken von Mülenen so auffüllte, dass die in ca. 840 m Höhe frei werdende Kiene ebenfalls zur Anlage von Serpentinen gezwungen wurde. Mit dem jedenfalls raschen Zurückgehen des Gletschers wurden die Flussschleifen zu Talwindungen fixiert. Die Erscheinung ist etwas weniger auffällig als am Suldbach, aber doch z. B. vom Niesen aus gut sichtbar. Der stärkere Fluss hat heute die schon ursprünglich geringeren Windungen fast ganz gerade gelegt, die Böschungen lassen aber die Urform gut erkennen.

Die Stellung des Kandergletschers bei Reichenbach entspricht nach der erwähnten Vergletscherungskarte einer Schneegrenzendepression von ca. 600 m, also dem Beginn des Geschnitzstadiums. Der Kiengletscher endete gleichzeitig in der Schlucht hinter dem Bütschi, der Aaregletscher in der Gegend von Interlaken.

B. Das Gebiet des Aaregletschers.

1. Die Grenzzone gegen den Kandergletscher.

Im Gebiet des Leissigerflysches fehlen Anhaltspunkte über die verschiedenen Phasen der Gletscherhöhen vollständig und zwar sowohl stratigraphische (Moränenzüge) als auch morphologische (Terrassen). Erst mit dem standfesten Gipsgebiet treten Ablagerungen und Formen auf und zwar in verwirrender Menge. Am Grat der Äschiallmend setzt an der Schattwaldzone in ca. 1275 m ein Moränenwall an, der den Rücken des Grates bildet und bis 1140 m absteigt. Der Aaregletscher passierte zwischen dem Äschiallmendspitz und dem Beatenberg (Lit. 2) eine Talverengerung. An letzterem Orte dehnen sich schöne lange Moränenzüge auf festem Boden in 1260 und 1220 m Höhe aus. Dann folgt auch für den Aaregletscher ein Eisbruch zum Niveau von Sigriswil in 1170 m für die Phase I und 1080 m für Phase II. Der obere Teil der Gratmoräne darf somit als höchster Gletscherstand betrachtet werden, der untere eher als Innenmoräne zwischen Aare- und Kandereis. Eine Wiederholung ähnlich dem Beatenberg ist durch eine Schmelzwasserrinne angedeutet. Der Bündimoräne von Sigriswil entsprechen der Wall und die Terrasse in ca. 1155 m. Sie enden als flache Innenmoräne unterhalb P. 1125. Ein neuer Wall mit Terrasse, ca. 30 m tiefer, löst sich ebenfalls in einen wenig ausgeprägten Rücken auf, verschwand also auch noch zwischen Aare- und Kandereis Richtung Ebenen. Die Seitenmoränen lassen sich wie folgt parallelisieren:

	Kandergletscher:	Aaregletscher:
	Phase I: 1290 m	Gratmoräne 1275 m
	„ II: 1200 m	Moräne 1155 m
	„ III: 1170 m	„ 1125 m
	„ IV: 1140 m	Nicht erkennbar!
Bühlstadium	„ V: 990–930 m	Hellbodenweid 1030—960 m
	„ VI: 900 m	Blockmoränen von Stöcken 900 m
	„ VII: 850 m	Moränen von Äschi-Hondrich
Gschnitzstadium	„ VIII: Ende bei Reichenbach).	(Ende bei Interlaken).

Damit ist auch gezeigt, dass der Kandergletscher in den Phasen I—VI teilweise auf den Aaregletscher hinausfloss, allerdings dessen Richtung annehmend. Der Höhenzug Äschiried-Hondrich darf nicht einfach als Mittelmoräne angesprochen werden, wenn er auch seine Entstehung und seine Erhaltung zweifellos dem Gegendruck des

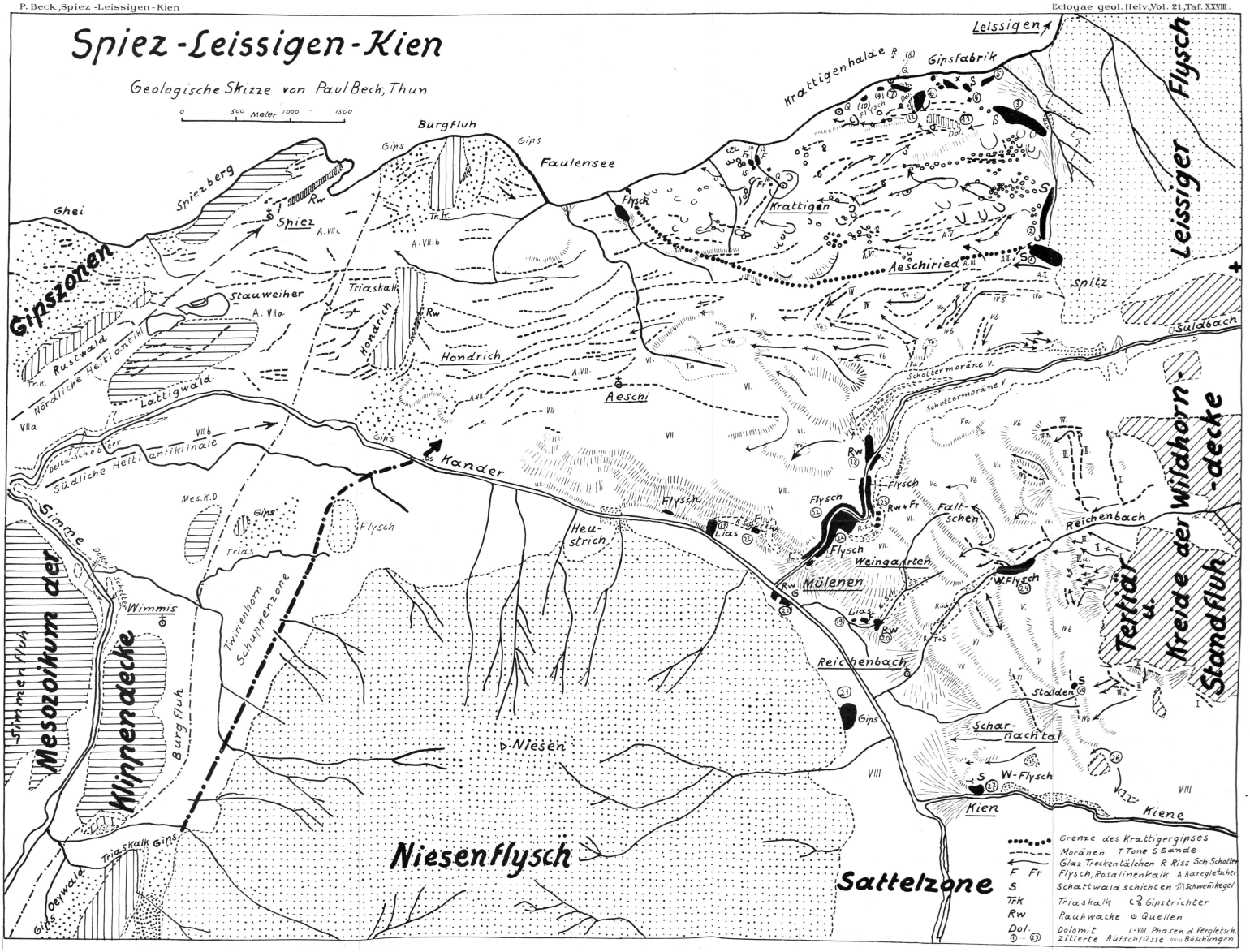
Aaregletschers verdankt. Eine Invasion des Aaregletschers ins Kandertal fand nie statt.

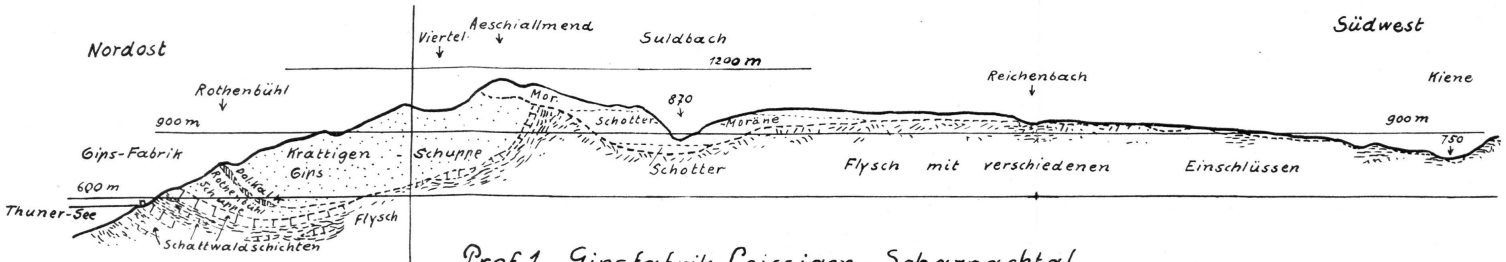
Die Aaremoränen liegen am Nordhang des Hondrichhügels noch etwas tiefer als im benachbarten Kandertal, die oberste in ca. 710. Am Nordhang des Rustwaldes streichen sie als Schwarm gegen Lattigen, die Wanne der Spiezerstauweiher ausfüllend (VIIa). Der breite Rücken Leimern-Kornweidli muss in der Hauptsache als abgelagerte Innenmoräne aufgefasst werden. Einzelne darauf vorkommende Wallformen gehören spätern Gletscherständen an, die nur noch die Gegend von Spiezmoos erreichten, vorerst noch das Moos unterhalb des Salzbrunnens (VIIb), dann einzig noch das Tälchen von Spiez erfüllten (VIIc). Die Gefällsverhältnisse und Anordnungen dieser Moränen lassen deutlich erkennen, dass in der Phase VII die Querriegel Hondrich und Burgfluh, Lattigwald und Spiezberg den Querschnitt des Gletschers stark verminderten, das Kander- und das Aareeis stauten — deshalb die vielen horizontalen Moränenwälle — und einen Gletscherbruch von wenigstens 100 m erzeugten. Ob der Aaregletscher sich nach dem Passieren des Spiezberges wieder regenerieren konnte oder direkt in die abschmelzende Seefront überging, lässt sich nicht genau ermitteln, da auf dem Gegenufer die korrespondierenden Ablagerungen fehlen. Wahrscheinlich wechselten beide Verhältnisse im Vorstoss und Rückzug ab.

2. Die jüngern Rückzugsstellungen oberhalb des Hondrichs.

a) Gipsgebiet zwischen Fritzenbach und Krattiggraben. Diese Landschaft zeichnet sich aus durch eine wunderschöne Glazialmorphologie und reiche erratische Ablagerungen, besonders von Blöcken aus dem Hochgebirgskalk. Das weiche Gipsgestein wurde durch den Gletscherrand und seine Schmelzwasser reich modelliert und von zahllosen Trichtern aller Grössen durchsetzt. Der Hügel P. 985 beim Guppenholz ist über und über mit Löchern besetzt wie eine beschossene Stellung mit Granattrichtern. Die Waldzone über der Waldweid und den Längäckern ist überreich an Malmblöcken, die Waldparzelle beim Rossweidli wurde seinerzeit von C. Moesch als Triaskalk und von Ed. Gerber als Malmklippe kartiert. Es wäre wünschenswert, eine solche Partie gegen Abtragung zu sichern. Die reichliche diluviale Bewässerung bewirkte überdies eine tiefgründige Umwandlung des Anhydrites in Gips. Bemerkenswert ist ferner, dass die leicht abtragbare Gipszone aus dem allgemeinen Hang vorspringt und mit der Beatenbergnase eine Verengung des Talquerschnittes erzeugt. Der Gletscher scheint durch die vollkommene subglaziale Entwässerung durch die Gipstrichter seiner Erosionskraft beraubt worden zu sein.

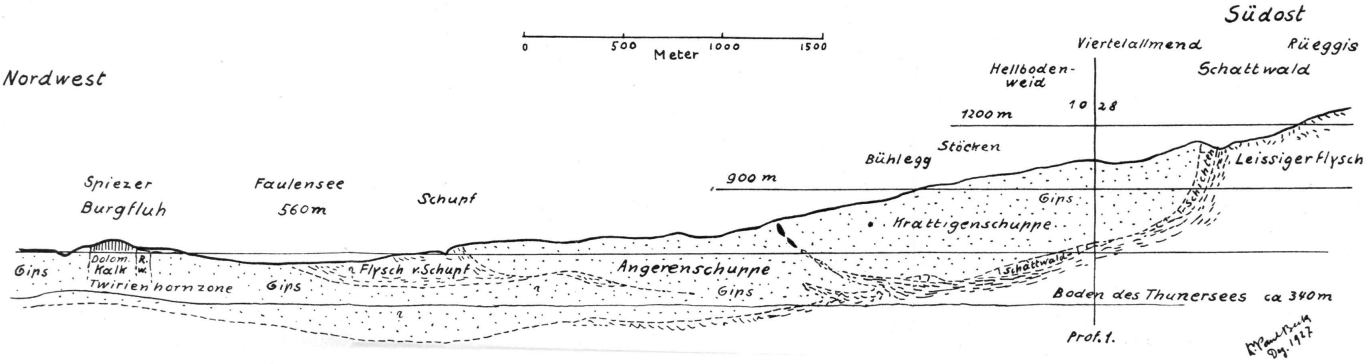
Die Moränen und Terrassenkanten laufen im allgemeinen recht horizontal. Die Bodenformen dagegen bilden Rücken und Talungen,


Spiez-Leissigen-Kien
Geologische Skizze von Paul Beck, Thun
0 500 Meter 1000 1500
Leissigen
Krattigenhalde
Gipsfabrik
Leissiger Flysch
Burgfluh
Gips
Faulensee
Spiezberg
Ghei
Spiez
Rw
A. VIIc
A. VII.b
Tr.K.
Gipszonen
Stauweiher
A. VIIa
Triaskalk
Hondrich
Rw
Rustwald
Nördliche Heiti antiklinale
Lattigwald
VIIa
VII.b
Südliche Heiti antiklinale
Aeschi
Krattigen
Aeschiried
Spitz
Suldbach
Schottermoräne V.
Kander
Mes. K. D
Flysch
Trias
Heustrich
Lias
Rw+Fr
Falt-schen
Reichenbach
Weingarten
Mülenen
W. Flysch
Tertiär u. Kreide der Wildhorn-decke
Standfluh
Simme
Wimmis
Mesozoikum der Klippendecke
Twirienhorn Schuppenzone
Burgfluh
Niesen
Stalden
Schar-nachtal
W-Flysch
Kien
Kiene
Niesenflysch
Sattelzone
Triaskalk
Oeywald
Grenze des Krattigergipses
Moränen T Tone S Sande
Glaz. Trockentälchen R Riss Sch Schotter
F Fr Flysch, Rosalinenkalk A Aaregletscher
S Schattwaldschichten Schneekegel
Trk Triaskalk Gipstrichter
Rw Rauhwacke Quellen
Dol. Dolomit I-VII Phasen d. Vergletsch.
zitierte Aufschlüsse Böschungen



Prof. 1. Gipsfabrik Leissigen - Scharnachtal

(Thunersee - untere Kiene)



Prof. 2. Spiezer Burgfluh - Krattigen - Rüegers

welche sich rasch talabwärts senken, und zwar in 3facher Wiederholung:

1. Hellbodenweid-Bühlegg-Krattigen-Angern;
2. Guppenholz-Gartflecken;
3. Rothenbühl-Kumm.

Die Formen erinnern an die durchschnittenen Längstalstufen im Niedersimmental (z. B. bei Weissenburg), im Wallis (bei Fiesch) und auch im Engstligental. Sie deuten vielleicht ebenfalls auf eine heute verschwundene Stufe im alten Aaretal, das ja nach den Ausführungen im I. Hauptteil hier ebenfalls als Längstal aufzufassen ist, hin.

b) Krattiggraben-Hondrich. Ausserhalb des Gipsgebietes mit seinen besondern Bodenformen wird die Glaziallandschaft eintönig, indem zahlreiche Wälle und Terrassenkanten weithin horizontal verlaufen. Für die Bildung der Schotter bei der Haltestelle Faulensee und Bahnhof Spiez kommen eher glaziale Schmelzwässer als der Suldbach in Frage. Das Letztere wäre am ehesten während der Risseiszeit und ihrer grossen Verschotterung möglich, nicht aber während der letzten Eiszeit. Wir beobachten in der ganzen Zone auch keine Rückzugsstellungen, die durch Moränenzüge besonders gekennzeichnet wären.

Literaturverzeichnis.

1. Isidor Bachmann, Die Kander, ein ehemaliges Fluss- und Gletschergebiet. Bern 1870.

2. P. Beck, Geol. Karte d. Gebirge nördlich von Interlaken. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Spez. Karte No. 56a. 1909.

3. P. Beck, Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. „Eclogae", Vol. XVI, No. 2. 1921.

4. P. Beck, Nachweis, dass der diluviale Simmegletscher auf den Kandergletscher hinauffloss. Mitteilungen der Nat. Ges. in Bern a. d. Jahre 1921.

5. P. Beck, Der Alpenrand bei Thun. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. XVII, No. 3. 1922.

6. P. Beck, Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. „Eclogae", Vol. XVII, No. 3. 1922.

7. P. Beck, Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. d. Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Thun. 1926.

8. P. Beck und Ed. Gerber, Geol. Karte Thun-Stockhorn 1911—1922. „Beiträge", Spezialkarte No. 96.

9. C. Brunner-v. Wattenwil, Geologische Beschreibung der Gebirgsmasse des Stockhorns. Neue Denkschriften d. Schw. Nat. Ges. Bd. 15. 1857.

10. Ed. Gerber. Die Standfluh, ein wurzelloses Schollengebirge. „Eclogae", Vol. XI, No. 3. 1910.

11. Ed. Gerber, Ed. Helgers, A. Troesch, Geol. Karte der Gebirge zwischen dem Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. „Beiträge", Spezialkarte No. 43a.

12. V. Gilléron, Description géol. des Territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. „Beitr", 18. Liefg. 1885. Karte 1879.

13. Albert Heim, Geologie der Schweiz. 1919. (Darin A. Jeannet.)

14. M. Lugeon, Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. „Eclogae", Vol. XVI, No. 1. 1920.

15. Casimir Moesch, Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kiental. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. 24. III. 1894.

16. Bernhard Studer, Geologie der westlichen Schweizeralpen. 1834.

17. M. de Tribolet, Note sur les dépôts erratiques de la rive sud du lac de Thoune et de la vallée de Saxeten. Bull. soc. sc. nat. de Neuchâtel. 1875. (Er verneint die Behauptung Bachmanns, dass in 1212 m Höhe auf der Äschiallmend noch Erratica seien.)

Manuskript eingegangen am 1. Mai 1928.

Rapport sur la 45e Assemblée générale de la Société géologique Suisse à Lausanne.

Vendredi, le 31 août 1928.

A. Rapport du Comité de la Société géologique suisse pour l'exercice 1927/1928.

Comité. — Si la constitution du Comité n'a pas varié, l'attribution de deux des fonctions les plus importantes a dû être modifiée. En octobre 1927, M. le Dr Aug. Tobler, rédacteur des «Eclogae» depuis 1920, nous faisait savoir qu'il était dans l'obligation de renoncer à sa charge et nous priait de lui désigner un successeur. Bien que prévue, cette démission nous a mis dans un cruel embarras. Avec une abnégation dont nous lui savons tous gré, M. le Dr E. Peterhans, de Lausanne, a bien voulu assumer la rédaction de notre périodique et est entré en fonction au commencement de l'année courante.

Nous savons tous combien M. le Dr Tobler s'est dévoué pendant 8 ans à l'ingrate fonction de rédacteur de notre périodique. Il convient de rappeler ici que grâce à lui, les «Eclogae», sans perdre leur caractère essentiellement national, sont devenus un organe d'intérêt mondial par la richesse et la variété des travaux qui y sont publiés. La Société géologique suisse tient à remercier encore bien chaleureusement M. le Dr Tobler pour le dévouement dont il n'a cessé de faire preuve au cours de ces 8 années et pour la rédaction de l'index des volumes 1 à 20 paru à la fin du fascicule de décembre 1927.

Une autre importante fonction, celle de caissier, remplie par M. Robert Hotz de Bâle, a reçu un nouveau titulaire. Grâce à l'initiative de M. Aug. Tobler, M. le Dr Alfred Werenfels de Bâle s'est mis gracieusement à la disposition du Comité pour assumer