

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 42 (1949)
Heft: 1

Artikel: Geologische Untersuchungen und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern)
Autor: Soder, Pierre A.
Kapitel: Quartär
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-161175>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 09.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Habkern-Zone einerseits mit denjenigen der Wildhorn-Drusberg-Decke andererseits⁶⁾.

Über diese Zusammenhänge dürften uns weitere Untersuchungen im Flysch der Habkern-Mulde Auskunft geben können, namentlich im Gebiet von Habkern, das gegenwärtig von W. GIGON bearbeitet wird, und im Gebiet von Adelboden, wo neben Wildflysch mit Leimernschichten usw. auch ganze Sedimentserien des Ultrahelvetikums vorkommen. Untersuchungen über den Gurnigelflysch, dessen Einschlüsse von Klippengesteinen vielleicht ebenfalls durch submarine Rutschungen gedeutet werden könnten, wären ebenso erwünscht.

Recht unklar sind noch die Beziehungen zwischen Habkern- und Schlieren-Zone. Die ganz ähnlichen sedimentären und kristallinen Komponenten im gröberen detritischen Material dieser beiden Zonen weisen zwar auf nahe beieinander liegende Ablagerungsräume hin. Doch schaffen uns das verschiedene Alter und die Überlagerung des jüngeren Flyschs der Habkern-Zone durch den älteren Schlierenflysch einige Schwierigkeiten.

Hätten vielleicht beide Komplexe, von der gleichen Schwelle mit Material versorgt, eine einheitliche Serie gebildet, die, später in Bewegung geraten, zuerst ihre Priabonhülle (Habkern-Zone) abgestreift hätte, die dann ihrerseits vom nachfolgenden Oberkreide-Mitteloceänflysch überfahren worden wäre?

Eine solche Betrachtungsweise wäre mit einem nahen Zusammenhang zwischen Habkern-Zone und Wildhorn-Drusberg-Decke nur schwer zu vereinbaren. LEUPOLD hat denn auch den Schlierenflysch aus südlich der „ultrahelvetischen“ Schwelle gelegenen Gebieten bezogen (Lit. 48, p. 284).

Wie wir schon weiter oben ausgeführt haben (p. 58) ist zwischen Habkern-Mulde und subalpinem Flysch kaum ein direkter Zusammenhang vorhanden.

QUARTÄR.

Eiszeitliche Bildungen.

Die Eiszeit hat in unserm Untersuchungsgebiet, besonders in der Habkern-Mulde, mächtige, weit verbreitete Moränenbildungen hinterlassen. Diese sind ausschliesslich von den Lokalgletschern der Emmentäler abgelagert worden. Gebietsfremdes Material des Aare- oder Rhonegletschers fehlt vollständig. Am vorhandenen Moränenmaterial haben Wangschichten der Brienergratkette den grössten Anteil. Daneben kommen besonders Flyschgesteine, Breccien und Konglomerate verschiedenen Ursprungs vor, von denen nur selten entschieden werden kann, ob sie der Schlieren- oder der Habkern-Zone entstammen.

Seltener sind Habkerngranite und Leimernschichten, sowie Gesteine der Giswiler Klippen. Schrattenkalk, Complanatenschichten und Hohgantsandstein überwiegen dort, wo die Gletscher mit der Randkette in Berührung gekommen waren.

Während R. SCHIDER (Lit. 76, p. 19 und Lit. 105) nur den geringsten Teil der Moränen seines Kartiergebietes erkannt hat, haben F. ANTENEN (Lit. 3, 4, 5),

⁶⁾ LEUPOLD hat ebenfalls auf einen nahen Zusammenhang zwischen Wildhorn-Decke und Habkern-Zone hingewiesen. Der Grund, diesen Zusammenhang anzunehmen, lag für ihn jedoch bei der angenommenen Transgression des Priabons über die Leimernschichten. Da wir die Leimernschichten durch submarine Rutschungen aus weiter südlich gelegenen Gebieten her beziehen, fällt für uns diese Argumentation ausser Betracht.

F. NUSSBAUM (Lit. 69), H. FRÖHLICHER (Lit. 29) und H. HAUS (Lit. 39) auf den Arbeiten von F. J. KAUFMANN (Lit. 51) und ED. BRÜCKNER (Lit. 70, p. 546ff.) fussend, die Quartärbildungen der Emmentäler näher untersucht. Ihre Beobachtungen stimmen mit den unsern (Tafel VI) weitgehend überein. Deren Deutungen seien in den folgenden nähern Ausführungen erörtert.

Innerhalb der Eismassen, welche unser Untersuchungsgebiet während der Würmeiszeit bedeckt haben, lassen sich zwei Hauptgletscher unterscheiden. Beide nahmen ihren Ursprung am Nordfuss des Brienergrates. Der eine, östliche, im Kar von Fontanen (westlich der Rossfluh, Giswiler Klippen), der andere, westliche, nördlich des Augstmatthorns. Sie füllten den grössten Teil der Habkern-Mulde aus, um als Waldemmegletscher im Gebiet von Flühli und als Gross Emmegletscher bei Kemmeriboden zwei mächtige Eiszungen ins Molasseland hinauszusenden.

Wir betrachten hier zunächst die würmeiszeitlichen Bildungen und deren ältere Rückzugsstadien und dann die jüngeren, wesentlich besser erhaltenen Bildungen.

Waldemmegletscher.

Als äusserste würmeiszeitliche Endmoräne des Waldemmegletschers hat F. NUSSBAUM (Lit. 69, p. 109) diejenige von Doppleschwand und Ebnet (oberhalb Wohlhusen) gedeutet, während sie F. ANTENEN (Lit. 5, p. 433) in der Moränenlandschaft zwischen Schüpfheim und Klusboden lokalisiert hat.

Die äusserste würmeiszeitliche Moräne des Gross Emmegletschers befindet sich nach F. ANTENEN (Lit. 3) und E. BRÜCKNER (Lit. 70, p. 547) auf dem Breitmoss bei Eggwil. Die Endmoränen, die wir in unserem Untersuchungsgebiet finden, gehören also ganz in die Zeit des Rückzuges des Würmeises.

Solche Rückzugsmoränen finden wir beim Dorf Flühli. Oberhalb dieses Dorfes hat ein Gletscher des Rotbach-Gebietes auf der rechten Seite des Waldemmetals in der Gegend von Kragen mächtige Moränen abgelagert, die nach ANTENEN (Lit. 5, p. 436) dem Bühlstadium zuzurechnen sind. Zur Zeit ihrer Bildung hatte sich der Hauptgletscher des Waldemmetals bereits aus dem Becken von Flühli zurückgezogen und hatte so dem vorher gestauten Rotbachgletscher zur vollen Entfaltung Platz gelassen. Möglicherweise fällt der Zeitpunkt dieses Vorstosses mit der Schlussvereisung AMPFERERS zusammen (vgl. p. 100). Während des Würmmaximums war der Rotbachgletscher wohl durch den Waldemmegletscher gestaut, wovon die mächtige Staumoräne bei Eggli zeugt, die ihrerseits bei Stäldeli von Moränen überlagert wird, die jünger sind als die Moränen bei Kragen.

Die kleine Moräne von Hirseggburg ist schon von F. J. KAUFMANN kartiert worden (Lit. 102). E. BRÜCKNER hat sie wieder erwähnt (Lit. 70, p. 546) und einem Rückzugsstadium zugeordnet. Der zwischen der Waldemme und dem unteren Südelbach nord-südlich verlaufende Rücken der Hirsegg zeigt, wie ANTENEN schon bemerkt hat, eine typische Moränenlandschaft. Wir haben jedoch keine Moränen-Aufschlüsse finden können, so dass wir bei den hier verbreiteten wallförmigen Hügeln nicht wissen, ob wir es mit echten Moränenwällen oder mit vom Eis rundgeschliffenen Hügeln aus anstehendem Gestein (Hohgantsandstein und Globigerinenschiefern) zu tun haben. Bei Hirseggli (200 m SW Hirseggburg) hat F. ANTENEN (Lit. 5, p. 486) beim Bau der Strasse Aufschlüsse der Moräne gefunden. Die von ihm aus dieser Gegend beschriebenen Trichter sind keine typisch eiszeitlichen Bildungen, sondern Dolinen, wie sie am Kontakt des Schrattenkalks mit den Complanatenschichten besonders häufig auftreten.

Zwischen Hirsegg und Hirseggbrugg verlaufen Waldemme und Südelbach, ohne mehr als 300 m voneinander getrennt zu sein, auf eine Länge von ca. 2 km rechts und links des Rückens der Hirsegg nahezu parallel. Das eher weite, in seiner Form glazial stark beeinflusste Tal des Südelbachs ist älter als die junge Erosionsschlucht der Waldemme. Der Südelbach folgt noch der alten, vom Gletscher geschaffenen Mulde. Er verläuft im oberen Teil noch in Globigerinenschiefern, gelangt dann bei Ahornli (600 m N Hirsegg) in den Schrattenkalk und durchbricht im unteren Teil seines Laufes den Hohgantssandstein.

Es ist möglich, dass der Waldemmegletscher beim Rückzug von Hirseggbrugg nach der Gegend von Lueg das alte Bett seiner unter dem Eise abfließenden Gewässer durch Moränen im Gebiet von Südel verstopft hat. Diese Gewässer hätten sodann entweder längs einer alten Seitenmoräne oder längs einer im schattigen Gebiet zwischen Südel und Ruchschwand zurückgebliebenen Toteismasse ein neues Bett gesucht, das heute noch von der Waldemme benutzt wird. Dies Bett verläuft bis etwas unterhalb Hirsegg in Moränen, weiter unten in den Globigerinenschiefern, und zwar nahezu im Streichen ein und derselben Schicht.

Die Moränen von Lueg und Sörenberg gehören nach F. ANTENEN (Lit. 5, p. 438/39) zum Bühlstadium. Zu dieser Deutung ANTENENS ist zu bemerken, dass BRÜCKNER (Lit. 70, p. 546) eine Schneegrenze von 1550 m nicht für die Moräne von Lueg berechnet hat, wie ANTENEN irrtümlicherweise schreibt, sondern für diejenige von Hirseggbrugg. Dem Bühlstadium würden somit alle Endmoränen zwischen Hirseggbrugg und Sörenberg, also eine recht ausgedehnte Masse, angehören. Es ergibt sich schon daraus, wie schwierig die Deutung der Endmoränen des Rückzugsstadiums ist. Für eine sichere Deutung wären, neben besseren chronologischen Grundlagen, Beobachtungen über grössere Gebiete notwendig, wie sie seit PENCK und BRÜCKNER, deren grundlegende Arbeit (Lit. 70) immer noch den Grundstein allen quartärgeologischen Schaffens in den Alpen bildet, von keinem Glazialgeologen erneut zusammengetragen worden sind.

Bei den zwischen Lueg und Fluhboden auftretenden Moränenwällen ist nicht immer leicht zu entscheiden, ob sie Endmoränen oder Seitenmoränen des Hauptgletschers oder von Nebengletschern sind. Endmoränen des Waldemmegletschers sind wohl der Endmoränenwall bei Schulhaus Sörenberg und die beiden nordwestlich davon gelegenen Wälle von Lueg.

Seitenmoränen des Waldemmegletschers sind am linken Ufer der Waldemme südlich von Lueg und Schulhaus Sörenberg nur undeutlich sichtbar, wohl infolge älterer Rutschungen und Erosion.

Ein Teil des Moränenmaterials am linken Hang des Waldemmetals dürfte von einem Lokalgletscher des nordöstlichen Hundsknubel-Gebietes stammen.

Im Waldemmetal finden wir oberhalb Fluhboden die schönste, ausgedehnteste und besterhaltene Moränenlandschaft unseres Untersuchungsgebietes. Hier wird die Seitenmoräne des älteren Endmoränenstadiums von Sörenberg überlagert von den Endmoränen des Waldemmegletschers (Zungenbecken von Bödeli, a in Tafel VI), des Eiseeg-Gletschers (Zungenbecken von Schönenboden, b in Tafel VI), des Rothorngletschers (Zungenbecken von Witmoos, c in Tafel VI) und des Steinetligletschers (Zungenbecken von Vord. und Hint. Steinetti, d in Tafel VI).

F. ANTENEN (Lit. 5, p. 440), der die Moränenbildungen im oberen Waldemmetal genau beschrieben hat, nahm an, dass sich die Zungenbecken im Gebiet von Witmoos erst nach dem Rückzug des Waldemmegletschers gebildet hatten. Vorher wäre der Rothorngletscher gestaut gewesen. Der Rothorngletscher hätte seinerseits den Steinetligletscher gestaut und gegen Schwand hin abgedrängt. Auch der Eiseegletscher hätte einen Vorstoss ins Becken von Schönenboden unternommen.

ANTENEN hat diese Vorstösse in die Nachbühlzeit gelegt (Lit. 5, p. 442) und hat für die Moränen von Fontanen mit BRÜCKNER Gschnitzstadium angenommen (Lit. 5, p. 448).

Die Lageverhältnisse zwischen Hauptgletschern und Nebengletschern in unserm Gebiet erinnern stark an die Verhältnisse, die AMPFERER aus verschiedenen Gebieten der Ostalpen beschrieben hat, und die ihn veranlassten, die Vorstösse der Nebengletscher als besondere Vereisung, seine „Schlussvereisung“ zu betrachten. Die tadellose Erhaltung dieser Moränen in unserm Untersuchungsgebiet und die gegenseitige Lage der Moränenwälle sprechen für ein recht junges Alter dieser Bildungen, das zu AMPFERERS Schlussvereisung passen würde.

Bei der tiefen Lage der Schneegrenze in unserm Untersuchungsgebiet — am Nordhang des Brienergrates dürfte heute die Höhe der lokalen Schneegrenze in Anbetracht der starken Niederschläge und der günstigen orographischen Lage bei ca. 2400 m angenommen werden — ist es sehr wahrscheinlich, dass an einzelnen günstigen Stellen (Kar oberhalb Nesselwäng, Gebiet des Eisees) in noch späterer Zeit kleinere Gletscher vorhanden waren. Als Spuren einer solchen jungen Vergletscherung können wir die Schuttmassen oberhalb Nesselwäng betrachten. Die übrigen Moränenbildungen dieser Zeit dürften der Steilheit dieser Gegend wegen bereits der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Ebenfalls sehr jung sind zumeist langgestreckte, längs des Brienergrates verlaufende, wallförmige Gebilde, die wir nicht nur im obern Teil der Mulde von Steinetti, sondern auch weiter im Westen finden. Wir betrachten sie als „Schneehaldenmoränen“, entstanden durch Rutschungen von Gehängeschutt auf Lawinschnee, die wohl zur Zeit eines nivaleren Klimas entstanden sind, als die winterliche Schneedecke im Frühsommer, während des Höhepunktes der Verwitterungstätigkeit, lange liegen blieb.

Gross Emmegletscher.

Während der Waldemmegletscher zur Zeit des Höchststandes bereits in der Gegend von Jänzimatt einen typischen Haupttalgletscher bildete, dessen Nebengletscher nur von geringer Bedeutung waren, flossen in der Gegend von Harzersboden-Hint. Hübeli, mehrere grössere, etwa gleichwertige Gletscher aus dem Gebiet von Alp Lombach (im WSW), von Widegg-Scherpfenberg (im W) und aus den Tälern des Bärselbachs, des Schöniseibachs und des Murrenbachs (im E und SE) als Gross-Emmegletscher zusammen.

Dieser Gletscher erstreckte sich zur Würmeiszeit bis in die Gegend von Eggwil (vgl. Lit. 3) im obern Emmental. Er hat aber ausserhalb des Alpenrandes ausser der äussersten Endmoräne keine weiteren Moränenwälle zurückgelassen.

Zur Risseiszeit hat der Aaregletscher, vom Rhonegletscher nach rechts abgedrängt, bis in die Gegend von Schangnau gereicht. Es ist wahrscheinlich, dass der Aaregletscher zu jener Zeit den Gross Emmegletscher so stark gestaut hat, dass ein wesentlicher Teil des Eises des letzteren nicht durch die Lücke von Kemmeriboden ins Mitelland hinaus, sondern über den niedern Sattel von Salwideli (1316 m) nach Hirsegg hinüberfloss und sich dort mit dem Waldemmegletscher vereinigte. Eine Entwässerung des Gross Emme-Anteils der Habkern-Mulde nach der Waldemme hin hat schon R. SCHIDER angenommen (Lit. 69, p. 26). Von einem solchen Überfliessen von Gletschern, das sicher auch wieder zur Würmeiszeit zwischen Bärselbach- und Waldemmegletscher stattgefunden hat, zeugen die vielen, im Streichen der Habkern-Mulde SW—NE gerichteten, langgestreckten Hügel im Gebiet der Wasserscheide (Grossgfäll, Husegg, Salwideli, Saffertberg und

Stechelegg). Diese Hügel zeigen Moränenlandschaften, die aber grösstenteils nicht von Moränen, sondern von glazial erodiertem anstehendem Gestein gebildet werden. Recht interessant ist in diesen Landschaften das Auftreten von Zwergtorfhügeln (vgl. Lit. 83, 94).

Die mächtige, gegen NE gerichtete Endmoräne von Wysstannen, von der nur ein kleines linkes Seitenstück von der Erosion verschont geblieben ist, dürfte von dem ins Waldemmegebiet hinüberfliessenden Gross Emmegletscher in einem seiner Rückzugsstadien gebildet und in der Würmeiszeit noch einmal überarbeitet worden sein. Im übrigen könne risseiszeitliche Ablagerungen im Gross Emmegebiet ebenso wenig unterschieden werden, wie im Gebiet der Waldemme.

Grosse Moränenmassen der Rückzugsstadien übertünchen die nördlichen Teile der Hügel von Sitenegg und Käsboden und den Hang zwischen Hundsknubel und oberem Bärselbach. Ein Teil von ihnen dürfte den würmeiszeitlichen Höchstständen der Lokalgletscher entsprechen.

Im Gebiet von Ob. Laubersmad hat das Eis des Bärselbachgletschers wohl bis 1500 m hinauf gereicht. Davon zeugt eine Reihe von erratischen Lithothamnien-Nummulitenkalk-Blöcken, die um den Hügel von Käsboden herum zum Laubersmädli hinabzieht. Es handelt sich dabei offensichtlich um eocaene Kalke, wie sie an der Brienergratkette bei Q. 1760 des Weges zum Wannenpass aufgeschlossen sind (vgl. p. 68).

Die hohe Lage der Moränenbildungen bei Ob. Laubersmad macht ein Überfliessen des Bärselbachgletschers in die Gegend von Hirsegg hinüber begreiflich. Moränenmaterial eines überfliessenden Gletscherlappens dürfte unter dem sumpfigen Gelände östlich Salwideli vorhanden sein.

Eine den Moränen von Ob. Laubersmad entsprechende Lage hat der terrassenförmig gegen Westen abgedachte Thürndliwald mit dem östlich anschliessenden Thürndlimoos. Die starke Rundung der Geländeformen, namentlich des N—S-verlaufenden Rückens westlich Thürndlimoos, sowie der ganzen Gegend östlich Grossgfäll dürfte durch glaziale Überarbeitung verursacht sein. Der Bach, der das Thürndlimoos entwässert, scheint ehemals nach NE dem Schwendibach zugeflossen zu sein. Die auffällige Richtungsänderung nach W im Gebiet südlich Grossgfäll wäre in diesem Falle als junge Anzapfung zu deuten.

Dass das Eis aus dem Gross Emmegebiet zur Waldemme hinüberfloss und nicht umgekehrt, ist durch das Fehlen von Klippengesteinen im Moränenmaterial der Gegend westlich des Hundsknubels angedeutet. Da die Habkern-Mulde im westlichen und im östlichen Teil aus gleichen Gesteinen aufgebaut ist, kann das Überfliessen von West nach Ost an Hand des Moränenmaterials nicht nachgewiesen werden, entgegen der Annahme ANTENENS (Lit. 5, p. 422), der offenbar die erratischen Habkerngranite als für den Westen typisch betrachtete.

Bärselbach- und Schöniseibachgletscher haben uns in ihrem untern Teil nur spärliche Moränen hinterlassen. Das haben wir z. T. der sehr aktiven jüngeren Erosion zu verdanken.

In seinem untern Teil hat der Bärselbachgletscher als Bett wohl nur z. T. das Gebiet der heutigen Erosionsschlucht nördlich der Küblisbühlegg benutzt. Die Hauptmasse des Eises hat ihren Weg über den Sattel von Küblisbühlegg hinüber genommen und sich südlich dieses Sattels mit dem Schöniseibachgletscher vereinigt. Während des Höchststandes der Würmvereisung dürfte der Schrattenkalkhügel von Küblisbühlegg ganz von Eis überflossen worden sein.

Jüngeren Rückzugsstadien gehören die Seitenmoränen zwischen Ob. und Unt. Laubersmad (Q. 1370—1430) an. Ein rechtsufriges Gegenstück derselben befindet sich NNW Schwand bei Q. 1330. Die zu diesen Bildungen gehörigen End-

moränen dürften sich in der Gegend von Schneeberg-Knubelsweidli befunden haben. Das Vorhandensein grösserer Moränenmassen vermuten wir im vollständig versumpften Waldgebiet nordwestlich Unt. Laubersmad.

Noch jüngere Moränenbildungen finden sich im oberen Teil der Täler des Murrenbachs, des Schönliseibachs und des Bärselbachs, sowie am Westfuss des Hundsknubels. Ihr frisches Aussehen und ihre Lage erinnern an die Moränenbildungen im oberen Waldemmetal (Witmoos, Steinetti usw., vgl. p. 97/98).

Auch bei den hier vorliegenden Moränen stellt sich die Frage nach der Zugehörigkeit zur Schlussvereisung AMPFERERS. Sehr schön ausgebildet sind die Moränenwälle von Tannigsboden, Spirweid-Laubersmädli und unterhalb Bärsel. Am Fuss des Brienergrates finden wir auch im westlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes gut ausgebildete Schneehaldenmoränen.

Selbständige junge Lokalgletscher hat auch der Hundsknubel besessen. Der eine von ihnen, der seinen Ursprung im Kar östlich Thürndli nahm, hat ca. 300 m nördlich dieser Lokalität kleine, sehr gut ausgebildete Moränenwälle hinterlassen. Kleinere Lokalgletscher dürften sich auch am Hügel von Käsboden-Arnibergegg entwickelt haben. Ein Anzeichen dafür ist die Nische SW Käsboden, die offenbar als Kar zu deuten ist.

Eiszeitliche Bildungen an der Schrattenfluh.

Während wir im Gebiet der Habkern-Mulde als Spuren starker Vergletscherung mächtige, verbreitete Moränen nachweisen konnten, sind auf der SE-Abdachung der Schrattenfluh glaziale Bildungen selten. Als solche sind vor allem Kare zu verzeichnen. Im Gebiet zwischen Schybegütsch und Böli finden wir eine Kartreppe mit drei Stufen. Ein kleines Kar findet sich ferner am E-Ende des Böli, nördlich Ob. Wysstannen. Die zu diesen Karen gehörigen Gletscher haben wohl zwischen Schneeberg und Schneebergli in den Bärselbachgletscher gemündet. Es ist unwahrscheinlich, dass sie die Moräne von Wysstannen aufgebaut haben. Wäre nämlich der Klus-Imbergligletscher zur Würmeiszeit gegen die Waldemme hin geflossen, so hätte er auf eine Strecke von ca. 1 km gegen den Strom des Bärselbachgletschers schräg den Hang hinab fließen müssen. In diesem Falle wäre er durch den Bärselbachgletscher in westlicher Richtung abgelenkt worden. Die Moräne von Wysstannen ist also eher als Rest einer Gross Emme-Endmoräne aus der Zeit einer älteren (Riss-) Vergletscherung zu betrachten, wie wir es auf p. 98 angenommen haben.

Als Kare sind ferner die Nischen am steilen Südhang zwischen der Hächlen und dem Strick und direkt nordöstlich desselben anzusehen, sowie die grossen Ausräumungen südlich des Strick, nordwestlich Gummen, bei Bärsel und bei Schlüchtli (vgl. Tafel VI).

Ob die zahlreichen, beckenförmigen Vertiefungen im Karrenfeld der Schrattenfluh, die am besten als Uvalas bezeichnet werden, von Gletschern geformt worden sind, lässt sich nicht entscheiden. Sie kommen oft längs Brüchen im Schrattenkalk vor und sind eher als erweiterte Dolinen zu betrachten.

Die oben beschriebenen Kar-Nischen und die dazu gehörigen Kar-Täler bilden zur regelmässig abgeflachten Schrattenkalkplatte des Hauptteils des Karrenfelds der Schrattenfluh einen gewissen Gegensatz, der uns vermuten lässt, dass die Eisbedeckung des Karrenfeldes nur gering war, indem das oberflächliche Wasser des Firns sofort durch den Karst hindurch abfliessen konnte, ohne zu Eis verfestigt zu werden. Das Karrenfeld wäre demnach vor allem von Firn bedeckt

gewesen, der erst im untern Teil des Karstgebietes kleine Gletscher gebildet hätte, wie z. B. in der Mulde nördlich des Böli, längs welcher der Weg von Schlund nach Klus führt.

Eigentliche Moränen, die zu diesen Gletschern gehören könnten, kennen wir nicht. 300 m östlich Schlund tritt ein wallförmiger Hügel auf, der als Moräne gedeutet werden könnte. Ferner ist das schlecht aufgeschlossene Gebiet bis zur Q. 1570 nördlich Schlund glazial bearbeitet. Von den hier auftretenden kleinen Rippen ist schwer zu sagen, ob sie durch Brüche bedingt sind (wie in Tafel V dargestellt), oder ob sie aus Moräne bestehen. Eine glaziale Überarbeitung hat sicher auch im ersteren Falle stattgefunden.

Ablagerungen von weiteren kleinen Gletschern bei Bodenhütten, Dürrüteli und Gummen sind schon von ANTENEN (Lit. 5, p. 446/47) beschrieben worden.

Am NW-Abfall der Schrattenfluh nahmen zahlreiche kleine Gletscher ihren Anfang und breiteten sich in der Gegend von Flühli, das Hilferntals und von Bumbach aus. Ihre Moränen sind von M. FURRER (Lit. 31) und H. HAUS (Lit. 39) untersucht worden. Am Steilabfall der Schrattenfluh haben diese Gletscher zahlreiche Kare gebildet, so südlich Emmental-In der Noth, nördlich des Hengst, im Quellgebiet des Steiglenbachs, bei Gross Imberg und nördlich des Ax.

Jüngere Bildungen.

Die Vorkommen von jüngeren Bildungen, meist Schuttbildungen, sind ganz von der lokalen Beschaffenheit des anstehenden Gesteins und vom Relief abhängig.

Alluvionen finden wir besonders in den glazial übertieften Becken, so im Zungenbecken der Endmoräne nördlich Witmoos und in der Ebene von Bärsel. In der Flussniederung südwestlich des Kurhauses Sörenberg scheint eine ältere Alluvialterrasse von der Waldemme angeschnitten zu sein.

Durch den grossen Bergrutsch von Sörenberg ist 1910 die Waldemme gestaut worden. Das Staubecken bei Fluhboden, das sich bis Q. 1160 erstreckt, ist in wenigen Jahren mit Alluvionen ausgefüllt worden.

Bachschuttkegel. Die starke Erosionskraft der Hauptflüsse unseres Untersuchungsgebietes, der Waldemme und der Grossen Emme, hat die Bildung grösserer Bachschuttkegel verhindert. Einzig der Mürrenbach hat oberhalb des Durchbruchs der Grossen Emme durch den Hohgantsandstein einen grösseren Schuttfächer anlegen können. Kleinere Schuttkegel finden wir bei den Mündungen des Schwendibachs und des Ältenbachs in die Waldemme.

Einen ganz beträchtlichen, gestuften Schuttkegel hat der aus der Gegend von Rotenboden (nördl. Hotel Rothorn) kommende Bach zwischen Nesselwäng und Witmoos aufgeschüttet. Das Material stammt grösstenteils aus der Glazialschuttmasse oberhalb Nesselwäng (vgl. p. 98).

Kleine Schuttkegel finden sich ferner im Schrattenfluhgebiet oberhalb der Versickerungsstelle des periodisch fliessenden Bächleins der Polje von Matten und unmittelbar westlich Ober Imbergli (Tafel VI).

Bergsturz- und Gehängeschutt. Grosse, durch frische Zufuhr von Material immer neu versorgte Gehängeschuttmassen begleiten die steilen, felsigen Nordhänge der Schrattenfluh und des Brienergrates. Darin lassen sich öfters Trockenschuttkegel unterscheiden, die meist von Steinschlagrinnen genährt werden, wie z. B. die Trockenschuttkegel bei Hint. Steinetli. Grosse Schuttmassen liegen auch am Fusse der steilen, vorwiegend durch Brüche bedingten Wände im Südteil

der Schrattenfluh, unterhalb Böli-Unterschlag, zwischen Ax und Schneeberg und bei Küblisbühl.

Im Flyschgebiet der Habkern-Mulde sind Schuttbildungen seltener zu beobachten und nur schwer von der Lokalmoräne zu unterscheiden. Grössere Schuttmassen finden wir rings um den Hundsknubel und östlich Vord. Schönisei (Grosse Emme).

Blockschutt grösseren Ausmasses ist in den grösseren Schuttmassen fast stets vorhanden; z. T. handelt es sich dabei um Schneehaldenmoräne, z. T. um Bergsturzschutt. Grössere Bergsturzmassen finden wir namentlich zwischen Nesselwäng und Witenlauenen, 300 m südlich Habkegg und bei Käsboden-Wängstall in Form von riesigen, bis über hausgrossen Blöcken von Wangkalk.

Im Schichtverband abgerutschte Massen. Sackungsmassen konnten nur im Kreidegebiet der Schrattenfluh festgestellt werden. Im Bärselbach liegt südlich Schneebergli versackter Schrattenkalk direkt auf Globigerinenschiefern (vgl. p. 67). Ebenfalls versackt dürfte die kleine Schrattenkalkmasse vor der SW-Ecke des Böli sein (vgl. Tafel V). Es ist anzunehmen, dass auch im Flyschgebiet der Habkern-Mulde grössere Massen im Schichtverband abgerutscht sind; die schlechten Aufschlüsse und die grossen tektonischen Komplikationen verhindern uns jedoch, sie festzustellen.

Bergschlipfe sind in wenig wasserdurchlässigem Gestein wie Schiefer und Sandstein, Moräne und Schutt besonders häufig. Wegen der geringen Reliefenergie, welche die Habkern-Mulde in unserm Untersuchungsgebiet aufweist, nehmen die Bergschlipfe kein so grosses Ausmass an, wie am Osthang des Waldemmetales zwischen Flühli und Sörenberg. Wir finden sie besonders häufig am vordern Teil des Hügels zwischen Schöniseibach und Mürrenbach und westlich Ob. Laubersmad, ferner in den Globigerinenschiefern der Brienzergratkette bei Arnibergegg und bei Bärsel.

Hydrologie. Die jährliche Niederschlagsmenge ist mit 1950—2400 mm (Lit. 96) recht gross. Trotz der häufigen starken Gewitterregen sind die Niederschläge gleichmässig auf das Jahr verteilt. Die winterliche Schneedecke stellt sich meist mitte November ein und bleibt gewöhnlich bis weit in den April, für die höheren Lagen bis in den Juni hinein liegen.

Abgesehen von den klimatischen Bedingungen wird der hydrologische Charakter unseres Untersuchungsgebietes ganz von der Gesteinsbeschaffenheit bestimmt: Die stark verkarsteten Felswüsten des Schrattenkalk bilden zu den feuchten, meist sumpfigen Flysch- und Moränengebieten der Habkern-Mulde einen scharfen Gegensatz. Während wir dort, abgesehen von den Poljen, keine Oberflächengewässer beobachten können, finden wir hier ein vielfach verzweigtes, von zahlreichen Mooren gespiesenes Flussnetz.

Der Karst ist einzig im stark zerklüfteten Schrattenkalk ausgebildet, der bei seinem hohen Kalkgehalt leicht löslich ist. Die Lösung des Kalks wird wahrscheinlich durch Bakterien gefördert. Das Niederschlagswasser fliesst sofort durch die Rillen des ausgedehnten Karrenfeldes ab und versickert in den sehr zahlreichen Dolinen (Ponore oder Katavothren).

Im obern Teil des Karrenfeldes, wo Humus und Vegetation fast vollständig fehlen, hat das Regenwasser keine Möglichkeit, zurückgehalten zu werden. Es fliesst sofort durch die Dolinen ab und kurze Zeit nach dem Regen ist das Karrenfeld wieder trocken. Im untern Teil des Karrenfeldes haben sich die Lösungsrückstände des Schrattenkalks zusammen mit feinkörnigen Verwitterungsprodukten des hangenden Eocaens gesammelt und haben einen verwaschenen Bleich-

erdeboden gebildet, der eine ansehnliche Vegetation zu ernähren vermag. Charakteristisch für diese Gegend ist *Vaccinium myrtillus* und neben *Picea excelsa* die genügsamere *Pinus mugo* ssp. *uncinata*, während der obere Teil des Karrenfeldes eine fast vegetationslose Felswüste darstellt.

Das durch den Schrattenkalk sickernde Wasser wird wohl grösstenteils in der Nähe der Grenze mit den undurchlässigen Drusbergsschichten aufgehalten und bildet verschiedene, vorwiegend konsequente oder durch Brüche vorgezeichnete unterirdische Gewässer (vgl. auch Lit. 43). Bei ihren Schnittpunkten mit der Erdoberfläche treten die unterirdischen Karstgewässer als Karstquellen aus. Solche Karstquellen haben in unserm Untersuchungsgebiet nicht mit Sicherheit festgestellt werden können. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass ein Teil des Karstwassers der Schrattenfluh im Südelbach, 100 m östlich Schlund zutage tritt. Dort kommt der bei Niederwasser oberhalb Ahornli ganz versickernde Südelbach, wohl durch reichlich hinzugetretenes Karstwasser vergrössert, beim Kontakt von Schrattenkalk und Complanatenkalk wieder zum Vorschein.

Die Poljen stellen im Karstgebiet eine Art Inseln dar. Unter einer Polje verstehen wir ein aus schwer durchlässigem Gestein bestehendes Gebiet, dessen Oberflächengewässer in ein Karstgebiet abfliessen und dort versickern. Poljen können in schwer durchlässigen Schichten des Hangenden und des Liegenden des Schrattenkalks auftreten.

Im ersteren Falle bestehen die Poljen aus eocaenen Gesteinen (Complanatenschichten, Hohgantschichten) und bilden nur wenig ausgedehnte Erosionsrelikte über dem Schrattenkalk. Ihre Gewässer führen nur Wasser, das in der Polje selbst niedergeschlagen worden ist. Die Wasserführung ist gering.

Eine langgestreckte Polje in Eocaengesteinen ist diejenige von Silwängen-Bodenhütten-Gummen-Schlüchtli. Sie liegt in ihrer Längserstreckung beinahe parallel zum Streichen der Schrattenfluh. Daher gliedert sie sich in zahlreiche Abflussgebiete, in denen sich nur bei Bodenhütten und bei Dürrüteli dauernd fliessende Bächlein haben entwickeln können. Die Polje von Schlund-Keiserschwand ist nur im Norden durch Karst, im Süden aber durch eine Wasserscheide begrenzt. Sie bildet eine langgestreckte Mulde, in der sich zwei Bächlein entwickeln konnten, die beide beim Kontakt von Eocaen und Schrattenkalk westlich Keiserschwand in Dolinen verschwinden. Dank der starken Bewaldung und Versumpfung wird das niedergeschlagene Wasser längere Zeit im oberen Teil der Polje zurückgehalten und erlaubt so den beiden Bächlein eine regelmässige Wasserführung. Die beiden kleinen Poljen zwischen Schneebergli und Ob. Imbergli haben keine eigenen Oberflächengewässer hervorgebracht.

Die Poljen im Liegenden des Schrattenkalks bestehen grösstenteils aus Drusbergsschichten. Als fensterartige Gebilde verdanken sie ihre Entstehung dem gänzlichen Verschwinden des hangenden Schrattenkalks durch Erosion. Ausser dem in der Polje selbst niedergeschlagenen meteorischen Wasser finden wir hier z. T. reichliches, aus dem Karstgebiet zufließendes Quellwasser, da ja die Unterfläche des Karstgesteins, welche die Karstgewässer trägt, von der Erdoberfläche angeschnitten ist.

Solche Poljen in Drusbergsschichten sind diejenigen von Matten, von Heidenloch und südlich und nördlich des Strick. Da diese in ihren höheren Teilen von einer Wasserscheide, dem Grat der Schrattenfluh, begrenzt werden, fehlen ihnen Karstquellen. Die Polje von Matten besitzt ein periodisch fliessendes Bächlein, das zeitweise so ergiebig ist, dass es oberhalb seiner Versickerungsstelle einen kleinen Bachschuttkegel anzulegen vermocht hat. Die Poljen südlich des Strick und nordöstlich des Schybegütsch besitzen, trotz der Kleinheit des über ihnen

liegenden Gebietes, recht ergiebige Karstquellen. Diejenige nordöstlich des Schybegütsch vermag einen kleinen Karsee zu ernähren, dessen oberirdischer Abfluss sofort wieder im Schrattenkalk verschwindet. Das Wasser kommt wohl in den beiden reichlich und regelmässig fliessenden Quellen westlich Klus, durch weiteres Karstwasser gespiesen, wieder zum Vorschein. Die hydrologischen Verhältnisse der Poljen im Schrattenfluhgebiet sind von M. LUGEON und E. JÉRÉMINE schon kurz beschrieben worden (Lit. 64, p. 92—94).

Im Gebiet der Habkern-Mulde haben sich im Flysch und Moränengebiet, unter Einfluss des ausserordentlich feuchten Klimas, mächtige Eisen-Podsolböden bilden können. Deren Durchlässigkeit ist meist sehr gering. Einzig die durchlässigeren Moränen- und Schuttmassen der Gegend von Witmoos haben die Bildung von starken Quellen veranlasst, wie wir sie am Strässchen nach Witmoos, ca. 200 m oberhalb Fluhboden, beobachten können. Moorbildungen mit *Sphagnum* finden wir hier nur in den Zungenbecken bei Witmoos und südlich Vord. Steinetti. Im ersteren Vorkommen ist von 1941—1946 Torf ausgebeutet worden.

Vom übrigen Gebiet der Habkern-Mulde ist der grösste Teil von Mooren bedeckt. Diese gehören nach den Definitionen von FRÜH und SCHRÖTER (Lit. 30, p. 12—15), welche in ihrer Karte (Lit. 30, Tafel 5) aus unserem Gebiet namhafte Flachmoore verzeichnen, teils zu den Hochmooren, teils zu den Flachmooren. LÜDI, der kürzlich die Vegetation der Moore der Habkern-Mulde untersucht hat (Lit. 59) bezeichnet die einen mit *Sphagnum*, als typische Hochmoore, welche in die durch *Ephippium* [?]*vaginatum* charakterisierten Rasenmoore übergehen. Diese kommen als „terrainbedeckende Moore“ auch an ziemlich stark geneigten Hängen vor, während die Hochmoore an muldenförmige Vertiefungen gebunden sind. Ausgesprochene Hochmoore sind vor allem das Thürndlimoos und das Zittermoos südlich Grossgfäll, die obere Teile des Thürndliwalds, der grösste Teil des Schwarzeneggwalds und der untere Laubersmadwald. Stark versumpft sind ferner die Gebiete zwischen Wagliseiknubel und Ruchweid. Hier herrscht neben *Picea excelsa* in den prächtigen Moorwäldern *Pinus mugo* ssp. *uncinata* vor. Die übrigen Moore der Habkern-Mulde und diejenigen der Poljen im Schrattenfluhgebiet sind vorwiegend Rasenmoore mit *Ephippium*. Es ist wahrscheinlich, dass die am Rand des Karstgebietes gelegenen Moore durch Grundwasser gespiesen werden, das aus dem Karst her stammt.

Eingriffe des Menschen. Das versumpfte Gebiet der Habkern-Mulde hat man nur an wenigen Stellen zu drainieren versucht, so bei Gustischwand, bei Gross Arniberg und bei Hint. Schönisei (Sörenberg). Im sumpfigen Gelände neigen die Drainagegräben dazu, bei zu geringem Gefälle durch Humusmassen verstopft, oder, bei zu grossem Gefälle, durch Erosion vergrössert zu werden, wobei das umliegende Gelände zu Schaden kommt. Von der Drainage, die das rasche Abfliessen des Wassers und damit die Erosion in Flysch und Moräne verstärkt und zu den Überschwemmungen im Unterland nicht unwesentlich beiträgt, dürfen wir nicht allzuviel Nutzen erwarten. Der Schutz der Sumpfwälder, welche als Reservoirs das Wasser zurückhalten und durch dauernd erhöhte Verdunstung regionalen Trockenheiten entgegenwirken, ist der Drainage in den meisten Fällen vorzuziehen.

Die jungen Erosionsschluchten des Südelbachs, des Schwendibachs und der beiden Zuflüsse des Bärselbachs aus dem Gebiet von Thürndlimoos haben sicher erst in den letzten 300 Jahren ihre heutige Gestalt angenommen. Die Erosion hat sich durch die Entwaldung und durch das Flössen des Holzes, die im Zu-

sammenhang mit der Glasindustrie erfolgten (ehemalige Glashütten bei Südel und unterhalb Kemmeribad), besonders drastisch ausgewirkt (vgl. Lit. 31). Als Überreste der Glasindustrie sind hier noch Schutthaufen zu erwähnen, wie wir sie z. B. am Südelbach bei Südel finden. J. SCHNIDER (Lit. 80, H. 1, p. 14—17, H. 2, p. 39/40) hat schon 1793 davor gewarnt, diesen Schutt und die darin befindlichen Glasreste und Glasüberzüge als vulkanische Produkte und aus diesem Grunde die Schrattenfluh als Vulkan zu betrachten.

ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE.

Unsere Untersuchungen im Gebiet der Schrattenfluh und im südlich anschliessenden Teil der Habkern-Mulde haben zu folgenden neuen Ergebnissen geführt:

1. Bei der Kartierung der Schrattenfluh konnte (z. T. auf photogeologischem Wege) eine grosse Anzahl neuer Brüche festgestellt werden.

2. Die mächtige, unmittelbar südlich an das Mesozoikum der Schrattenfluh anschliessende Priabonzone zeigt eine Ausbildung, die ihre Zugehörigkeit zur Niederhorn-Decke in Frage stellt. Die Möglichkeit, dass sie eine selbständige Flyschserie (Südelbach-Serie) bildet, haben wir diskutiert.

3. Im Südelbach haben wir in der unter 2. erwähnten Priabonzone eine reiche Foraminiferenfauna aufsammeln können.

4. Die Habkern-Mulde haben wir gestützt auf die Untersuchungen von H. SCHAUB im Schlierengebiet in zwei tektonische Einheiten unterteilen können: Die Habkern- und die Schlieren-Zone.

5. Die Habkern-Zone ist aus Globigerinenschiefern und Wildflysch aufgebaut. Sie enthält zahlreiche fremde Einschlüsse: Habkerngranit, Leimernschichten, Kalke des Malms und der Untern Kreide.

6. Die Globigerinenschiefer der Habkern-Zone enthalten eine reiche Foraminiferenfauna, die ihr priabones Alter anzeigt. Auch der Wildflysch ist ins Ober-Eocaen zu stellen.

7. Im Bärselbach konnte ein grosser, im Wildflysch eingelagerter Block von Habkerngranit gefunden werden. Über den Granit transgredieren Breccien und Konglomerate, die grösstenteils aus granitischen Komponenten aufgebaut sind. Sie enthalten eine eocaene Foraminiferenfauna.

8. Der unter 7 erwähnte Granit und die kleinen und grossen Pakete von Leimernschichten in der Habkern-Zone sind nicht als tektonische Einschuppungen oder Schürflinge aufzufassen, sondern als submarin eingerutschte Pakete, die in die dunklen Wildflyschmergel eingesedimentiert worden sind.

9. Die Leimernschichten (im Sinne von J. F. KAUFMANN) reichen vom Turonien bis an die Obergrenze des Aturien (Globotruncanenfundel!).

10. Im basalen Teil der Schlieren-Zone konnten an 3 Stellen oberkretazische Faunen festgestellt werden (Maestrichtien).

11. Der Sandstein des Hundsknubels enthält *Discocyclina* cf. *seunesi* und ist damit mit dem Gubersandstein des Schlierengebietes zu parallelisieren.

12. Herkunft und Stellung der einzelnen Flyschelemente sind kurz diskutiert worden.

13. Das Gebiet der Habkern-Mulde zeigt eine mächtige Moränenbedeckung (ausschliesslich Lokalmoränen!). Neben älteren Moränen (Würm) finden wir frische, junge Bildungen, die am besten mit AMPFERERS Schlussvereisung in Zusammenhang zu bringen sind.