

Teil : Der Gletscher im Thurtal

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **54 (1914-1916)**

PDF erstellt am: **24.07.2024**

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.

Nicht nur die zwei letzten Vergletscherungen haben in der Umgebung des Rickenpasses ihre Spuren hinterlassen, auch aus den Übergangszeiten sind Relikte erhalten.

Östlich des Dorfes Ricken findet sich ein Moränenwall. Von P. 813 zieht er sich nördlich gegen P. 772. Auf der linken Seite des Rickenbaches hat er seine Fortsetzung bei Höll (P. 791). Diesem, nach SW offenen Moränenbogen schließt sich weiter westlich ein zweiter, paralleler an. Er legt sich auf der Paßhöhe quer zur Übergangsrichtung. Von Bühl, am nördlichen Hang, ist er zu verfolgen über P. 801 nach Reisenbach, südlich des Baches. Beide Wälle befinden sich im Bereiche des Linth- und Rhein-Erratikums. Wie ihre bogenförmige, nach SW sich öffnende Anordnung beweist, wurden sie von einer Gletscherzunge abgelagert, die von der Richtung des Zürichseetales kam. Wir ordnen diese Wälle einem seitlichen Arm des vereinigten Linth-Rheingletschers zu, abgelagert in einer Rückzugsphase¹⁾. Höchst wahrscheinlich gehören sie einer bestimmten, durch Stirnmoränen auf der Sohle des Haupttales markierten Rückzugsphase an. Welches die entsprechenden Endmoränen sind, dürfte eine Verfolgung dieser Wälle weiter westlich an den Hängen des Zürichseetales lehren.

• Nachdem wir nun die eiszeitlichen Grenzen des Thurgletschers gezogen haben, gehen wir über, diesen selbst zu betrachten.

III. TEIL.

Der Gletscher im Thurtal.

a) Das Erratikum im allgemeinen.

Unsere Kenntnisse der eiszeitlichen Gletscher gründen sich auf das Studium ihrer Ablagerungen. Direkt vom Eise

¹⁾ Einen dieser Moränenwälle meint wahrscheinlich auch Brückner, vergl. Penck u. Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 497.

abgelagert ist der Gletscherschutt. Bei den rezenten Gletschern unterscheidet man zwischen bewegten und abgelagerten Moränen. Für die Eiszeitforschung können nur die abgelagerten Moränen in Betracht kommen. Nach Böhm¹⁾ sind diese einzuteilen in Stapel- und Schwundmoränen. Die ersteren bilden die Umrahmung des Gletschers; sie zerfallen nach ihrer Lage in Ufer- und Stirnmoränen. Die letzteren blieben als Reste des zurückweichenden Eises zurück. Schwundmoränen auf der seitlichen Begrenzung werden Haldenmoränen genannt, solche auf dem Gletscherbette Feldmoränen. Die Feldmoräne bildet gewöhnlich eine zusammenhängende Decke; man spricht daher von einer Schwund-, resp. Feldmoränen-Decke. Das Material der Schwundmoräne ist dasjenige der Grundmoräne. Die Grundmoräne selbst gehört zur bewegten Moräne. Spricht man bei eiszeitlichen Gletschern von Grundmoräne, so bezieht es sich immer auf das Material, nicht auf die Moräne selbst.

Was die Stapelmoränen anbetrifft, so können diese, je nach ihrer Lage zur Firngrenze, zweierlei Form annehmen. Oberhalb der Firngrenze, im Einzugsgebiet, ist sie in Form vereinzelter erratischer Blöcke ausgedrückt, unterhalb, im Abschmelzgebiet, als Wallmoränen.

Der Form nach tritt das eiszeitliche Erratikum daher auf:

1. als Grundmoräne (im Sinne der Feldmoränen-Decke);
2. als Wallmoräne;
3. als vereinzelt Blöcke.

1. Die Grundmoräne.

Wie bei den heutigen Gletschern, entstammte auch die Grundmoräne der diluvialen Gletscher zum Teil aus dem Material, das von der Oberfläche, direkt auf Spalten, oder seitlich unter das Eis gelangte, zum Teil auf der Sohle des Gletschers von ihm selbst vom Anstehenden losgelöst wurde. Durch den Transport wurden die resistentern Geschiebe mehr oder weniger geritzt und poliert, die weniger widerstands-

¹⁾ Aug. v. Böhm. „Gesch. der Moränenkunde.“ Pag. 245—268.

fähigen wurden zerrieben, diese lieferten das Material der Grundmasse. In unserem Gebiete sind es die harten Gesteine: Kieselkalk, Seewer- und Schrattenkalk, die deutlich die Spuren des Gletschertransportes an sich tragen. Aber auch Nagelfluh- und Sandsteinblöcke sind oft deutlich geschrammt. Von den letztern kommen nur die härteren in Betracht; diese zeigen dann oft tiefe, etwas unscharf berandete Kritzeln.

Was die Geröllgröße anbetrifft, so ist zu bemerken, daß dieselbe sehr schwankend ist. Es gibt kubikmetergroße Grundmoränengerölle neben faust- bis nußgroßen. Die kleinen Geschiebe sind weitaus häufiger. Besonders in den Nagelfluhzonen besteht die Grundmoräne fast ausschließlich aus kleinen Komponenten. Die Gerölle der Nagelfluh haben sich während des Eistransportes oder nachträglich aus ihrem Verbande gelöst. Wir treffen sie einzeln in großen Massen als Bestandteile der Grundmoräne; oft zeigen sich noch die charakteristischen Eindrücke und Spuren der Bindesubstanz. Solche, im wesentlichen aus Nagelfluh-Bestandteilen sich zusammensetzende Grundmoränen besitzen einen schotterartigen Charakter. Von den verschwemmten Endmoränen unterscheiden sie sich, neben der Form, durch das Zurücktreten der Sand-Einlagerungen. Die Grundmasse der Grundmoränen besitzt mehr erdiglehmigen Habitus.

Über die Verbreitung der Grundmoräne läßt sich sagen, daß sie im allgemeinen mehr die Vertiefungen des vom Gletscher bedeckten Gebietes einnimmt; sie hat die Tendenz auszufüllen, einzuebnen.

2. Die Wallmoränen.

Die Wallmoränen umgrenzen die Eiszungen in der Abschmelzungsregion. Man unterscheidet nach ihrer Lage zum Gletscher Ufer- und Stirnmoränen. Die erstere, auch Seitenmoräne genannt, unterscheidet sich von der Grundmoräne durch das Zurücktreten gekritzter Geschiebe. Die Stirnmoräne hingegen kann denselben Habitus zeigen, wie die Grundmoräne, häufig aber besitzt sie die Struktur der sog. verschwemmten

oder auch Schottermoräne¹⁾. Äußerlich mit mehr oder weniger ausgeprägtem Wallcharakter, gleicht der Aufschluß mehr einer Schotterablagerung: Sand und Kies wechsellagernd in horizontaler bis unregelmäßiger Kreuzschichtung. Von einer rein fluviatilen Schotterablagerung unterscheidet sich die verschwemmte Moräne durch das Vorkommen unregelmäßig eingestreuter, deutlich gekritzter Gletschergeschiebe. Sie allein deuten, neben der Wallform, auf die glaziale Entstehung hin. Im Gebiete des Thurgletschers fand ich Aufschlüsse solcher Schottermoränen, deren typische Gletschergeschiebe in Nestern nahe bei einander gruppiert waren. In andern Aufschlüssen zeigten sie wieder mehr eine unregelmäßige Verteilung.

Die Tatsache, daß solche Schottermoränen nur als Endmoränen auftreten, gibt uns Anhaltspunkte zur genetischen Erklärung dieser Gebilde.

In den meisten Fällen stellen diese verschwemmten Endmoränen wohl Verknüpfungen mit den anschließenden Schotterfeldern dar. Kleine Schwankungen im Eisstande des Gletscherendes bedingten, daß an einem und demselben Punkte bald Moräne, bald Schotter abgelagert wurde, d. h. es entstanden Schotter mit eingelagerten Moränen. Schon frühe wurde an rezenten Gletschern beobachtet, daß der Kern der Stirnmoräne aus Eis besteht, ein Schuttmantel schützte ihn vor dem Abschmelzen. So berichtet C. Meiner²⁾ aus dem Jahre 1788, daß er unter einer zurückweichenden Stirnmoräne des Rhonegletschers im Schmelzen begriffenes Eis fand. Auch in neuerer Zeit wurden ähnliche Beobachtungen gemacht. Mendenhall³⁾ fand 400 m vor dem Ende des Portage Bay Gletschers in Alaska eine wallförmige, mit Schutt bedeckte 70 m hohe Eismasse, also eine Stirnmoräne mit Eiskern.

Ähnliche Verhältnisse fanden sich wohl auch bei den

¹⁾ Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 14.

²⁾ C. Meiner. „Briefe über die Schweiz.“ III. Teil. Pag. 293.

³⁾ Walter C. Mendenhall. „A Reconnaissance from Resurrection Bay to the Tanana River.“ Pag. 326.

eiszeitlichen Gletschern. So ist es möglich, daß viele dieser Schottermoränen ursprünglich einen Eiskern besaßen, der noch eine geraume Zeit durch den umhüllenden Gletscherschutt konserviert wurde. Durch das nachträgliche Schmelzen entstand lokal eine stehende Wasseransammlung, in die sich Sand und Kies einlagerten. Auf diese Weise dürften wohl viele der Schottermoränen entstanden sein.

Auch dürfen wir nie vergessen, daß gerade die Endmoränen beim Zurückziehen des Gletschers auf das nachfolgende Schmelzwasser einen stauenden Einfluß ausüben, so daß die Endmoränen unter Wasser gesetzt werden. Dadurch ist ebenfalls die Möglichkeit zur Bildung verschwemmter Moränen gegeben.

3. Vereinzelte erratische Blöcke.

Diese sind bezeichnend für die Umrahmung des Nährgebietes eines Gletschers. Sie zeigen gewöhnlich nicht die spezifischen Merkmale der Gletschergeschiebe; ihre glaziale Herkunft wird dokumentiert durch ihren petrographischen Charakter.

Im obersten Thurtal, im Kreidegebiet, sagen uns die Vorkommnisse einzelner Blöcke nichts, da sie ebenso gut nachträglich von der Nähe heruntergestürzt sein können. Finden wir aber im tertiären Vorlande, hoch an den Talhängen vereinzelt Kreideblöcke, so geben sie uns Anhaltspunkte über die Ausdehnung der Diluvialgletscher.

b) Die oberste Erratikumsgrenze.

Diese liefert uns in Kalkgebirgen wohl das einzige beweiskräftige Mittel zur Bestimmung der ehemaligen Eishöhe. Es liegt in der Natur der Sache, daß die auf diese Weise bestimmte oberste Grenze die eiszeitliche Gletscherhöhe eher etwas zu tief angibt, als sie in Wirklichkeit war, da durch nachträgliche Rutschungen das Material nach abwärts verlegt wurde.

Unmittelbar beim Austritt des Tales der Säntisthur aus dem Innern des Säntisgebirges ins Thurtal bei Unterwasser, finden wir auf dem nördlichen Hang die obere Grenze des Erratikums bei einer Höhe von 1200—1300 m. Oberhalb steigen aus der regelmäßigen Abdachung die steilen Wände des Schwendigrates jäh empor; an ihrem Fuße mischen sich Gehängeschutt und Moränen. Auf die Erratikumsgrenze öffnen sich auch die Nischen oberhalb Scharten und bei Gamsen. Noch eine Strecke weit nach Westen läßt sich die Grenze auf derselben Höhe verfolgen, so daß wir annehmen dürfen, daß die Oberfläche des Thurgletschers beim Austritt aus der alpinen Zone auf der Höhe von 1200 m stand.

Talabwärts, an der südlichen Talseite ob Krummenau, finden sich weitere Belege der obersten Gletschergrenze. Bei Unter-Hochschwendi, oberhalb des Schwandwaldes, fand ich bei P. 1068 einen Schrattenkalkblock, umgeben von einigen Nagelfluhblöcken. Der Kreide-Findling läßt vermuten, daß auch die tertiären Blöcke der Nagelfluh Gletschergeschiebe sind.

Westlich von dieser Stelle, auf der rechten Seite des Stein-ales, ist die ehemalige Eishöhe bei 1060 m markiert. In der Luftlinie 3 km von Unter-Hochschwendi entfernt, finden wir etwas unterhalb Unterbächen an der Straße am Bach einen Moränenauflauf. Nagelfluh, Sandstein und Kreidekalkblöcke, zum Teil schön gekritzelt und poliert, liegen in einer lehmigen Grundmasse. Östlich des Baches, unterhalb der Straße Dicken-Unterbächen, liegen auf 1050 m Höhe vereinzelte Nagelfluh- und Schrattenkalkblöcke.

Verfolgen wir die westliche Talseite des Thurtales weiter talabwärts, so gelangen wir zur Rickeneinsattelung. Wir haben früher konstatiert, daß vom Zürichseetal her kein Eis ins Toggenburg eindringen konnte zur Zeit der Würm-Ver-gletscherung. Der Thurgletscher verwehrte ihm den Zutritt. Über dem Rickenpaß herrschte somit Kräftegleichgewicht zwischen Linth-Rheingletscher im Westen und dem Thur-gletscher im Osten. Wir sind daher nicht weit von den

wirklichen Tatsachen entfernt, wenn wir die Thureisoberfläche bei derselben Höhe annehmen, wie diejenige seines westlichen Nachbars, d. h. bei zirka 1050 m.

Sichere Anhaltspunkte über die Höhe des Eises des Thurgletschers besitzen wir in einem Funde am nördlichen Abhang des Feldbaches. Unterhalb des Geißkopfes fand ich bei 1040 m Höhe unter einigen Blöcken des dort anstehenden Appenzellergranites einen Schrattenkalkblock. Noch weiter nördlich, bei Krinau, läßt sich Grundmoräne erkennen. Gekritzte Geschiebe finden sich bis zur Höhe von 900 m (am Wege von Krinau nach dem Hugenälpli). Vereinzelt sind keine bekannt oberhalb dieser Höhe. Weiter nördlich, in den Nebentälern der Thur, in den Tälern des Dietfurter-, Gonzen- und Hörachbaches liegt Grundmoräne. Sie liegt nicht auf den Sohlen dieser Bäche, sondern auf den höher gelegenen alten Talböden. Die seitlichen Hänge dieser Täler sind zu steil, als daß sie aufgelagertes Gletschergeschiebe halten könnten.

Gegen Osten wird das Thurtal durch einen breiten Molasserücken mit dem Neckertal verbunden. Der Scheitel desselben senkt sich in der Talrichtung langsam von der Gösgerhöhe (P. 1438) zur Kelle (P. 1152) und Guggeien (P. 1143). Der Köbelisberg (P. 1148) und die Erhebung der Neu-Toggenburg (P. 1087) ragen im nördlichen Teil als ausgeprägte Nagelfluhrippen über die allgemeine Erhebung hinaus. Wie schon Gutzwiller¹⁾ konstatierte, müssen wir annehmen, daß das Thureis kontinuierlich über die Wasserscheide mit dem Neckertale in Verbindung stand. So finden wir typische Grundmoräne auf dem Wintersberg bei Böden (930 m), beim Bendel auf 1020 m Höhe, in der Umgebung von Hemberg, bei Waldschwil. Nur wenige Meter unterhalb des höchsten Punktes des Molasserückens (P. 1156) fand ich einen Grundmoränenanschluß. Bei Anlaß von Drainagearbeiten wurden dort auf einer Höhe von 1140 m aus dem Gletscherschutt eine Menge von gekritzten und polierten Geschieben bloßgelegt.

¹⁾ A. Gutzwiller. „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers.“ Vergl. Karte.

Am Köbelisberg finden sich die höchstgelegenen Kreidefindlinge auf der Südseite oberhalb Waldschwil, beim Töbeli, auf 1040 m Höhe, auf der Nordseite bei Unterscharten auf einer Höhe von 920 m. Dieses letztere Vorkommen dürfte wohl nachträglich etwas tiefer verlegt worden sein; wir finden weiter nördlich, am Nordabhang der Neu-Toggenburg, die oberste Blockgrenze bei 988 m Höhe. In der Nähe von Oberwald auf 900 m findet sich Grundmoräne, bei P. 985 und P. 988 liegen die obersten Schrätkalkblöcke. Weiter nördlich gibt es keine Erhebung, die diese Höhe erreichte. Auch hier beweisen Grundmoränenvorkommnisse bei Schwanden und Oberhelfenschwil, daß der Gletscher diese Gebiete überdeckte.

Aus den beobachteten Daten läßt sich der Verlauf der Oberfläche des Thurgletschers zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung in der Würm-Eiszeit rekonstruieren (vergl. Profile).

Tabelle des Gefälles der Oberfläche des Thurgletschers zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung in der Würm-Ver-gletscherung.

Ort	Höhe des Erratikums	Entfernung	Gefälle
Oberhalb Halden bei Unterwasser .	1200 m	13 km	10 ‰
Unterhalb Hochschwendi	1070 m		
Unterhalb Unterbächen	1060 m	3 km	3 ‰
Rickenpaß	1050 m	5 km	2 ‰
Geißkopf	1040 m	2 km	5 ‰

Wir finden im Gefälle der Eisoberfläche annähernd das heutige Talgefälle wiedergespiegelt. Der Tallauf weist von Unterwasser bis Ebnat ein Gefälle von 16 ‰ auf, von dort bis Wattwil ein solches von 3 ‰.

Während dieser Zeit der größten Ausdehnung des Gletschers war das Eis aus dem Thurtale nicht selbständig

weiter nördlich im Vorlande; es verschmolz mit dem Rheingletscher, dessen Zunge sich bei Wil quer vor die Mündung des Thurtales legte.

Wir fanden auf der westlichen Seite des Thurtales, oberhalb Krummenau, die Findlingsgrenze auf einer Höhe von 1070 m. Auf der gegenüberliegenden Talseite, auf der Wasserscheide zwischen Thur und Necker, fanden wir bei 1140 m Höhe noch Grundmoräne. Die Gletscheroberfläche mußte somit, um diesen Rücken zu überfließen, gegen NE ansteigen. Einen sichern Oberflächenpunkt der überfließenden Eismasse liefert uns der Findling am Südabhang des Köbelisberges. Er liegt auf 1040 m Höhe. Nehmen wir die Eisschicht, die über die Wasserscheide ins Neckertal hinüberfloß, als auf der ganzen Breite gleichmäßig an, so läßt sich aus dieser Findlingshöhe und dem Gefälle der obersten Partien des Molasserückens die Oberfläche des Thurgletschers beim Überfließen feststellen. Das Gefälle der Wasserscheide von P. 1152 bis Hänsenberg (990 m) am Südfuß des Köbelisberges beträgt 32 ‰. Nach der Findlingshöhe (1040 m) stand die Eisoberfläche an diesem letztern Punkte um 50 m über der Molasseoberfläche; nach unserer Voraussetzung, bei gleichmäßiger Eisdicke, erreichte somit die Gletscheroberfläche über dem höchsten Punkte (P. 1152) der Erhebung die Höhe von 1200 m.

Als Nunataker ragten die beiden Nagelfluhrippen des Köbelisberges (P. 1148) und der Neu-Toggenburg (P. 1087) über das Eis empor. Der Gipfel der einen Erhebung liegt um 100 m über der obersten Blockgrenze, derjenige der andern um 110 m. Ebenso überragten die höchsten Gipfel der vierten Nagelfluhzone die Gletscheroberfläche. Die höchstgelegenen Findlinge fanden wir im Bereiche dieser Zone bei 1040 m Höhe; die höchsten Punkte des Nagelfluhmassives erreichten die Höhe von 1317 m (Kreuzegg). Zu denselben Resultaten gelangte Penck¹⁾ auch auf Grund rein morpho-

¹⁾ Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 412.

logischer Befunde. Auf seiner Übersichtskarte ¹⁾ kennzeichnet sich dieses Gebiet als eisfreie Molasseinsel.

c) Stadien des Rückzuges im Haupttale.

Während der größten Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher war der Thurgletscher im Zungengebiet nicht selbständig. Er war, was schon Deicke ²⁾ konstatiert hatte, ein seitlicher Zufluß des Rheingletschers. Erst bei einem geringeren Eisstande entwickelte sich ein allseitig wohl differenzierter Thurgletscher.

1. Beobachtungen zwischen Rickenbach und Dietfurt.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 72, 215, 217.)

Auf der Landstraße von Rickenbach nach Lampertswil findet man, sowie man etwas südlich von Fetz (P. 583) den Wald betritt, von der Straße angeschnitten, Grundmoränenmaterial. Nachdem wir uns, von der Wilerumgebung kommend, an das kristalline Erratikum gewohnt sind, so weisen diese Aufschlüsse eine auffallende Armut von solchen Gesteinen auf. Fast verschwindend klein ist die Anzahl der kristallinen Blöcke. Offenbar befinden wir uns im Bereiche des Thurgletschers. Nagelfluhblöcke, tertiäre Sandsteine, Schratzenkalke, Seewer- und Kieselkalke sind in diesen Aufschlüssen weitaus vorherrschend. Daß auch ganz vereinzelt ein Rheingletschergeschiebe zu finden ist, darf uns im Kontaktgebiet nicht verwundern. Nicht das einzelne Geschiebe darf hier maßgebend sein, wohl aber das Vorherrschen einer Geschiebeart ³⁾. Von diesem Argument geleitet, müssen wir das Moränenvorkommen nördlich von Lampertswil als vom Thurgletscher herkommend betrachten.

¹⁾ Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Karte des Rheingletschers.

²⁾ C. Deicke. „Andeutungen über die Quartärgebilde in den Kantonen St. Gallen und Appenzell.“

³⁾ C. Falkner u. A. Ludwig. „Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen.“ Pag. 620.

Etwas weiter südlich, auf der Anhöhe hinter Lampertswil, durchschneidet die Landstraße nach Kirchberg den ersten nördlichsten Moränenwall des selbständig gewordenen Thurgletschers. Er zieht sich quer über die Straße, vom Bazenheiderholz nach Westen mit Anlehnung an P. 672.

An diesen nördlichsten Wall schmiegt sich nach Süden ein zweiter paralleler an. Er verbindet den südlichen Abhang des Kübelberges (P. 692) mit P. 672. An zwei Stellen ist dieser Wall aufgeschlossen: am Kübelberg und an der Straße wenige Meter westlich von P. 672. Es ist eine Schottermoräne. Am Aufschluß am Hang des Kübelberges finden sich lokal einige große, zum Teil gekritzte Sandstein- und Nagelfluhblöcke.

Die Fortsetzung dieser zwei Moränenwälle läßt sich auf der rechten Seite des Albaches konstatieren. Sie verlaufen parallel zu diesem in der Richtung gegen Schalkhausen.

Topographisch besonders gut hebt sich das Wallstück an der Straße Dietschwil Kirchberg von der Umgebung ab. Wie die Aufschlüsse in diesem Abschnitte zeigen, handelt es sich auch hier um Schottermoränen. Beim Aufschluß in der Au beweisen zahllose gut gekritzte Blöcke den glazialen Ursprung der Ablagerung.

In schönem halbkreisförmigem Bogen ziehen sich die nördlichsten Moränenwälle des Thurgletschers, nördlich von Schalkhausen beginnend (zirka bei P. 714), zuerst parallel dem Albache bis zum Letten, dann diesen kreuzend, nach P. 672; östlich vom Kübelberg finden wir die Fortsetzung gegen das Erlenfeld zu. Noch weiter östlich, im Bereiche der Thur, lassen sich keine Überreste dieser Moränenkette konstatieren. Wie die Rheingletschermoränen zwischen Rickenbach und Schwarzenbach, so werden auch die Thurgletschermoränen östlich des Erlenfeldes der Erosion der Thur zum Opfer gefallen sein.

Wenig weiter thuraufwärts, bei Unter-Bazenheid, liegen mehrere parallel verlaufende Moränenwälle. Der nördlichste

von dieser Gruppe ist angelehnt an den nördlichen Abhang des Buchwaldes. Seine Fortsetzung läßt sich verfolgen von Kreuzbühl (P. 627,95) bis an die Eisenbahnlinie (P. 596). Durch eine kurze Strecke von diesem ersten getrennt, folgt ein zweiter; er verbindet die Punkte 634 und 636 und setzt sich gegen die Eisenbahnlinie fort. Hart an diesen Wall angelehnt folgt südlich der größte dieser Gruppe. Er beginnt im P. 688 östlich von Wolfikon, zieht sich der Straße entlang gegen Unter-Bazenheid, parallel zu den ersteren nach P. 603. Noch weiter südlich folgt ein vierter Wall; er verbindet das Eichbühl (P. 641) mit der Kirche (P. 628).

Auf der rechten Seite des Hörachbaches, vom Steinacker bis an die Mündung des Gonzenbaches gegenüber von Lütisburg, lassen sich, mehr oder weniger deutlich, wiederum vier parallele Endmoränenwälle konstatieren. Sie sind angelehnt an den Berg (P. 705 und P. 709) und divergieren fächerartig, die Bahnlinie kreuzend, nach NE.

Verschiedene Aufschlüsse in diesen Endmoränen gewähren uns Einblicke in ihre Struktur. Der nördlichste Wall ist abgeschlossen westlich von P. 630. Prächtige Aufschlüsse finden sich an der Straße Kirchberg-Unter-Bazenheid in der Nähe der Punkte 688 und 647. Durch den Bahneinschnitt werden die Wälle bei Langenrain und Steinacker bloßgelegt. Es sind alles stark verschwemmte Moränen: Sand und Kies bilden die Grundmasse, eingelagert sind größere und kleinere, mehr oder weniger gerundete, oft deutlich gekritzte Geschiebe.

Mehr westlich der Thur, in der Nähe von Kirchberg und Müselbach, finden wir ähnliche Verhältnisse. Südwestlich von Kirchberg, angelehnt an den Hasenberg (P. 786), liegen zwei Moränenwälle. Der eine beginnt bei P. 731 und zieht sich in leichtem, nach SE geöffnetem Bogen gegen den Hasenberg zu. Dieser selbst besteht, wie verschiedene Aufschlüsse an der Ostseite beweisen, aus miocäner Nagelfluh. Als Fortsetzung des ersten zu betrachten, legt sich an der südöstlichen Seite des Hasenberges ein zweiter Wall an. Von P. 766

streicht er gegen Häuslig hinauf. Das Innere dieses Moränenbogens ist vertorft. Das Zungenbecken wird gegen SE entwässert.

Noch ausgeprägter als dieser Wallbogen ist derjenige bei Müselbach. Es liegen dort zwei Endmoränenwälle unmittelbar hintereinander. Der eine, nördlichere, beginnt hinter Müselbach (in der Nähe von P. 700) und erstreckt sich in nach SE geöffnetem Bogen nach P. 688. Der andere, annähernd parallel zu diesem, beginnt bei Bábikon, verläuft von dort in der Richtung der Talachse nach NW, biegt dann in der Nähe des nördlichen Walles nach N und NE um und endigt, nachdem er die Straße gekreuzt hat, auf der Anhöhe nördlich von Hänisberg. — Dieser Moränenbogen umgrenzt eine vollständige, etwas längliche Mulde, die mit Schotter gefüllt ist.

Südlich von Gonzenbach, auf der Höhe bei Spielhausen, finden wir wiederum Moränenwälle. Zwei Endmoränen lassen sich auseinanderhalten. Beide lehnen sich an die Nagelfluherhebung vom Berg (P. 670) an, verlaufen parallel, der eine nach Alt-Gonzenbach, der andere, südliche, endigt im P. 609 oberhalb Neu-Gonzenbach. Weiter flußaufwärts, bei Tierhag, bei Neuwies, im Gemeinwerk und bei Bütschwil lassen sich weitere Endmoränenwälle ausscheiden. Sie verlaufen alle parallel untereinander, quer zur Längsachse des Thurtales. — Die letzten, südlichsten Wallmoränen im untern Teil des Toggenburgs stellen wir bei Dietfurt fest. Der eine zieht sich von Schwendi nach Inner-Feld, der andere von Heue nach Außer-Feld.

2. Beobachtungen in der Umgebung von Wattwil.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 231, 234.)

Südlich der letzten Endmoränenwälle bei Dietfurt suchen wir auf der Talsohle des Thurtales vergeblich nach Gletscherablagerungen. Nackter Nagelfluhfels oder fluvialer Schotter beherrschen die Talbreite. — In der Nähe von Wattwil sind, sowohl auf dem rechten wie auf dem linken Abhang, Wallmoränen-Vorkommnisse bekannt.

Auf der Kante der Stufe des einmündenden Hochtales der Rickeneinsattelung, beim Landhaus, verläuft ein Wall auf einer Höhe von 710 m längs des Thurtales. Er zieht sich gegen das Rickentobel zu; auf der andern Seite, auf dem Schönenberg, finden wir die Fortsetzung auf derselben Höhe. Dort bewegt er sich zwischen P. 710 und P. 716 gegen den Hang, nach dem Schulhaus hinauf. Im Sommer 1915 war ein Aufschluß vorhanden an der Rickenstraße. Er zeigte eine halbkreisförmige Kontur; eine erdig-lehmige Grundmasse enthielt gut gekritzte und polierte Nagelfluh-, Standstein- und Kreidekalkblöcke. — Der andere Wall liegt an der rechten Talflanke oberhalb Ulisbach, auf einer Höhe von 910 m ¹⁾. Bei Geren, unterhalb Feld, hebt sich etwas unscharf eine wallförmige Erhebung von der Umgebung ab. Sie liegt auf einer kleinen Terrasse; ihre Längsachse ist parallel der Richtung des Thurtales.

Offenbar sind diese beiden Vorkommnisse als Ufermoränen des Thurgletschers zu deuten. Ihre verschiedene Höhe weist darauf hin, daß sie nicht demselben Gletscherstande zuzurechnen sind.

3. Beobachtungen im obersten Teile des Thurtales.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 237, 240, 251, 254.)

Mit Ausnahme unbedeutender Moränenüberreste zwischen den Nagelfluhrippen, die das Thurtal oberhalb Ebnat durchqueren, weist der mittlere Teil des Toggenburgs auf der Talsohle keinen Gletscherschutt auf. Erst nachdem wir oberhalb Stein die Thurschlucht durchquert haben, treffen wir bei Starkenbach wieder untrügliche Moränenablagerungen.

Bei Starkenbach, am Südfuß des breiten Synklinaltales, hebt sich eine deutlich gewellte Partie vom breiten ebenen Talboden ab. Die Wellen beginnen bei Sandloch und Bühl auf einer Höhe von zirka 980 m, verlaufen in ihrem obern

¹⁾ Vergl. A. Gutzwiller „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit.“ Pag. 121.

Teil in der Fallrichtung des Hanges und biegen gegen das untere Ende nach Westen um. Alle endigen südlich der Straße auf einer Höhe von 900 m. Es handelt sich um Wallmoränen. Bei Bühl lassen sich drei solcher Wälle konstatieren; sie werden verschärft durch das nachträgliche Einschneiden der dortigen Bäche. — Die Nische am Hang bei Entenberg wird umsäumt von Wallmoränen. Nach Westen grenzt dieser Moränenkomplex an den großen Schuttkegel des Leistbaches, nordwärts der Straße beginnt die vertorfte Talsohle.

Nach Arn. Heim¹⁾ werden die obersten Partien der Moränen bei Starkenbach wesentlich aus Geschieben zusammengesetzt, die der Churfirstengruppe entstammen. Weitere Andeutungen von Moränen finden sich am gegenüberliegenden Hang, beim Schuttkegel des Neuenalpbaches. Es wurden dort gekritzte Geschiebe gefunden²⁾. Die Vermutung, daß wir es entweder mit einer zur Schuttkegelform abgetragenen Moräne zu tun haben, oder daß der Schuttkegel auf einen Moränenwall aufgelagert ist, ist daher berechtigt.

Dieser Moränenkomplex bei Starkenbach ist zu deuten als Überrest einer Endmoränenlandschaft. Wie Anordnung und Material der höchstgelegenen Vorkommnisse beweisen, erhielt der Hauptgletscher durch Lokalgletscher aus dem Churfirstengebiet Zufluß.

Gehen wir weiter thuraufwärts, so gelangen wir bei Unterwasser an den Zusammenfluß von Säntis- und Wildhauserthur. Die erstere kommt aus einem Tale aus dem Innern des Säntisgebirges, die letztere von Wildhaus her, aus der geraden Fortsetzung des Thurtalstückes Starkenbach-Alt-St. Johann-Unterwasser.

Zur Zeit der maximalen Ausdehnung der Gletscher in der Würm-Eiszeit war das Tal der Wildhauserthur im Bereiche einer Rheingletscherzunge, die vom Rheintal ins Toggen-

1) Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 513—514.

2) Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 514.

burg hinüberreichte¹⁾. Bei der Abgrenzung des Thurgletschers vom Rheingletscher ist uns aufgefallen, daß das Rheingeschiebe nur auf der Sohle des Tales der Wildhauserthur zu finden ist. Die beidseitigen Abhänge sind bedeckt, mit Ausnahme der Stelle bei Hag, mit Moränen lokaler Facies. In den Geschiebemassen am Hang nördlich von Lisighaus, bei Moos und Steinrüti sind sozusagen keine kristallinen Gesteine zu finden; hie und da, ganz vereinzelt, konnte man solche wahrnehmen. Ihre Menge tritt aber ganz zurück gegenüber derjenigen der Lokalgesteine. Dasselbe ist zu sagen von den Moränen am Hang unterhalb Wildhaus. Selbst weiter östlich, schon im Flußgebiet des Rheines, beim Mühleweidli²⁾, zeigen die durch die Simmi angeschnittenen Moränemassen nur ganz vereinzelt auftretende Bündnergeschiebe.

Im Bereiche dieser Lokalmoränen finden sich die Schieferkohlen von Wildhaus. „Im Simmibach bei Unterboden finden wir die feinblättrigen Kohlen auf zirka 6 m entblößt, dem Abhang ungefähr parallel mit 40° Ostabfall. Sie scheinen wenigstens 0,3 m mächtig zu sein, vielleicht mehr. Darunter liegt ein blauer, zäher Lehm, darüber verschwemmter Gletscherschutt; vielleicht sind sie hier abgerutscht.“ Soweit Professor Heim³⁾. Neben diesem soeben beschriebenen Aufschluß fand ich weiter westlich, hangaufwärts beim Mühleweidli, eine zirka 20 cm unter der Oberfläche gelegene Schieferkohlschicht. Sie war 1 m mächtig, zeigte ein Fallen von 30° nach NE, also hangeinwärts. Das Liegende ist ein schwach bläulicher Lehm mit gelben Flecken. Das Hangende ist Moräne. Die Kohle selbst ist gut geschiefert; getrocknet erscheint sie auf dem Quer- und Längsbruche braun, die Schieferungsfläche ist schwarz.

Diese beiden eben beschriebenen Aufschlüsse legen die Vermutung nahe, daß es sich um ein Kohlenvorkommen han-

¹⁾ Vergl. „Der Rheingletscher bei Wildhaus.“ II. Teil dieser Arbeit.

²⁾ Name auf der Karte nicht angegeben; an der Simmi, nordwestlich von Unterboden.

³⁾ Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 292.

delt, das sich nicht mehr „in situ“ befindet. Diese Vermutung wird noch gestützt durch die Resultate von Bohrungen¹⁾. Bei verschiedenen Bohrungen im Gebiete von Loog stieß man auf vereinzelt auftretende, unzusammenhängende Schieferkohlenklötze. Diese durch die zerrissene Lagerung bedingten schwierigen Abbaubedingungen werden wohl auch dazu beigetragen haben, daß die Ausbeutung unterblieb.

Die Fahrstraße von Schönenboden nach Unterwasser durchquert unmittelbar vor dem See eine wallartige Erhebung. Diese zieht sich von Seewies parallel dem Abhange bis P. 1113. Auf der andern Seite des Baches läßt sich der Wall in derselben Richtung gegen die Kirche von Wildhaus verfolgen. Weiter westlich zieht er sich etwas aufwärts und verschwindet bald am Gehänge. Wie die Aufschlüsse vor der Kirche bei Wildhaus und am Schönenbodensee beweisen, handelt es sich um einen Moränenwall, zusammengesetzt aus Geschieben, deren Anstehendes in der Nähe zu suchen ist.

Diese Lokalmoränenvorkommnisse in der Umgebung von Wildhaus sind wohl zu deuten als die Schuttablagerung eines Lokalgletschers zu einer Zeit, als der Rheingletscher die Höhe von Wildhaus nicht mehr erreichte. Die Schieferkohlen scheinen von den Lokalmoränen zugedeckt zu sein. Ihre Bildung fällt somit vor die Ablagerung dieser Moränen. Es ist wohl anzunehmen, daß es der vorstoßende Lokalgletscher war, der die Störung in den Lagerungsverhältnissen bewirkte.

Wir kehren wieder zurück zur Mündungsstelle der Säntisthur bei Unterwasser und verfolgen diesen Quellfluß rückwärts ins Innere des Säntisgebirges hinein.

¹⁾ Die Bohrungen wurden vorgenommen zum Zwecke der Ausbeutung der Schieferkohlen. Laut Verhandlungsprotokoll der evangelischen Kirchengemeinschaft von Alt-St. Johann aus den Jahren 1872/73 wurde durch rechtsgültige Eintragung festgelegt, daß ein Herr Bertschinger von Wetzikon (Kt. Zürich) die Bewilligung erhält, auf einem der Vorsteherschaft gehörenden Grundstücke nach Kohlen zu bohren.

Auf der Höhe der Stufe, die das Tal der Sämtisthur mit dem Haupttale verbindet, durchquert ein schön ausgeprägter Moränenwall das hier beckenförmig erweiterte Tal. Bei Kuhboden lehnt er sich an die östliche Böschung (P. 1050) an, kreuzt die Straße und zieht sich in nach Norden geöffnetem Bogen gegen die Sämtisthur hin. Der Wall umschließt ein mit Blöcken jeder Größe übersätes Gebiet.

Nördlich von Kuhboden führt ein Engtal ins Innere der Sämtistaler. — Unmittelbar hinter den Hütten vom Älpli lassen sich am Bache, der von der Gamplütalp herunterkommt, einige parallel dem Bache streichende wallförmige Erhebungen feststellen. Die „Leitmuscheln“ der Moränen, wie die gekritzten Geschiebe schon genannt wurden, fehlen, je mehr wir uns dem Ursprungsorte des Gletschers nähern. Der Eistransportweg wird immer kürzer, so daß sich Kritzung und Politur den Geschieben oft nicht mehr mitteilen können. Der Gletscherschutt zeigt dann große Ähnlichkeit mit Bergsturzmateriale. Petrographische Zusammensetzung und morphologische Anordnung müssen uns bei der Unterscheidung behilflich sein. Diese Argumente sprechen dafür, daß die Wälle beim Älpli Moränenwälle sind. Ebenso dürfen wir die Wälle seitlich am Abhang oberhalb Laub, auf einer Höhe von 1250 m und 1280 m, als Moränenwälle ansprechen.

Gewaltige Moränenmassen finden sich auf der Sohle des Tales bei Langenbühl, Loch und Flis¹⁾. Besonders mächtig ist ein das ganze Tal abschließender Wall bei Flis; er liegt auf einer Höhe von 1500 m. — Weiter talaufwärts, gegen den Rotsteinpaß hinauf, lassen sich keine Moränen mit Sicherheit feststellen. Die Schutthalden der beidseitigen Hänge reichen bis in die Mitte der Talsohle.

Die Moränen, die wir im Tallauf der Sämtisthur getroffen haben sind, auf der Sohle des Tales Stirnmoränen, an den seitlichen Abhängen Ufermoränen des Thurgletschers, abgesetzt während den Übergangszeiten.

¹⁾ Albert Heim. „Das Sämtisgebirge.“ Pag. 291.

d) Das System des Rückzuges im Haupttale.

Es ist schon versucht worden, auf Grund der Zusammensetzung der Endmoränen aus polierten und gekritzten Geschieben der Grundmoräne, die Wallmoränen im Zungengebiet als aufgestaute Grundmoräne des vorstoßenden Gletschers zu betrachten¹⁾. Nach L. Agassiz²⁾ sammeln sich in den Endmoränen nicht nur Bestandteile der Obermoräne, sondern auch solche der Innen- und Grundmoräne. Das Vorhandensein von typischen Komponenten der Grundmoräne in den Stirn- und Endmoränen weist daher nicht ohne weiteres auf einen Vorstoß des Gletschers hin. — Die Ablagerungen von Endmoränen sind immer Zeugen eines längeren stationären Zustandes des Gletschers³⁾. Nie ist ein Gletscher im strengsten Sinne des Wortes stationär. Der Rand der Zunge weist immer kleine Oszillationen auf. Er schiebt sich bald etwas vor, bald zieht er sich zurück, überall sein Moränenmaterial ablagernd. Das Ende des Gletschers ist daher eigentlich keine Linie, sondern eine Zone. Die Mächtigkeit der Endmoränen-Zone gibt uns einen Anhaltspunkt über die Dauer der stationären Phase. Je mächtiger diese ist, desto länger ist die Zeit, während welcher das Ende des Gletschers in der betreffenden Gegend verweilt.

Von diesem Gesichtspunkte aus lassen sich am eiszeitlichen Thurgletscher in der Hauptsache drei längere stationäre Phasen konstatieren. In der ersten oszillierte das Ende in der Umgebung von Bazenheid, der zweiten gehören die Moränen von Starkenbach und Wildhaus an, die dritte wird markiert durch den Gletscherschutt auf der Flisalp.

Am mächtigsten sind die Ablagerungen in der Umgebung von Bazenheid. Sie bedeuten die erste selbständige Phase des Thurgletschers. — Liegen die Moränenwälle ungestört hintereinander, so wurden sie auf dem Rückzuge abgesetzt;

¹⁾ A. Penck. „Die Gletscher Norwegens.“ Pag. 38.

²⁾ L. Agassiz. „Untersuchungen über die Gletscher.“ Pag. 113.

³⁾ A. Penck. „Die Vergletscherung der deutschen Alpen.“ (1882.) Pag. 117.

ein erneuter Vorstoß hätte den Wallcharakter verwischt. Die Anordnung der Endmoränen von Bazenheid bis Dietfurt läßt auf einen sukzessiven Rückgang des Gletscherendes schließen. Je enger die Moränenwälle nebeneinander liegen, desto langsamer vollzog sich die Variation; umgekehrt, je größer der Abstand ist, desto rascher erfolgte der Rückzug.

Schön lassen sich aus den Ablagerungen in diesem untersten Teile des Toggenburgs die Einzelheiten des Rückzuges studieren. — Der Moränenbogen, der sich von P. 714 nordöstlich von Schalkhausen über P. 672 nach dem Erlenfeld hinzieht, deutet auf einen einheitlichen Gletschersaum. Durch die geringer werdende Eismächtigkeit im Zungenbecken beim weitem Rückzuge zerfiel die Zunge in zwei Lappen. Der eine lagerte die Endmoränen von Bazenheid ab, der andere diejenigen von Kirchberg (Hasenberg). Diese Differenzierung der Zunge wurde durch die 830 m hohe Nagelfluherhebung des Häusligswaldes bewirkt. Der Lappen von Bazenheid war weit mächtiger als derjenige von Kirchberg. Der erstere ist als Hauptlappen, der letztere als Nebenlappen zu bezeichnen. Ihre verschiedene Mächtigkeit kommt sowohl in der Breite und Tiefe der beiden Täler zum Ausdruck, wie auch in den abgelagerten Moränen. Das Thurtal, das den Hauptlappen beherbergte, ist bedeutend breiter und tiefer als das Tal zwischen Müselbach und Tiefenrüti. — Beim weitem Rückzuge der beiden Lappen entstanden die Ablagerungen bei Ober-Bazenheid und Steinacker im Haupttale, bei Müselbach im Nebentale.

Die Achse des Nebentales Tiefenrüti-Müselbach schneidet diejenige des Haupttales etwas südlich von Gonzenbach. Entsprechend der Vereinigung der beiden Täler weist auch die Gletscherzunge in dieser Gegend wiederum einen kontinuierlichen Endmoränensaum auf. Von hier an talaufwärts werden die Distanzen zwischen den einzelnen Endmoränenwällen immer größer, bis dann oberhalb Dietfurt die größte moränenfreie Strecke auftritt. Die Talsohle des mittleren Toggenburgs weist keine stationären Phasen des Thurgletschers auf.

Zu den untersten Endmoränen rechnen wir die Seitenmoränen, die wir an den Hängen oberhalb Wattwil kennen gelernt haben. Die eine, am rechten Talabhang, ordnen wir entsprechend ihrer höheren Lage den nördlichst gelegenen Endmoränen zu; die andere, tiefer gelegene am gegenüberliegenden Hang, korrespondiert mit einer mehr thuraufwärts gelegenen Endetappe. Durch diese seitlichen Vorkommnisse erhalten wir wichtige Anhaltspunkte zur Festlegung der Oberfläche während dieser Phase des Thurgletschers. Vor allem aber gewähren uns die gut erhaltenen seitlichen Begrenzungen im untersten Zungengebiet Berechnungen des Gefälles in diesen Partien des Gletschers.

Tabelle des Gefälles der Oberfläche des Thurgletschers zur Zeit der Ablagerungen der Endmoränen im untern Toggenburg.

Ort	Höhe des Erratikums	Entfernung	Gefälle	Bemerkung
Geren	910 m	16 km	12 ‰	Gefälle im mittleren Teile des Gletschers.
P. 714 (nord-östl. v. Schalkhausen)	720 m			
P. 672 (nördl. von Kirchberg) . .	670 m	1 km	50 ‰	Gefälle im untersten Teile des Gletschers.
Zunge am Hasenberg:				
Häuslig	790 m	1 km	50 ‰	Gefälle im untersten Teile des Gletschers.
bei Setzi	640 m			
Zunge bei Müselbach:				
nördl. von Hänisberg	720 m	1/2 km	60 ‰	Gefälle im untersten Teile des Gletschers.
bei Müselbach . .	690 m			
Zunge bei Gonzenbach:				
bei Grämigen . .	640 m	1 km	30 ‰	Gefälle im untersten Teile des Gletschers.
Alt-Gonzenbach .	610 m			

Bei den heutigen Gletschern sehen wir, wie die Oberfläche im Zungengebiet ein bedeutendes Gefälle aufweist. Wie unsere Gefälls-Tabelle zeigt, läßt sich dasselbe auch bei den eiszeitlichen Gletschern konstatieren.

Es ergibt sich für uns die Frage: Läßt sich diese stationäre Phase des Thurgletschers mit derjenigen eines andern diluvialen alpinen Gletschers vergleichen? Darüber wird uns die zu diesem Gletscherstande gehörende Schneegrenze Aufschluß geben. Läßt sich dann bei einem andern eiszeitlichen Gletscher derselbe Abstand von der heutigen Schneegrenze feststellen, so dürfen wir beide zur selben Phase stellen.

Zur Ermittlung der Schneegrenze stehen uns zwei Wege offen. Nach Kurowski¹⁾ ist die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche annähernd gleich der Schneegrenze. Die andere Methode benutzt die aus den heutigen alpinen Talgletschern abgeleitete Regel, daß die Isohypse der Schneegrenze den Gletscher trennt im Verhältnis 1:2 bis 1:3 und zwar so, daß zwei, resp. drei Teile der Firnregion angehören und ein Teil zur Abschmelzungsregion²⁾. Die nach der ersteren Methode ermittelte Schneegrenze ergab eine Höhe von 1200 bis 1250 m. Heute liegt die Schneegrenze im Säntisgebirge nach Jegerlehner³⁾ auf 2400 m Höhe. Der Gletscher, der seine Endmoränen in der Umgebung von Bazenheid zurückließ, wir wollen diesen Stand des Thurgletschers kurz das Bazenheider Stadium nennen, verlangt somit gegenüber dem heutigen Zustande eine Schneegrenzendepression von 1150—1200 m. Es entspricht dies unter den Rückzugsphasen am ehesten derjenigen Depression, welche die Gletscher verlangen, die die „erste Rückzugsmoräne“ im Bereiche des schweizerischen Mittellandes abgelagert haben⁴⁾.

¹⁾ Kurowski. „Die Höhe der Schneegrenze etc.“ Vergl. auch Penck und Brückner „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 234.

²⁾ Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 544.

³⁾ Jegerlehner. „Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz.“

⁴⁾ Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 588.

Über die Beziehung der Bazenheider Moränen zu den Rheingletscher-Moränen in der Wiler Gegend läßt sich die Vermutung aussprechen, daß beide Ablagerungen zur selben eiszeitlichen Phase gehören. Die äußerste Rheingletschermoräne bei Jonschwil öffnet sich gegen Bazenheid zu; es liegt daher die Vermutung nahe, daß diese ein Rudiment eines ins Thurtal hineinreichenden Rheingletscherlappens sein könnte, dessen Moränenkranz von dem vorstoßenden Thurgletscher zerstört und überdeckt wurde. Auch die spärlich vorhandenen Bündnergesschiebe in den Thurgletschermoränen bei Bazenheid verstärken diese Vermutung. Das Verhältnis zwischen Rhein- und Thurgletscher wäre demnach analog, wie es in der Westschweiz zwischen Rhone- und Saanegletscher konstatiert wurde¹⁾. Immerhin dürfen wir diese Rekurrenz des Thurgletschers nicht einer selbständigen Phase der Eiszeit zurechnen; es ist vielmehr eine Oszillation, die der Lokalgletscher, infolge seines selbständigen Einzugsgebietes, unabhängig von seinem großen Nachbar durchmachte.

Von Dietfurt nach Süden bis hinter die Thurschlucht bei Starkenbach finden sich keine Zeugen eines Stillstandes des Gletschers. Erst hier beweisen größere Moränenablagerungen einen längeren Halt des Gletschers. — Das oberste Stück des Thurtales, von Starkenbach bis Wildhaus, ist eine beidseitig offene Talrinne. Das Einzugsgebiet der Thur verteilt sich auf die beiden seitlichen Talhänge. Besonders die nördliche Seite, die das Säntisgebirge als Hinterland aufweist, beteiligt sich hervorragend an der Speisung der Hauptrinne.

Dieselben Verhältnisse, die heute für das hydrographische Netz gelten, galten zur Eiszeit für die Gletscherverhältnisse. Die beiden Abhänge mit ihren Hintergebieten bildeten die Wurzelgebiete der Eisströme. Das Gefälle der Haupttalrinne brachte es mit sich, daß der Thurgletscher sich westwärts

¹⁾ Fritz Nußbaum. „Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes.“ Pag. 51.

wandte, dem Ausgange bei Starckenbach zu. War die Eismenge bedeutend, so konnte ein Überfließen nach Osten ins Rheintal, auf Grund der topographischen Verhältnisse, wohl stattfinden. Zur Zeit der Würm-Vergletscherung, während des maximalen Standes der Gletscher, wurde das Überfließen ins Rheintal durch den mächtigen Rheingletscher verhindert. Erst zu einer Zeit, als dieser östliche Nachbar die Paßhöhe bei Wildhaus nicht mehr erreichte, konnte sich der Lokalgletscher im obersten Toggenburg frei entwickeln. Daß dies tatsächlich der Fall war, beweisen die Lokalgletschermoränen bei Wildhaus. Mit diesen, am östlichen Ausgang der Haupttalrinne gelegenen Moränewällen korrespondieren diejenigen beim westlichen Ausgang, bei Starckenbach. Der Gletscher, der sie abgelegt, verlangte nach unserer Bestimmung eine Schneegrenze, die bei einer Höhe von 1450—1500 m anzusetzen ist. Gegenüber der heutigen Schneegrenze in diesem Gebiet bedeutet es eine Depression von 900—950 m. Es entspricht dies den Verhältnissen, die das Bühlstadium verlangt.

Im Tale der Säntisthur fanden wir, von Unterwasser ausgehend, mächtige Moränenablagerungen bei Flis. Auf einer Höhe von 1500 m durchquert dort ein großer Wall das Tal. Vor dieser Endmoräne teilt sich eine mächtige, bis Langenbühl reichende Moränenschuttzone aus. Diese Ablagerungen rühren unzweifelhaft von einer Gletscherzunge her, die längere Zeit hier stationär war. Ihr entsprach eine Schneegrenze von 1800—1850 m, d. h. sie wies gegenüber der heutigen eine Depression um 550—600 m auf. Wir hätten somit in den Moränen von Flis die Überreste des Gschnitzstadiums konstatiert.

Das nächstfolgende Rückzugsstadium, das Daunstadium, setzt eine Schneegrenze voraus, die um zirka 300 m unterhalb der heutigen liegt. Im Säntisgebirge, dessen Firngrenze heute bei 2400 m anzunehmen ist, lag somit die Daunschneegrenze bei zirka 2100 m. In jener Zeit konnten sich nur in den Partien Gletscherzungen entwickeln, deren Umrahmung

im Mittel über der Schneegrenze von 2100 m lag. Dies betrifft nur wenige Partien in der Umgebung der Säntisspitze und des Altmanns. Obschon sich in den betreffenden Gegenden die Daungletscher nicht durch typisches Moränenmaterial nachweisen lassen, so müssen wir doch annehmen, daß die Nischen und Hohlkehlen jener Gebiete während der Daunzeit noch Gletscher aufwiesen. Das Moränenmaterial dieser Gletscher setzte sich in der Hauptsache aus Gehängeschutt zusammen, der von der Umgrenzung auf die Eisoberfläche abgelagert wurde. Der kurze Transportweg genügte nicht, um diesem Material den Charakter des Gletschergeschiebes zu geben.

Heute weist der südliche Teil des Säntisgebirges keine Gletscher mehr auf. Auf der nordöstlichen Abdachung der Wasserscheide zwischen Sitter und Thur finden sich noch größere Ansammlungen ewigen Schnees. Es sind die Überreste des einst mächtigen Sittergletschers.

IV. TEIL.

Die Gletscher der Nebentäler.

Aus der geringen Breitenentwicklung des Einzugsgebietes der Thur ergibt sich, daß auch die Nebentäler wenig ausgebildet sind. Der Umstand, daß die meisten dieser Täler Isoklinaltäler sind, also senkrecht zum Quertal der Thur münden, trägt dazu bei, sie zu verkürzen. Einzig das Steintal ist ein Quertal; es verläuft eine Strecke weit parallel dem Haupttale, erst bei der Mündung nimmt es den Charakter eines Isoklinaltales an.

Dasselbe Verhältnis, das wir zur Zeit der maximalen Ausdehnung der Gletscher in der Würm-Eiszeit zwischen Rhein- und Thurgletscher konstatierten, beobachten wir zur selben Zeit und teilweise auch noch in den Übergangszeiten