

**Zeitschrift:** Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft  
**Band:** 54 (1914-1916)

**Artikel:** Die Vergletscherung des obern Thurgebietes  
**Autor:** Frey, Alfred P.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-834835>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **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. [Voir Informations légales.](#)

### **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. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 07.10.2024

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

## II.

# Die Vergletscherung des obern Thurgebietes.

Von **Alfred P. Frey**, Zürich.

---

### Vorbemerkung.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. Schardt. — Es war ursprünglich die Absicht, die Überdruckskarte 7 (Säntisgebiet) glazialgeologisch zu untersuchen. In der Folgezeit dehnte ich das Untersuchungsgebiet auf das ganze Toggenburg aus, da es sich herausstellte, daß dieses Gebiet glazialgeologisch eine gewisse Einheit darstellt. Ich ließ dafür die Nordhänge des Säntisgebirges unberücksichtigt.

Für die Aufzeichnung im Felde benutzte ich die Blätter Nr. 72, 215, 217, 218, 220, 231, 233, 234, 236, 237, 240, 250 bis, 251, 254 des Siegfried-Atlas. Eine Kopie der Original-Blätter findet sich im Archiv des geologischen Institutes der eidgenössischen technischen Hochschule Zürich; ebenso sind dort sämtliche übrigen Belegmaterialien deponiert. Die Aufnahmen geschahen in den Frühlings- und Sommermonaten der Jahre 1914 und 1915. — Es ist meine angenehme Pflicht, an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. H. Schardt für sein Interesse und das Entgegenkommen, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, zu danken.

---

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung . . . . .	38
I. Teil. Allgemeine Übersicht . . . . .	40
a) Geologische Übersicht . . . . .	40
b) Flüsse und Täler . . . . .	47
II. Teil. Die Gletscher der Umgebung . . . . .	53
a) Allgemeines . . . . .	53
b) Der Rheingletscher . . . . .	56
1. In der Walenseefurche . . . . .	56
2. Im Rheintale . . . . .	57
3. Bei Wildhaus . . . . .	58
4. In der Gegend von Wil . . . . .	60
c) Lokalgletscher gegen Norden . . . . .	63
d) Linth- und Rheingletscher im Westen . . . . .	64
1. Im Linth- und Zürichseetal . . . . .	64
2. am Rickenpaß . . . . .	67
III. Teil. Der Gletscher im Thurtal . . . . .	69
a) Das Erratikum im allgemeinen . . . . .	69
1. Die Grundmoräne . . . . .	70
2. Die Wallmoränen . . . . .	71
3. Vereinzelte erratische Blöcke . . . . .	73
b) Die oberste Erratikumsgrenze . . . . .	73
c) Stadien des Rückzuges im Haupttale . . . . .	78
1. Beobachtungen zwischen Rickenbach und Dietfurt . . . . .	78
2. Beobachtungen in der Umgebung von Watt- wil . . . . .	81
3. Beobachtungen im obersten Teile des Thur- tales . . . . .	82
d) Das System des Rückzuges im Haupttale . . . . .	87
IV. Teil. Die Gletscher der Nebentäler . . . . .	93
a) Der Gletscher im Steintal . . . . .	94
b) Der Gletscher im Tal der Lutern . . . . .	96
c) Der Gletscher im Tale der weißen Thur . . . . .	97

	Seite
d) Die Vergletscherung des Riesepasses . . . . .	98
e) Die Gletscher an den Hängen der Churfürsten . . . . .	99
f) Die Gletscher in den südlichen Nebentälern des Säntisgebirges . . . . .	101
V. Teil. Alte Täler und Schotter . . . . .	103
a) Die Umgebung von Wil . . . . .	104
b) Das Thurgebiet zwischen Kirchberg und Lichtensteig . . . . .	106
c) Das Thurgebiet von Lichtensteig an aufwärts . . . . .	108
VI. Teil. Morphologische Erscheinungen . . . . .	112
a) Allgemeine Übersicht . . . . .	112
b) Die Täler und ihre Formen . . . . .	114
c) Zungenbecken . . . . .	120
d) Kare . . . . .	121
Zusammenfassung . . . . .	124
Karten und Literaturverzeichnis . . . . .	128

## Einleitung.

---

Eines der größten Täler der Ostschweiz ist das Thurtal. Der gleichnamige Fluß, die Thur, entwässert dasselbe. Diese umfaßt das Einzugsgebiet, begrenzt im Osten durch das Rheintal zwischen Sargans und dem Bodensee, im Norden durch den Bodensee und den Rhein bis Schaffhausen, im Westen und Süd-Westen durch das Rheintalstück Schaffhausen-Buchberg und das Töbftal, im Süden durch den Walensee. Die Thur durchströmt dieses Gebiet nicht symmetrisch. Im Oberlauf hält sie sich ganz an den südlichen und westlichen Rand, im Mittellauf wendet sie sich für eine kurze Strecke nach Osten und biegt dann in großem Bogen nach Westen zurück. Westlich von Andelfingen mündet sie in den Rhein. — Damit ist auch der Verlauf des heutigen Thurtales charakterisiert.

In der nachfolgenden Untersuchung soll eingehend nur das obere Thurtal betrachtet werden, das Talstück von Wildhaus bis Wil, das eigentliche Toggenburg. Der mittlere und untere Teil fällt außerhalb unserer Betrachtung.

Schon bei einem flüchtigen Blick auf die Karte fällt uns im Verlaufe des Thurtales die scharfe Umbiegung nach Osten auf, in der Umgebung von Wil. Nach den Untersuchungen von Falkner<sup>1)</sup> endete in dieser Gegend zur Zeit der Bildung der innern Jungmoränen ein Gletscherlappen des Rheingletschers. Etwas südlich davon, bei Batzenheid, treten, schon von Gutzwiller konstatierte, Moränenwälle auf. Diese rühren von einem Lokalgletscher her. — Unsere Betrachtungen beschränken sich daher auf ein natürlich abgegrenztes Gebiet.

---

<sup>1)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf.“

Es ist das Verdienst von A. Gutzwiller<sup>1)</sup>, diesen Lokalgletscher als erster konstatiert und beschrieben zu haben. Vor ihm spricht Deicke<sup>2)</sup> andeutungsweise von einem Seitengletscher, der aus dem Thurtale kommend, sich mit dem Rheingletscher vereinigte. Oswald Heer<sup>3)</sup>, der in seinem Werke über die Urwelt der Schweiz die glazialen Gebilde eingehend erörtert, erwähnt in der 2. Auflage, gestützt auf Gutzwiller, diesen Lokalgletscher. Auch in der Gletscherkarte von Favre<sup>4)</sup> ist das Erratikum im Thurtale richtig angegeben; es ist aber nicht als einem Lokalgletscher angehörend, sondern als Rheingletscherarm markiert. Die neuern Untersuchungen beschränken sich auf den obersten Teil des Thurtales, von Albert Heim<sup>5)</sup> und Arnold Heim<sup>6)</sup>. Die glazialen Vorkommnisse des Thurtales werden auch erwähnt in den Werken von Penck und Brückner<sup>7)</sup> und Roman Frei<sup>8)</sup>. Sie stützen sich ausnahmslos auf die Untersuchungen von Gutzwiller.

Es wird die Aufgabe der vorliegenden Untersuchung sein, diesen Lokalgletscher des obern Thurgebietes nach den modernen Ergebnissen der Glazialgeologie zu erforschen: seine horizontale und vertikale Ausbreitung in den verschiedenen Zeiten des Diluviums festzuhalten, seine Beziehungen zu den umgebenden Gletschern festzustellen, Schlüsse auf die mut-

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

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

3) Oswald Heer. „Die Urwelt der Schweiz.“ 2. Aufl. 1879. Pag. 562.

4) A. Favre. „Carte du phénomène erratique“ etc.

5) Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“

6) Arnold Heim. „Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe.“

7) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 428.

8) Roman Frei. „Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.“ Pag. 46.

maßliche Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze zu ziehen. Auch die extramoränen Gebilde, die Schotter, müssen untersucht werden; ein besonderes Kapitel werden wir den morphologischen Erscheinungen widmen und dabei versuchen, festzustellen, inwieweit der Gletscher für die Formbildung verantwortlich gemacht werden kann.

## I. TEIL.

### Allgemeine Übersicht.

#### a) Geologische Übersicht.

Kennen wir das Geröllmaterial eines Flusses, so können wir Schlüsse ziehen auf das Material seines Einzugsgebietes. Umgekehrt, wenn uns die Geologie des Einzugsgebietes bekannt ist, können wir zum vornherein über das Geröllmaterial, das wir in seinem Laufe finden werden, bestimmte Angaben machen. Genau dieselben Wechselbeziehungen finden wir im Bereiche eines Gletschers. Auch hier läßt sich aus dem Abgelagerten, den Moränen, auf das Einzugsgebiet schließen und umgekehrt. Gerade aus dem Umstande, daß große Gebiete mit Gletscherschutt, der nachweislich aus weitentfernter Gegend stammt, überdeckt sind, schloß man auf das Vorhandensein ehemaliger Eisströme. Von den drei Größen: Einzugsgebiet, Transportmittel, Abgelagertes, kann eine unbekannt sein, sie läßt sich aber leicht auf dem Wege des Vergleichs ermitteln. — Von den frühern, den diluvialen Gletschern sind uns nur die Spuren erhalten; daraus lassen sich Rückschlüsse auf das Wesen dieser ehemaligen Eisströme ziehen. Um ihre Grenzen zu ermitteln, müssen wir die Verbreitung des Erratikums feststellen; diese gibt uns unmittelbar Aufschluß über die Ausdehnung des Gletschers, sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung. Erfahrungsgemäß

ist es sehr gewagt, besonders in den Kalkalpen<sup>1)</sup>, ausschließlich morphologische Elemente zur Beurteilung der diluvialen Gletscher zu benutzen. Das weiche sedimentäre Gestein konserviert die Formen zu schlecht, als daß sie ausschlaggebend sein könnten. Nur im Zusammenhange mit dem Erratikum können sie positiven Wert erlangen. — Wollen wir die Herkunft und den Weg des Eises bestimmen, so müssen wir das erratische Material mit dem anstehenden Gestein des Einzugsgebietes vergleichen. — Vorbedingung zu jeder glazialgeologischen Arbeit ist daher das Studium der geologischen Verhältnisse des Einzugsgebietes.

Unser Gebiet liegt geologisch auf der Grenze zwischen Mittelland und Alpen. Stratigraphisch gehört der größte Teil zum Mittellande, tektonisch könnten wir es schon zu den Alpen rechnen, d. h., das Thurtal bis Wil ist zum größten Teil eingeschnitten in tertiäre Schichten, wie wir sie im gesamten schweizerischen Mittellande finden, sie liegen aber nicht horizontal, sondern sind vielfach gestört. Die Tertiärschichten des Mittellandes bilden eine flache Synklinale, von SW nach NE streichend. Zu oberst in dieser Mulde liegen die jüngsten Schichten, nach unten und gegen den Alpenrand zu finden wir ältere Ablagerungen. Im Abstände von 10—15 km vom Alpenrande entfernt zieht sich eine Zone, parallel zu diesem, deren Schichtenlage gestört, zum Teil gefaltet ist<sup>2)</sup>. Das Toggenburg fällt zum größten Teile in diese Zone. Im obersten Teile reicht das Thurtal ins Säntis- und Churfirstengebiet hinein. Kreidgesteine sind charakteristisch für diese Gebiete. Wir betrachten zuerst das tertiäre Vorland, nachher die Kreide-Zone.

### 1. Tertiäre Zone.

Nach Gutzwiller<sup>3)</sup> ist das oberste Gebilde der Molasseformation in der Nordost-Schweiz die obere Süßwassermolasse.

<sup>1)</sup> A. Penck. „Die Vergletscherung der deutschen Alpen“ (1885). Pag. 106.

<sup>2)</sup> Geographisches Lexikon der Schweiz, Art. „Schweiz.“

<sup>3)</sup> A. Gutzwiller. „Molasse und jüngere Ablagerungen.“

Sie besteht aus Mergel mit Einlagerungen von Kalk oder Nagelfluh. Die Nagelfluh, jenes für das schweizerische Mittelland so charakteristische Konglomerat, ist sowohl als Kalknagelfluh wie als bunte Nagelfluh entwickelt. Die Gerölle der Kalknagelfluh sind sedimentogener Natur, die bunte Nagelfluh enthält daneben auch kristallines Gesteinsmaterial. Besonders in der Gegend südlich von Wil überwiegt in der Molasse die Nagelfluhfacies; es ist das Bereich des Nagelfluh-Gebirges des Zürcheroberlandes. — Die obere Süßwassermolasse ist beschränkt auf den untern Teil des Thurtales. Die südliche Grenze verläuft von Rapperswil am Zürichsee in nordöstlicher Richtung, nördlich des Dorfes Ricken vorbei, nach Wattwil und setzt sich in derselben Richtung weiter fort. In diese Stufe fällt die Zone des sog. Appenzellergranites.<sup>1)</sup> Es ist dies ein Konglomerat, bestehend aus festverkitteten Kalktrümmern. Als ziemlich mächtige Schicht lagert sich dieses Gestein in der allgemeinen Streichrichtung; nördlich von Lichtensteig, bei Gurtberg und St. Loretto, durchquert sie das Thurtal.

Das nächstältere Glied ist die Meeresmolasse. Diese fehlt im Thurtale vollständig. In einer schmalen Zone ist sie zu verfolgen bei Wollerau am Zürichsee, dort verschwindet sie und erscheint erst wieder westlich von Herisau.

Unter diesem Molasseglied folgt die untere Süßwassermolasse. Auch sie besteht aus Nagelfluh-, Sandstein- und Mergelablagerungen. Dieses Glied grenzt im Thurtale, da hier die obere Meeresmolasse fehlt, nach oben, resp. nach NW, unmittelbar an die obere Süßwassermolasse; nach unten, resp. nach SE, gehen die miocänen und oligocänen Schichten ohne scharfe petrographische Grenze in die eocänen über.<sup>2)</sup> — Mehr oder weniger scharf läßt sich die Grenze zwischen Tertiär und Kreide ziehen.

<sup>1)</sup> A. Gutzwiller. „Molasse und jüngere Ablagerungen.“ Pag. 29.

<sup>2)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 15.

Betrachten wir die Molasseablagerungen als Ganzes gegenüber dem Kreidesystem des Säntis, so läßt sich mit Gutzwiller<sup>1)</sup> eine scharfe Zonengliederung feststellen. Er unterscheidet im Molassevorland vier Nagelfluhzonen, die durch Mergel- und Sandsteinschichten von einander getrennt sind.

Die erste Zone liegt unmittelbar dem Säntismassiv an. Sie verbindet die Erhebungen: Stockberg-Speer-Hirzli. In der Hauptsache ist es eine Kalknagelfluh mit faust- bis kopfgroßen Geröllen, welche diese Zone zusammensetzt. Parallel dieser Zone folgt die zweite Zone, nördlich davon gelegen. Diese bildet die Erhebungen Kronberg, Hochalp und zieht sich bis Pfiffegg südwestlich von Reichenburg (Kt. Schwyz). Westlich des Thurtales ist sie mehr als Kalknagelfluh entwickelt, östlich davon als bunte Nagelfluh. Als dritte Zone bezeichnet Gutzwiller die Nagelfluhkette: Gäbris-Hundwilerhöhe-Hochham. Beim Gäbris 3—4 km breit, verjüngt sie sich gegen SW und keilt östlich von Hemberg ganz aus. Sie reicht also nicht mehr ins Thurtal. Die vierte Zone, zugleich die mächtigste, bildet die Berge des Zürcheroberlandes. Sie besteht vorwiegend aus einer bunten Nagelfluh. — Alle diese Nagelfluhzonen sind annähernd parallel, sie streichen von SW nach NE. Dazwischen finden sich Sandstein- und Mergelschichten. Über die Grösse der Gerölle in den einzelnen Nagelfluhschichten kann man sagen, daß sie im allgemeinen abnimmt, je weiter wir uns vom Alpenrande entfernen<sup>2)</sup>, so daß also in der vierten Zone die kleinsten Gerölle zu finden wären. Nach meinen Beobachtungen würde man diese Regel wohl zutreffender ausdrücken, indem man sagen würde, daß im allgemeinen die Tendenz vorhanden sei zur Abnahme der Geröllgröße vom Alpenrande gegen das Mittelland. Dies ist so zu verstehen, daß wir in allen Zonen große und kleine

<sup>1)</sup> A. Gutzwiller. „Molasse und jüngere Ablagerungen.“ Pag. 8—31.

<sup>2)</sup> Falkner und Ludwig. „Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen.“ Pag. 491.

Gerölle finden, in den nördlichen sind die kleinen vorherrschend, in den südlichen die größern. Für unser Problem bedeutet diese Feststellung insoweit eine Einschränkung, als wir aus der Größe der Gerölle eines erratischen Nagelfluhblockes dessen Ursprungsort nicht ohne weiteres identifizieren können.

## 2. Kreide-Zone.

Dem großen Molassekomplex stehen im obersten Teile des Thurtales die Kreideschichten des Säntis und der Churfürsten gegenüber. Diese beiden Gebirge gehören tektonisch zusammen, zum helvetischen Deckensystem. In vielfachen Falten türmt sich das Gestein, von den Churfürsten abfallend, zum Säntisgebirge empor. Gleichsam als Umhüllung dieses Faltenwurfes ist der Flysch zu betrachten. Obschon ins Tertiär gestellt, ist er dem Mittellande fremd; er ist charakteristisch für die nördlichen Schweizeralpen. Im Thurgebiet ist er nur in den tiefern Partien der Alpenzone vorhanden: in der Mulde von Wildhaus-Alt-St. Johann, im Einzugsgebiet des Leistbaches. In einer schmalen Zone lässt er sich auch von Stein über den Riesepaß ins Sammelgebiet der Lutern verfolgen. Petrographisch setzt er sich zusammen aus Gesteinen, die sich im allgemeinen schlecht für den Gletschertransport eignen. Der Flysch im Säntis- und Churfürstengebiet besteht aus Mergelschiefen, Mergelkalken, Nummulitenkalken und Sandsteinen<sup>1)</sup>. — Sehr gut als Gletschergeröll eignet sich der Seewerkalk. Grosse Komplexe des Säntis und der Churfürsten setzen sich aus diesem Gestein der obern Kreide zusammen. Es ist ein grauer, knolliger Kalkstein; die einzelnen Knollen, oft von linsenförmiger Gestalt, sind umhüllt von dunklen Tonhäutchen. — Ebenso leicht kenntlich ist das glaukonitreiche Gestein des Gault (Grünsand). Auf beiden Seiten des obersten Thurtales ist es anstehend. — Äußerst charakteristisch für das helvetische System

<sup>1)</sup> Als exotische Blöcke treten auch vereinzelt saure Silikatgesteine auf. Arn. Heim „Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe.“ Pag. 96 u. f.

ist der Schrattenkalk. Auch dieses Gestein findet sich in großer Verbreitung in unserem Gebiet. Es ist ein massiger, korallogener Kalkstein, leicht kenntlich an seiner hellvioletten Anwitterungsfarbe. — Der Kieselkalk der untern Kreide ist hauptsächlich im Säntisgebiete anstehend zu finden; in den Churfürsten tritt er nur am Südabhang, gegen die Walensee-furche, zutage.

Für unser Problem ergibt sich, daß ein Gletscher, der dieses Gebiet zu seinem Einzugsgebiet hat, in seinem Schutte charakterisiert ist durch folgende Gesteine: Nagelfluh, Sandstein, Nummulitensandstein, Seewerkalk, Schrattenkalk und Kieselkalk<sup>1)</sup>. Die weichern Gesteine: Mergelkalke, Schiefer, Grünsande dürfen wir kaum als Blöcke im Erratikum erwarten. Sie hielten dem Eistransporte nicht stand; dieses Material trug wesentlich zur Bildung der sandiglehmigen Grundmasse der Grundmoräne bei.

Wir haben uns vorgenommen, unsern Lokalgletscher gegen die umgebenden Eisströme allseitig abzugrenzen. Dies ist nur möglich auf Grund wesentlicher Unterschiede in den Geschieben der verschiedenen Moränen. Für den Rheingletscher, der den Gletscher im Thurtale nach Süden, Osten und Norden abgrenzte, sind Geschiebe, deren Anstehendes wir im Bündnerlande finden, maßgebend. Gegen Westen bildete der vereinigte Linth- und Rheingletscher die Grenze. Die Moränen dieses Eisstromes enthalten Gesteine, deren Heimat in den Tälern der Linth und des Rheines zu suchen ist. Wohl treffen wir in den ausgedehnten Einzugsgebieten dieser mächtigen Gletscher dieselben Gesteine, wie wir sie im Thurgebiete kennen gelernt haben; dazu kommen aber noch Gesteine, die wir im Thurgebiet nicht anstehend finden, die, wenn wir sie als Komponenten der Moräne finden, für die umgebenden Gletscher die Rolle von Leitgesteinen spielen.

<sup>1)</sup> Die exotischen kristallinen Flyschblöcke sind in zu geringer Anzahl im Einzugsgebiet vorhanden, als daß sie wesentliche Bestandteile der Moräne bilden könnten.

Für den Rheingletscher sind kristalline Gesteine leitend: saure und basische Eruptivgesteine, kristalline Schiefer (Granite, Syenite, Diorite, Porphyre, Gneise). Ein ganz ausgeprägtes Leitgestein in der Diffluenzzone des Rheingletschers ist die sog. Seelaffe, ein Muschelsandstein der obern Meeresmolasse. Er ist anstehend in einer Zone zwischen Rheineck und der Martinsbrücke, nordöstlich von St. Gallen, also gerade im Wurzelpunkt des Fächers des Rheingletschers aufs Vorland<sup>1)</sup>. Die Bündnergesteine und dieser Muschelsandstein eignensich vorzüglich zum Eistransport und charakterisieren diesen Gletscher genügend.

Bezeichnend für das Erratikum des Linthgletschers sind die Gesteine des Glarnerlandes. Als eigentliches Leitgestein für diesen Gletscher gegenüber dem Rheingletscher gelten Kärpfmelaphyr und Taveyannasandstein<sup>2)</sup>, der erstere ein mesozoisches Ergußgestein von rötlicher Farbe, der letztere ein grünlicher Sandstein des hochalpinen Flysches. Der Verrucano, ein Konglomerat, dem Perm angehörend, von rötlicher bis grünlicher Farbe, bisweilen schiefrig bis kristallin, ist sowohl in den Rhein- wie in den Linthmoränen zu finden. Kurz vor dem Austritt aus den Alpen erhält der Linthgletscher einen Zufluß durch einen Rheingletscherarm aus dem Walenseetal. Unser Gebiet grenzt im Westen an diesen vereinigten Eisstrom. Bei der Aufgabe, den Thurgletscher von den umgebenden Gletschern abzugrenzen, werden wir es daher nie mit reiner Linthmoräne zu tun haben. Es ist nicht unsere Aufgabe, Rhein- und Linthgletscher auseinander zu halten, sondern diese beiden vom Thurgletscher.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich der Schluß, daß die Thurgletschermoränen von den Rhein- und Linthmoränen durch ein negatives Merkmal ausgezeichnet

<sup>1)</sup> J. Früh. „Zur Geologie von St. Gallen und Thurgau.“ Pag. 111.

<sup>2)</sup> Roman Frei. „Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.“ Pag. 51.

sind, nämlich durch das Fehlen von Gesteinen, die für die Moränen der umgebenden Gletscher bezeichnend sind.

### b) Flüsse und Täler.

Mitten durch dieses Gebiet, dessen Geologie wir in großen Zügen kennen gelernt haben, ist das Thurtal eingeschnitten. Die Thur mit ihren vielen Nebenflüssen ist einer der zahlreichen Mittellandflüsse, die in der alpinen Zone entspringen. Als Säntisthur entspringt sie unterhalb des Rotsteinpasses, fließt zuerst in südwestlicher Richtung in einem Längstale, beim Älpli wendet sie sich südwärts und durchbricht die südlichste Säntisfalte. Vor der Wendung nach Süden nimmt sie die beiden ersten größeren Zuflüsse auf: von Westen her den Seebach aus dem Tale des Gräppelensees, von Osten einen Zufluß von der Gamplütalp herunter. Nach dem Durchbruch des letzten Säntisgewölbes fließt sie, nach der Aufnahme der Wildhauserthur bei Unterwasser, als eigentliche Thur in der großen, ost-west-orientierten Eocänmulde westwärts. Am Ausgang dieses breiten Längstales, bei Starkenbach, mündet der Leistbach in die Thur. Unmittelbar unterhalb der Mündungsstelle dreht sie ihren Lauf etwas nach Norden und durchbricht den hier zusammenlaufenden Faltenbüschel des Säntisgebirges<sup>1)</sup>. Mit diesem Querdurchbruche öffnet sich der Thur das Molassevorland. Von hier an bis Wil durchströmt der Fluß in einem Quertale, zuerst in nordwestlicher Richtung, dann in nördlicher, die gefaltete Molasse. Die Zonengliederung, hervorgerufen durch die Parallelanordnung der Sandstein- und Nagelfluhschichten, spiegelt sich im Talverlaufe durch eine abwechselnde Erweiterung und Verengung des Querprofiles wieder. Auf dieser Molassequertalstrecke erhält die Thur von beiden Seiten her Zuflüsse. In Isoklinaltälern münden: bei Stein von Südwesten her die weiße Thur, bei Neßlau aus derselben Richtung der Jentaler-

<sup>1)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge“, pag. 270, vergl. auch Geogr. Lexikon der Schweiz, Art. „Säntis“.

bach und von Nordosten die Lutern. Unter spitzem Winkel öffnet sich bei Ebnat das Steintal von Süden her, als Quertal entwickelt. Vom Ricken herunter ergießt sich oberhalb Wattwil der Rickenbach in die Thur. Eine ganze Reihe größerer und kleinerer Gewässer entstammen dem Schnebelhorn-Hörnli-Massiv; so der Krinauerbach, der Dietfurterbach, der Gonzenbach und der Alpbach. Sie alle sind linksseitige Zuflüsse. Von rechts her mündet bei Lütisburg der Necker. Dieser entspringt in der zweiten Nagelfluhzone. Im Oberlaufe fließt er parallel dem Thurtales, wie dieses auch ein Quertal; im Unterlaufe fließt er in einer Längsrinne. — Diese zahlreichen, in der vierten Nagelfluhzone entspringenden Nebenflüsse beweisen, daß dieses Nagelfluhmassiv eine gewisse hydrographische Selbständigkeit besitzt, ganz ähnlich wie es Rütimeyer<sup>1)</sup> für das Napfgebiet nachgewiesen hat.

Der Rücken, der Necker und Thur scheidet, ist schmal; an der breitesten Stelle, zwischen Wattwil und Peterszell, mißt er 7 km. Etwas breiter ist der Höhenzug, der das Toggenburg von den Tälern im Westen trennt. Im untern Teil schiebt sich ein 12 km breiter Rücken zwischen Thur- und Töbftal. Im obern Teil ist die breiteste Stelle zwischen Niederurnen und Neblau, sie mißt 13 km. Die ganze Länge des Thurtales von Unterwasser bis Wil beträgt 41 km. Nehmen wir die Wasserscheiden gegen die benachbarten parallelen Flüsse als symmetrisch auf den trennenden Rücken verlaufend an, so ergibt sich eine Breitenentwicklung des Einzugsgebiets von 9 bis 10 km. Die Länge (Unterwasser-Wil) verhält sich somit zur Breite wie 4 : 1. Infolge dieser reduzierten Breitenentwicklung des hydrographischen Netzes sind die Nebentäler durchweg klein. Der Grundriß des Einzugsgebietes des obern Thurtales gleicht einem lanzettförmigen Blatte mit starker Mittelrippe und schwachen Nebenrippen.

Eigenartig ist der Längsverlauf des Thurtales. Das Säntisthurltal ist im Oberlauf ein nach Südwesten orientiertes Anti-

<sup>1)</sup> L. Rütimeyer. „Über Tal- und Seebildung.“ Pag. 9.

klinaltal<sup>1)</sup>, dann ein südlich sich öffnendes Quertal bis Unterwasser. Von hier fließt die Thur in einem Synklinaltal wiederum westwärts, bei Starkenbach biegt sie, mit dem Durchbruch durch die Säntisfalten, rechtwinklig um und fließt in nordwestlicher Richtung bis Wattwil. Das letzte Stück bis Wil ist annähernd genau nach Norden gerichtet.

Diese verschiedenen Talrichtungen sind zu verstehen bei Berücksichtigung der Tektonik des ganzen Gebietes. — Nach Heim<sup>2)</sup> besteht das Säntisgebirge im wesentlichen aus einem Faltenbüschel von sechs Antiklinalen, die, untereinander annähernd parallel, von SW nach NE streichen. Sie sind nicht auf der ganzen Längsausdehnung zu konstatieren; oft lösen sie sich gegenseitig ab, die eine taucht unter, eine andere erscheint. Im Grundriß verjüngt sich das Büschel gegen SW, gegen NE divergiert es. Die größte Breite entfällt auf die mittlere Partie. In der Hauptsache erlangen die südlichsten und nördlichsten Gewölbe die größte Länge. — Die vertikale Entwicklung läßt sich dahin zusammenfassen, daß sich die Gewölbescheitel gegen den Hädernberg im SW und gegen das Rheintal im NE senken, sie kulminieren ungefähr in der Mitte<sup>3)</sup>. Jeder Scheitel hat jedoch seinen eigenen Verlauf. — Ganz entsprechend den Falten sind die Täler angeordnet. Nach Heim<sup>4)</sup> sind es vorzugsweise Muldentäler. Gerade das Tal der Säntisthur ist aber ein Antiklinaltal<sup>5)</sup>, dessen Fortsetzung aber nicht das Quertalstück Äpli-Unterwasser ist, sondern das Tal des Gräppelensees. Wir fragen uns: warum nimmt die Säntisthur ihren Lauf in dieser Fortsetzung? Warum wendet sie sich nach Süden?

Verfolgen wir den Scheitelverlauf der Antiklinale, in der das Säntisthural eingeschnitten ist, es ist die dritte von Norden,

<sup>1)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 270.

<sup>2)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 39, vergleiche auch Geogr. Lexikon der Schweiz. Art. „Säntis“, Schema der Falten.

<sup>3)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Atlas Tafel XIII.

<sup>4)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 269.

<sup>5)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 270.

so konstatieren wir von NE ein allmähliches Absinken. In der Gegend von Thurwies, das ist etwas oberhalb der Wendestelle der Sämtisthur nach Süden, zweigt sich eine neue Antiklinale (IIIb) ab. Wir sehen ferner, daß in dieser Gegend die Gewölbe IV und V vom Schafberg her gegen Westen aufhören, sie steigen aufwärts und konvergieren. Dadurch ist diese Gegend für eine Umbiegung nach Süden im Flußlaufe prädestiniert. Dazu kommt noch ein Moment, der es dem Flusse erleichtert hat, das südlichste (VI.) Gewölbe zu durchbrechen. Gerade beim Kuhboden, beim heutigen Querdurchbruche, ist im Scheitelverlauf dieser VI. Antiklinale eine Depression zu konstatieren<sup>1)</sup>. — Auch auf die Frage, weshalb die Thur gerade zwischen Starkenbach und Stein die Sämtisketten durchbrochen hat, gibt uns die Tektonik befriedigenden Aufschluß. Eine tektonische Quertalbildung in Form einer Verwerfung ist ausgeschlossen<sup>2)</sup>, es ist ein reines Erosionstal. — Östlich von Starkenbach verschwindet das VI. Gewölbe. Das Büschel verschmälert sich. Wir sehen zugleich, wie die südliche der drei noch vorhandenen Antiklinalen gerade über der heutigen Thurschlucht im Scheitelverlaufe eine Depression erleidet<sup>1)</sup>. — Gegen den Sämtis, nach NE steigen die Scheitel der Gewölbe rasch an; gegen SW senken sie sich, sind aber bis weit hinauf mit Flysch umhüllt<sup>3)</sup>. Daraus ergibt sich, daß auch dieses Quertal vorbedingt war.

Die Möglichkeit wäre nicht ausgeschlossen, daß die soeben erwähnten Depressionen in den Gewölbescheiteln hervorgerufen wurden durch das Anschmiegen der Decken an eine unregelmäßige Unterlage. Die tertiäre Molasseunterlage wies an den erwähnten Stellen Furchen auf. Diese konnten tektonisch bedingt sein; es könnten aber auch Erosionsfurchen

<sup>1)</sup> Alb. Heim. „Das Sämtisgebirge.“ Atlas Taf. XIII.

<sup>2)</sup> Alb. Heim. „Das Sämtisgebirge.“ Pag. 398.

<sup>3)</sup> Vergl. Arn. Heim und J. Oberholzer. Geologische Karte der Gebirge am Walensee.

sein! Die Erosionsrelikte, die Arn. Heim<sup>1)</sup> im Gebiete zwischen Thur und Linth konstatierte, sprechen eher für die letztere Annahme. Vielleicht ist es das Talsystem der Urthur, dem sich der helvetische Deckenkomplex angeschmiegt hatte. Damit wäre angedeutet, dass schon vor der Deckenbildung das Thurtal in ähnlicher Anlage wie heute ausgebildet war. — Es ist dies dieselbe Vermutung, die Blumer<sup>2)</sup> für die Erklärung der Depression der Säntisfalten in der Gegend ihrer Kreuzung mit dem Rheintale geäußert hatte. Auch dort läßt sich das Vorhandensein eines Urtales, in derselben Richtung wie das heutige Tal, vermuten.

Mit dem Durchpaß bei Starckenbach kommen wir ins Molasseland. Die Thur hat sich senkrecht zur Streichrichtung der Molassekämme eingeschnitten; sie folgt der allgemeinen Fallrichtung. — Mit Ausnahme der Flüsse südlich der Linie Thun-Bern-Bielersee weisen die schweizerischen Molasseflüsse eine Laufrichtung von SE nach NW auf<sup>3)</sup>, d. h. sie folgen der natürlichen Abdachung des Landes. Am Fuße des Juras stauen sich die Gewässer und werden in einer gemeinsamen Sammelrinne nach NE geleitet. In nordwestlicher Richtung fließt auch die Thur von Stein bis Wattwil. Beim Eintritt in die vierte Nagelfluhzone wird die Laufrichtung annähernd meridional. Am nächsten liegt uns die Annahme, diese vierte Nagelfluhzone selbst für die Laufänderung verantwortlich zu machen. Zur Entscheidung dieser Frage wollen wir zuerst einen kurzen Blick auf den Bau und die Entstehung dieses Nagelfluhmassives werfen.

Das schweizerische Mittelland weist in der Hauptsache zwei solcher Nagelfluhzentren auf. Das eine bildet den Napf, das andere ist unsere vierte Nagelfluhzone. Währenddem Bernh. Studer<sup>4)</sup> die Molassenagelfluh als sedentäres Trümmermaterial

<sup>1)</sup> Arn. Heim. „Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge.“ Pag. 386—387.

<sup>2)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 607.

<sup>3)</sup> Emil Bärtschi. „Das westschweizerische Mittelland.“

<sup>4)</sup> Bernh. Studer. „Geologie der Schweiz.“

eines ans Tertiärmeer reichenden, jetzt verschwundenen Gebirgszuges betrachtete, erklärte sie Früh<sup>1)</sup> als Deltabildungen großer Ströme. Die Form der Gerölle und die Struktur der Ablagerung sprechen für die letztere Erklärung. Nimmt man nun mit Früh, auf Grund petrographischer Studien, an, daß diese Deltas durch gewaltige Ströme aus Süden und Südosten kommend, entstanden seien, oder, mit den modernen Tektonikern, von Flüssen aus den näherliegenden Klippengebieten<sup>2)</sup>, für uns ist wesentlich, daß es sich um Deltabildungen handelt. Die Größe und Ausdehnung dieser Nagelfluideltas wurde noch beträchtlich erhöht durch die Annahme einer fortgesetzten Senkung des Gebietes<sup>3)</sup>. — Die Deltas im allgemeinen sind als flache Schuttkegel aufzufassen<sup>4)</sup>. Von einem Punkte aus, dem Einmündungspunkt, dacht sich der Kegel radial, entgegengesetzt der Richtung des einmündenden Stromes, ab. In der Tat sind auch die beiden erwähnten Nagelfluzentren so beschaffen. Die höchste Erhebung des Napfes (1332 m) und die höchsten Gipfel im Zürcheroberland sind solche Punkte, von denen aus radial nach dem Mittellande zu die Abdachung erfolgt. Das ideale Kegelfeld ist aber gestört durch die nachfolgende Dislokation der Molasse; im Napf weniger als in der vierten Nagelfluzone.

<sup>1)</sup> J. Früh. „Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluth in der Schweiz.“

<sup>2)</sup> G. Steinmann. „Geologische Probleme des Alpengebirges.“ Pag. 22, 30.

Nach Arn. Heim („Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe“), pag. 35, dem neuesten Bearbeiter des Nagelfluthproblems in dieser Gegend, sind die Nagelfluzentren aufzufassen als alter Schutt, fluviatilen Transportes, aus den autochthonen Südalpen und dem Wurzelgebiet der präalpinen und ostalpinen Decken. — Die Größe der Gerölle spricht aber eher für einen näher gelegenen Ursprung.

<sup>3)</sup> Oskar Frey. „Talbildung und glaziale Ablagerung zwischen Emme und Reuß.“ Pag. 345.

<sup>4)</sup> Em. Kayser. „Lehrbuch der allgemeinen Geologie.“ I. Teil, pag. 399.

Denken wir uns das Nagelfluhdelta des untern Toggenburgs noch als kegelförmiges Gebilde vor der Dislokation, so erhalten wir für die östliche Seite, gegen das Thurtal hin, eine schwache Abdachung nach E und NE. Dafür dürfen wir schematisch eine mittlere Abdachungskomponente in der Richtung ENE setzen; nun erfolgte die Dislokation in der Richtung von SE. Dadurch wird die Abdachungsrichtung des Deltas geändert: aus den beiden Gefällskomponenten, derjenigen des Schuttkegels (ENE) und derjenigen hervorgerufen durch die Dislokation (die aus SE (Alpen) erfolgte Dislokation bewirkte eine Neigung der Molasse nach entgegengesetzter (NW) Richtung), resultierte eine nördliche, meridionale Gefällsrichtung. Es ist diejenige Richtung, die die Thur bei ihrem Durchfluß durch die vierte Nagelfluhzone eingeschlagen hatte.

Es ist uns gelungen, einige Fragen über den Verlauf des Talsystemes im Thurgebiet im Zusammenhange mit der Tektonik zu erklären. Aber auch die Vergletscherung wird nicht spurlos über diese Täler hinweggegangen sein. — Ein späterer Abschnitt wird uns über ihren Einfluß auf das Talsystem berichten.

---

## II. TEIL.

### Die Gletscher der Umgebung.

---

#### a) Allgemeines.

Das in den vorhergehenden Abschnitten überschaute Gebiet lag im Diluvium im Bereiche der Alpenvergletscherung. Zwei Eisströme, die ihr Nährgebiet südlicher, im Innern der Alpen hatten, umflossen ringsum das Toggenburg. Der mächtige Rheingletscher, von Graubünden herkommend, erfüllte das Walensee- und Rheintal, als breiter Fächer legte er sich aufs Vorland und schloß das obere Thurgebiet gegen Norden ab. Zwischen Rhein- und Thurtal schoben sich

im Molassevorland Eisströme aus den nach Norden geöffneten Tälern des Säntisgebirges. Sie bildeten die Grenze nach NE. Das Linth- und Zürichseetal war vom Eise des Linth- und Rheingletschers erfüllt. Dieser vereinigte Eisstrom bildete die westliche Umgrenzung.

Wie für die Gebiete der Ostalpen, nimmt man auch für die Ostschweiz vier Vergletscherungen an. Es war ja gerade der benachbarte Rheingletscher, in dessen Gebiete Penck<sup>1)</sup> die Vierteilung der Vergletscherung zum erstenmal einwandfrei nachgewiesen hat. Nach seinem Vorschlage werden die vier Eiszeiten im Bereiche der Alpen einheitlich bezeichnet als<sup>2)</sup>:

1. Eiszeit = Günz-Vergletscherung,
2. Eiszeit = Mindel-Vergletscherung,
3. Eiszeit = Riß-Vergletscherung,
4. Eiszeit = Würm-Vergletscherung.

Die einzelnen Eiszeiten sind durch Interglazialzeiten von einander geschieden. Man glaubte früher allgemein, daß der Inhalt, die fossile Flora, den Beweis einer interglazialen Bildung liefere<sup>3)</sup>. In neuerer Zeit wurde aber von Brockmann-Jerosch<sup>4)</sup> darauf hingewiesen, daß in erster Linie die geologische Lagerung zur Beurteilung des Alters der glazialen Schichten maßgebend ist.

Der Würm-Vergletscherung schließen sich sog. Rückzugsstadien an. Man unterscheidet deren drei; das darauffolgende vierte entspricht dem heutigen Gletscherstande. Auch sie sind von Penck einheitlich bezeichnet als:

1. Rückzugsstadium = Bühlstadium ( $\beta$ )<sup>5)</sup>
2. Rückzugsstadium = Gschnitzstadium ( $\gamma$ )<sup>6)</sup>
3. Rückzugsstadium = Daunstadium ( $\delta$ )<sup>7)</sup>

1) A. Penck. „Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen.“

2) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 247.

3) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 1156.

4) Brockmann-Jerosch. „Die fossilen Pflanzen bei Kaltbrunn.“ Pag. 96.

5) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 319.

6) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 343.

7) Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 347.

Die Zeit der Rückzugsstadien wird auch als postglaziale Übergangszeit bezeichnet <sup>1)</sup>. Die einzelnen Stadien der Rückzugszeit sind nicht aufzufassen als einfache Etappen im allgemeinen Rückzuge der Gletscher, sie sind vielmehr aufzufassen als selbständige Glazialzeiten mit bestimmt charakterisierter Schneegrenze. Das Bühlstadium ist ausgezeichnet durch eine Schneegrenze, die 200—300 m höher als diejenige der Würm-Eiszeit zu setzen ist; diejenige des Gschnitzstadiums liegt 300—400 m über der Bühlschneegrenze; zu den Daungletschern gehört eine Schneegrenze, die 200—300 m höher als diejenige des Gschnitzstadiums liegt. Von dieser bis zur heutigen liegt wiederum ein Intervall von 300—400 m <sup>2)</sup>. — Zwischen dem Maximum der Würm-Vergletscherung und dem Bühlstadium schiebt sich vielfach eine Zwischenstellung ein; sie ist charakterisiert durch den inneren Jungmoränenkranz <sup>3)</sup>.

Diese Gliederung der Eiszeit stützt sich in erster Linie auf die Untersuchung extramoräner Gebilde, der Schotter. Zu jeder Eiszeit gehören fluvioglaziale Schotterablagerungen, die sich von einander durch Niveauverschiedenheiten unterscheiden. Währendem wir in der Stratigraphie gewohnt sind, die älteste Ablagerung zu unterst zu suchen, liegen bei den fluvioglazialen Schottern die ältesten Gebilde oft zu oberst, sie krönen die höchsten Erhebungen. Die darauffolgenden jüngern Schotter liegen tiefer, doch so, daß das darüberliegende ältere Niveau nie über das jüngere transgrediert. Es ist das Charakteristische einer fluvioglazialen Ablagerung, daß sie sich mit dem Einschneiden des Flusses zeitlich in tiefere Horizonte bewegt. — Daß sich die Schotterablagerungen in erster Linie zur Unterscheidung der einzelnen Vergletscherungen eignen, liegt auf der Hand, wenn man bedenkt, daß sie, vermöge ihrer peripheren Lage, am aller-

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 373.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 374.

<sup>3)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 413.

wenigsten der Zerstörung, durch die nachfolgenden Gletschervorstöße, ausgesetzt waren. Es lassen sich parallelisieren:

- Günz-Vergletscherung = älterer Deckenschotter,
- Mindel-Vergletscherung = jüngerer Deckenschotter,
- Riß-Vergletscherung = Hochterrassenschotter,
- Würm-Vergletscherung = Niederterrassenschotter.

Für die intramoranen Gebiete der Alpentäler glaubt Heß<sup>1)</sup> in den ineinandergeschachtelten Taltrögen ein Unterscheidungsmerkmal der einzelnen Eiszeiten gefunden zu haben.

Wie jede Karte über die Ausbreitung der Diluvialgletscher überzeugt, liegt das Toggenburg mit seinen angrenzenden Gebieten noch vollkommen innerhalb der Moränenkränze. Wenn uns nicht morphologische Daten (Taltröge von Heß) zur Verfügung stehen, ist zum vornherein wenig Aussicht vorhanden, Überreste der älteren Vergletscherungen zu finden. Was wir an diluvialen Gebilden antreffen, gehört weitaus zum größten Teile der Würm-Vergletscherung und den Übergangszeiten an. Die spärlichen Reste Präwürmischen Vergletscherungen ordnen wir der Rißeiszeit zu.

## b) Der Rheingletscher.

### 1. In der Walenseefurche.

Als mächtiger Eisstrom kam zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung der Rheingletscher aus den Tälern Graubündens durch das Rheintal nordwärts. Auf der Höhe von Sargans gabelte er sich. Der eine Arm floß durch das Walenseetal hinunter, der andere durch das Rheintal dem Bodensee zu. Vor der Teilung bei Sargans nimmt man die Gletscherhöhe bei zirka 1700 m an<sup>2)</sup>. In der Walenseefurche soll sich erratisches Material des Rheingletschers noch auf der Höhe von 1540 m vorgefunden haben<sup>3)</sup>. Arn. Heim<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup> A. Heß. „Alte Talböden im Rhonegebiet.“

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 427.

<sup>3)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 427.

<sup>4)</sup> Arn. Heim u. J. Oberholzer. „Geologische Karte der Gebirge am Walensee.“

verzeichnet sein höchstes Rheinerratikum zwischen 1100 bis 1200 m. Dies stimmt auch mit der Tatsache überein, daß eine Kommunikation des Rheineises über die Churfirtenkette mit dem Gletscher im Thurtale nicht nachgewiesen werden kann. — Die Erhebungen der Churfirten reichten über die Schneegrenze, sie selbst gehörten somit zum Nährgebiet und speisten durch eine beträchtliche Anzahl kleiner Eiszungen den Hauptgletscher im Tal. Beim Rückzuge wurden diese Lokalgletscher selbständig. So finden wir oberhalb Amden, in der Höhe am Südabhang der Churfirten, einen Gürtel lokalen Erratikums. — Der Walenseearm des Rheingletschers verschmolz unweit Weesen mit dem Linthgletscher, der aus dem Glarnerlande kam. So ist es zu verstehen, daß wir im Zürichsee- und Glattal neben typischem Lintherratikum auch solches des Rheingletschers finden.

## 2. Im Rheintale.

Die Hauptmasse des Rheineises floß unzweifelhaft durch das Rheintal hinunter. An den Abhängen im oberen Teile des Rheintales konnten keine Wallmoränen konstatiert werden. Über die Höhe des Eises geben uns vereinzelte erratische Blöcke Auskunft. Dies bedeutet nun nichts anderes, als daß dieses Gebiet während des Maximums der Würmeiszeit zum Nährgebiete des Rheingletschers gehörte <sup>1)</sup>. Die Firnregion beginnt mit dem Aufhören der Wallmoränen, talaufwärts gerechnet. Im Rheintale wurden Moränenwälle bis zirka 1000 m Höhe konstatiert; sie beschränken sich auf den nördlicheren Teil <sup>2)</sup>. Weiter südlich befinden wir uns also in der Firnregion. Von Norden herkommend finden wir das Erratikum auf der Ostseite der Fährern bei zirka 1200 m Höhe. Gegen Süden steigt die Grenze der Findlinge rasch an. Zwischen Alpwegkopf und Hohenkasten liegt sie auf einer Höhe von

<sup>1)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 617.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 427.

1300 m<sup>1)</sup>). Gegenüber Wildhaus, am Eingang ins Illtal, liegt die Erratikumshöhe bei 1500 m<sup>2)</sup>). Bis hier hinauf reichte also in der Würmeiszeit der Rheingletscher.

### 3. Bei Wildhaus.

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

Von Unterwasser im Toggenburg führt die Landstraße in mehrfachen Windungen auf dem rechtsseitigen Abhang des Tales der Wildhauserthur hinauf gegen Wildhaus. Der Boden dieses Talstückes liegt beträchtlich höher als seine Fortsetzung weiter westlich. Die Wildhauserthur hat sich in eine Schlucht eingegraben, um das Niveau des Talbodens bei Unterwasser zu erreichen. Auf der Paßhöhe gegen das Rheintal zu liegt bei 1028 m eine sumpfige Ebene. Breit öffnet sich der Übergang gegen Osten, gegen das Rheintal. Die Talachse des Thurtales steht senkrecht auf derjenigen des Rheintales.

Wie gestalteten sich zur Eiszeit die Eisverhältnisse an dieser Übergangsstelle vom Rhein- zum Thurtal? Gutzwiller<sup>3)</sup> war seinerzeit sozusagen kein Rheinerratikum unterhalb der Paßhöhe im Thurtale bekannt. Er schloß daraus, daß kein Rheineis ins Toggenburg gelangte. Arn. Heim<sup>4)</sup> zeichnet, wohl etwas schematisch, den Bereich des Rheingletschers bis Lisighaus, das ist etwas westlich der Paßhöhe. — Die ganz beträchtliche Mächtigkeit, die das Eis im Rheintale, bei Sargans (1700 m) und an den drei Schwestern (1500 m), erreicht hatte, läßt zum vornherein vermuten, daß ein Übergreifen des Rheingletschers bei Wildhaus (1028 m) ins Toggenburg stattgefunden hat. Dem ist in der Tat so!

Die Übergangsstelle ist mit Grundmoräne bedeckt. Darin ließen sich an mehreren Stellen die für den Rheingletscher

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 247.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 428.

<sup>3)</sup> A. Gutzwiller. „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit.“

<sup>4)</sup> Arn. Heim und J. Oberholzer. „Geologische Karte der Gebirge am Walensee.“

typischen Erratika feststellen. Beim Bau der Kanalanlage im Munzenried kamen mehrere kristalline Blöcke zum Vorschein. Ebenso zeigte ein Moränenaufschluß an der östlichen Böschung der Anhöhe P. 1050 mehrere Bündnergesteine. Auch weiter thurabwärts, bei Unterwasser, konnten die Spuren des Rheingletschers festgestellt werden. Die neue Straße von Unterwasser nach dem Schwendisee ist fast auf ihrer ganzen Länge in Grundmoräne eingeschnitten. Im untern Teile, bis nach Boden hinauf, weist das Material beträchtliche Mengen von Rheingletschergeschieben auf. Ich fand dort mehrere Blöcke von Puntaiglas-Granit, Gneis, Knotenschiefer, Grünschiefer und Verrucano als Bestandteile der Grundmoräne. Die letzte Fundstelle kristalliner Gletschergeschiebe nach Westen, thurabwärts, liegt am Abhang zwischen Frühweid und Klostobel. Dort ließen sich einige Blöcke von Amphibolit, Quarzporphyr und Verrucano ermitteln. Die Moränen weiter westlich von dieser Fundstelle zeigen, mit Ausnahme ganz vereinzelt auftretender kristalliner Geschiebe, ausschließlich Lokalfacies<sup>1)</sup>. Wir können daher auf Grund der horizontalen Ausbreitung der charakteristischen Rheingletschergeschiebe annehmen, daß ein Lappen dieses Gletschers aus dem Rheintale über die Paßhöhe bei Wildhaus bis nach Unterwasser reichte. Bemerkenswert ist, daß die kristallinen Komponenten in der Grundmoräne zurücktreten unmittelbar bei der Einmündungsstelle des Tales der Säntisthur ins Thurtal. Dieses Verhalten erklärt sich dadurch, daß an dieser Stelle die vereinigten Eismassen aus den südlichen Tälern des Säntisgebirges, der Thurgletscher, sich ins Haupttal ergoß und dem Rheingletscherlappen den Weg nach Westen abschnitt.

Auch die Höhe des Eises, die der Rheingletscher beim Übergang ins Thurtal erreichte, läßt sich ermitteln. Auf der

<sup>1)</sup> Vereinzelt kristalline Geschiebe wurden bei Starkenbach gefunden; ein faustgroßes Stück Gneis fand sich auch in der Grundmoräne am Hang oberhalb Krummenau.

Bodenalp, oberhalb Wildhaus, ließen sich, unmittelbar unterhalb der Häusergruppe von Hag, auf einer Höhe von 1300 m, mehrere kristalline Gletschergeschiebe feststellen. Auf dieser Höhe müssen wir daher die Oberfläche des Lappens des Rheingletschers annehmen bei seinem Überfließen ins Toggenburg.

Auffallend ist, daß in den Moränenaufschlüssen an den beidseitigen Hängen des Tales der Wildhauserthur ganz zurücktretende Mengen kristalliner Geschiebe vorkommen. Diese Moränen zeigen lokale Facies. So konnte man in den Aufschlüssen der Moränen, die entstanden anlässlich des Baues der Straße von Lisighaus nach Moos, nur ganz vereinzelt, spärlich ein kristallines Geschiebe finden. Ebenso zeigt die Grube unterhalb Steinrüti, an der Straße nach Wildhaus, verschwindende Mengen Rheingletschergeschiebe. Auch am südlichen Hang, bei Schwende, läßt sich dasselbe konstatieren. Wie wir später sehen werden, rühren diese Moränen von einem Vorstoß der Lokalgletscher her, der in einer Übergangszeit erfolgte, als die Oberfläche des Rheingletschers die Höhe von Wildhaus nicht mehr erreichte.

#### 4. In der Gegend von Wil.

(Siegfried-Atlas Blatt Nr. 72, 215.)

Zur Zeit der größten Ausdehnung des Rheingletschers in der Würmeiszeit stand seine Stirne weit draußen im Vorlande. In großem, halbkreisförmigem Bogen konstatieren wir heute seine Endmoränen östlich des Rheines bei Schaffhausen, bei Engen, Osterach, Saulgau, Leutkirch<sup>1)</sup>. Innerhalb dieses Stirnmoränenkranzes zieht sich, in einem Abstände von 10—20 km, annähernd parallel zu diesem, die Kette der inneren Jungmoränen.

Wie in der Einleitung schon bemerkt, liegt Wil in der Zone der inneren Jungmoränen. Der Kranz dieser Moränen ist gegenüber dem äußeren Moränenkranz vielmehr gelappt. Durch die geringere Mächtigkeit des Eises zur Zeit ihrer Ab-

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Kärtchen pag. 396.

lagerung wurden die Molasserücken zum Teil eisfrei; die Molassetäler kommen zum Ausdruck. Nach den Untersuchungen von Falkner<sup>1)</sup> kamen aus nördlicher Richtung auf der Linie Wil-St. Gallen im wesentlichen drei große Gletscherzungen des Rheingletschers. Die eine kam durch das Hochtal von St. Gallen, von Mörschwil aus, mit einer nach NW geöffneten, leicht gebogenen Achse<sup>2)</sup>. Die äußersten Stirn moränen dieser Zunge finden wir in der Nähe von Oberdorf. Eine zweite Zunge legte sich zwischen das Molasseplateau des Tannenberges im Osten und demjenigen des Nollenberges im Westen<sup>3)</sup>. Diese differenzierte sich auf der Höhe von Bischofszell in zwei Lappen: der eine, südliche, nach Gofbau, der andere, in südwestlicher Richtung, bis in die Gegend von Rickenbach. Der dritte Hauptzweig wird begrenzt einerseits vom Nollenberg-Plateau, andererseits vom Plateau des Sonnenberges<sup>4)</sup>. Er ist aufzufassen als ein südlicher Seitenzweig der ost-westlich gerichteten großen Thurzunge des Rheingletschers. Auch diese dritte Zunge teilt sich unmittelbar vor ihrem Ende in zwei Lappen: der eine, östliche, bildet den bekannten Bronschhofner Moränenwall, der andere, westliche, bildet die Wälle von Aadorf. — Jede dieser Gletscherzungen ist nicht nur durch Endmoränenwälle charakterisiert, sondern auch noch durch prachtvoll ausgeprägte Drumlinzonen. Für uns kommen die beiden benachbarten Lappen der zweiten und dritten Zunge in Betracht; ihre Stirn moränen schließen das obere Thurtal gegen Norden ab.

Nicht weit von Wil finden wir den schon von Gutzwiller<sup>5)</sup> kartierten Moränenwall. Er zieht sich von Wein-

<sup>1)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf.“

<sup>2)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen etc.“ Pag. 8.

<sup>3)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen etc.“ Pag. 28.

<sup>4)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen etc.“ Pag. 49.

<sup>5)</sup> Vergl. Geologische Karte der Schweiz. 1 : 100,000. Bl. IV.

berg (auf der Straße Wil-Bronschhofen) in schönem Bogen über Bild (P. 575), Lenzenbühl an den Sirnacher Berg. Es ist ein breiter, gut ausgeprägter Moränenrücken, der ein typisches Zungenbecken umschließt. Das Becken liegt tiefer als das vor dem Wall sich ausbreitende Schotterfeld; es macht den Eindruck, als ob der Wall einseitig in den Schottern versunken wäre. Wie einige Aufschlüsse auf der Innenseite des Walles zeigen, besteht er aus stark verschwemmtem Schottermaterial, dem aber, als typische Glazialrelikte, große, gut gekritzte Blöcke beigegeben sind. Hauptsächlich die Scheitelpartien des Walles weisen beträchtliche Mengen solcher Geschiebe auf. Das Dominieren der kristallinen Gesteine in dem Moränenmaterial zeugt von der Ablagerung durch den Rheingletscher. — Die Fortsetzung dieses Walles finden wir in den Wällen von Eschlikon. Zwei schön gebogene, parallele Umwallungen begrenzen diesen Teil des Gletscherlappens nach SW<sup>1)</sup>. Der westliche Lappen dieser dritten Zunge ist nach Westen gerichtet; er endet bei Aadorf.

Die zweite, mittlere Zunge besitzt ebenfalls an ihrem Ende zwei Lappen: der eine endet in der Umgebung von Wil und Rickenbach, der andere östlich davon auf der Höhe von Goßau-Flawil. — Nach Gutzwiller<sup>2)</sup> ist die Anhöhe, auf der das Städtchen Wil liegt, eine Wallmoräne. Sie streicht in west-östlicher Richtung, annähernd parallel der Thur. Südlich davon, bei Wilen, finden wir, ans Dorf angelehnt, einen gut erkennbaren Moränenwall. Verschiedene Aufschlüsse lassen die Geschiebe und ihre Anordnung studieren. Er besteht aus stark verschwemmtem Material. Große und kleinere, gut gekritzte und polierte Geschiebe beweisen die Zugehörigkeit zum Gletscherschutt. Es ist das typische Bündnermaterial, wie es für den Rheingletscher bezeichnend ist. Der Wall von Wilen tritt

<sup>1)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen etc.“ Pag. 51.

<sup>2)</sup> A. Gutzwiller u. Schalch. „Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen.“ Pag. 118.

etwas südlich von P. 562 auf und zieht sich, angelehnt an das Dörfchen, in leichtem Bogen gegen Vogelherd (P. 586). Diese Erhebung selbst besteht aus anstehender Molasse. Nach Osten ist die Fortsetzung des Wilerwalles wohl in den Moränenvorkommnissen oberhalb Schwarzenbach zu suchen<sup>1)</sup>. Zwischen Wilen und dem rechten Thurufer vermutet Früh Relikte dieser Zunge; sie sind der nachträglichen Erosion zum Opfer gefallen<sup>2)</sup>. — Nach Norden ergänzt sich das Moränenrudiment von Wilen topographisch mit dem Walle von Wil. Wir hätten somit als Umgrenzung dieses Lappens der zweiten Rheingletscherzunge eine Kontur, welche die Punkte Wil-Wilen-Rickenbach-Schwarzenbach miteinander verbindet.

Diese soeben umschriebene Umgrenzung ist jedoch nicht die äußerste dieser Zunge. Südlich von Jonschwil, bei P. 620, finden wir, an den Abhang angelehnt, einen nach Westen offenen Moränenaufschluß. Das Material weist auf die Ablagerung durch den Rheingletscher hin. Gegen Westen findet sich keine Fortsetzung<sup>3)</sup>. Dieses Moränen-Rudiment weist darauf hin, daß dieser Lappen des Rheingletschers höchst wahrscheinlich bis nach Batzenheid ins Thurtal hinabreichte. Der Moränenbogen Wil-Wilen-Rickenbach-Schwarzenbach ist schon ein inneres Glied dieses Lappens, auf dem Rückzuge abgesetzt.

### c) Lokalgletscher gegen Norden.

Parallel dem Thurtale sind weiter östlich die Täler des Necker, der Urnäsch und der Sitter in die Molasse eingeschnitten. Währenddem Necker und Urnäsch unmittelbar am Rande der alpinen Zone gegen das tertiäre Vorland ihren Ursprung nehmen, entspringt die Sitter im Zentrum des Säntisgebirges.

<sup>1)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen etc.“ Pag. 31.

<sup>2)</sup> J. Früh. „Zur Geologie von St. Gallen und Thurgau etc.“ Pag. 118.

<sup>3)</sup> Vergl. den Abschnitt über den Gletscher im Thurtale dieser Arbeit.

Nach Gutzwiller<sup>1)</sup> beherbergten die Täler dieser Flüsse in der Eiszeit Lokalgletscher. Der unmittelbare Nachbar des Thurtales ist das Neckertal. Ein breiter Rücken verbindet beide. Wie Erratikumsvorkommnisse auf der ganzen Breite dieser Erhebung beweisen, bedeckte das Eis zur Zeit der maximalen Ausdehnung der Würmvergletscherung die Wasserscheide; eine kontinuierliche Eisdecke verband beide Täler (vergl. Querprofil). Welche Punkte des Rückens über die Eisoberfläche emporragten, werden wir in einem spätern Abschnitte kennen lernen.

Bei Lütisburg mündet das Neckertal ins Thurtal. Die ersten Rückzugsstadien des Thurgletschers werden wir unterhalb dieser Stelle bei Batzenheid antreffen. Unter jenen Moränen liegen daher auch diejenigen des Neckergletschers. Die Lage des Einzugsgebietes des Gletschers im Neckertal bedingt es, daß die nächstfolgenden Rückzugsstadien dieses Lokalgletschers nicht mehr vertreten sind.

#### d) Linth- und Rheingletscher im Westen.

##### 1. Im Linth- und Zürichseetal.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 233.)

Aus den Tälern des Glarnerlandes sammelte sich zur Eiszeit ein mächtiger Eisstrom und wälzte sich bis weit ins Vorland. Bei Weesen trat er aus dem Gebirge heraus und wandte sich, vereint mit dem Rheingletscherarm der Walenseefurche, in nordwestlicher Richtung dem Zürichseetale zu. Die Vereinigung des Eises gibt sich in dem Nebeneinander-Vorkommen von Rhein- und Lintherratika zu erkennen. — Bei Weesen erreichte die Oberfläche des Würmgletschers die Höhe von 1300 m<sup>2)</sup>. Bei Uznach reichen die Findlinge bis wenige Meter unterhalb des Gipfels des Regelsteines<sup>3)</sup>. Wir

<sup>1)</sup> A. Gutzwiller. „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit.“ Pag. 133 u. f.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 604.

<sup>3)</sup> A. Gutzwiller. „Molasse und jüngere Ablagerungen.“ Pag. 126.

finden dort, auf dem südwestlichen Ausläufer gegen die Egg zu, zwei große und einige kleinere Schrattenkalkblöcke auf einer Höhe von 1300 m. Auffallend ist, daß auf dem nördlichen Abhange, gegen das Toggenburg hin, weit und breit kein erratisches Material zu finden ist. Auf jener Seite reicht es höchstens auf 1100 m (unterhalb Unter-Bächen bei 1070 m). Der Abhang gegen das Zürichseetal und gegen den Rickenpaß weist bis zu einer Höhe von 1100 m gut erkennbare Gletschergeschiebe auf. Eine wenig mächtige Grundmoräne ist von Riedmarren (P. 1054) am Bache aufwärts bis auf 1100 m Höhe zu beobachten. Der Kohltoni-Wald (unterhalb der Egg gelegen) entbehrt des Erratikums.

Betrachten wir die Findlinge des Regelsteins auf 1300 m zur Würm-Vergletscherung gehörend, wie es bis jetzt geschah<sup>1)</sup>, so ergibt sich, daß die Gletscheroberfläche von Weesen bis hierher, d. h. auf eine Entfernung von 12 km, absolut kein Gefälle aufwies. Dies ist um so auffallender, als keine Hindernisse sich im Gletscherbette finden, die das Eis hätten stauen können; auch sind mit Ausnahme unbedeutender linksseitiger Nebengletscher aus den Wäggitalerbergen keine Faktoren vorhanden, die den Gletscher im Haupttale hätten vergrößern können. Im Gegenteil, wir müssen annehmen, daß durch die beträchtliche Verbreiterung des Tales unterhalb Weesen, was eine große horizontale Ausbreitung des Gletschereises bedingte, die Eisoberfläche des Linthgletschers beim Austritt aus den Alpen ein merkliches Gefälle aufwies. Es ist daher höchst unwahrscheinlich, daß die Findlingsgrenze bei Weesen (1300 m) und die Blöcke auf dem Regelstein (bei 1300 m) zur selben Gletscheroberfläche gehören.

Brückner<sup>2)</sup> rechnet die Findlinge auf dem Regelstein zum Lintherratikum. Daraus müßte sich ein Überfließen des Linthgletschers ins Thurtal ergeben. Tatsächlich weisen aber

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 501.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 501.

keine Anhaltspunkte im untern Toggenburg auf eine solche Kommunikation hin!

Vielmehr glaube ich, daß die Funde auf dem Regelstein Relikte der Riß-Vergletscherung sind. Diese dritte Eiszeit war die größte; ihr werden die höchstgelegenen Findlinge zugerechnet. Infolge der geringeren Austiefung der Täler und der größern Ausdehnung des Eises in der Rißeiszeit, gegenüber der nachfolgenden Würm-Vergletscherung, ist anzunehmen, daß eine zusammenhängende Eisdecke während dieser Zeit Linth- und Thurtal miteinander verband. Daß von dieser Verbindung in der vorletzten Eiszeit im Thurtale selbst nichts nachgewiesen werden kann, ist begreiflich, wenn wir bedenken, daß die nachfolgende letzte Vergletscherung die früheren Spuren verwischte.

Zur Würm-Gletscheroberfläche gehörend, korrespondierend mit der Eishöhe bei Weesen, müssen wir das Moränenmaterial bei Riedmarren (bis 1100 m) rechnen. Damit stimmt auch die Erratikumshöhe gegenüber auf der andern Seite des Haupttales bei Reichenburg überein<sup>1)</sup>. Auch dort wurde sie bei 1100 m festgestellt. Daraus ergibt sich für den Linthgletscher beim Austritt aus den Alpen ein Oberflächengefälle von 16 bis 17 ‰. Dieses Gefälle stimmt auch mit den Gefällsverhältnissen der andern eiszeitlichen alpinen Gletscher überein<sup>2)</sup>.

Nordwestlich des Rickenpasses ist dann die Würm-Gletscheroberfläche weiter zu verfolgen am Tößstock bei 1000 m und am südlichen Abhang des Bachtels bei einer Höhe von 995 m<sup>3)</sup>.

In regelmäßigem Gefälle läßt sich die Oberfläche des Würmgletschers von Weesen bis an den Bachtel, entlang den nördlichen Abhängen, verfolgen. Sie bewegt sich auf dieser Strecke von 1300 m (Weesen) auf 995 m (Bachtel). Eine weitere Frage wird daher sein: wie verhielt sich der Linth-

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 501.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 604.

<sup>3)</sup> Roman Frei. „Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.“ Pag. 44.

gletscher auf dem 800 m hohen Übergang, dem Rickenpaß, der Linth- und Thurtal miteinander verbindet?

## 2. Am Rickenpass.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 231, 233.)

Eine breite Einsattelung zwischen Wattwil und Uznach verbindet das Thurtal mit dem Zürichseetal. Als isoklinales Hochtal entwickelt, verläuft sie parallel der Streichrichtung der Nagelfluhzonen. Die nördliche Talflanke wird gebildet aus den Schichten der vierten Nagelfluhzone. Die Talsohle und der Süabhäng besteht aus Sandstein und Mergel.

Die höchste Stelle des Überganges liegt auf 800 m Höhe. Nach beiden Seiten senkt sich die Sohle gleichmäßig. Nach Osten, gegen das Toggenburg, ist bei Landhaus auf einer Höhe von 720 m im Längsprofil des Hochtales ein merklicher Knick zu beobachten. Von dort an senkt sich die Sohle beträchtlich steiler gegen das Thurtal hinab. Auf der westlichen Seite des Rickenpasses, gegen das Zürichseetal, ist dieser Gefällsknick bei 780 m zu beobachten. Dieses Hochtal mündet also nach beiden Seiten in Stufen in die beiden Haupttäler.

Auffallend ist, daß der Zugang vom Zürichseetal her wesentlich breiter ist, als derjenige vom Toggenburg her.

Wir haben gesehen, daß die Eisoberfläche des Linthgletschers zur Würm-Eiszeit von Weesen an mit einem Gefälle von 16—17 ‰ ins Vorland trat. Am südlichen Abhang der Rickeneinsattelung konstatierten wir die oberste Gletschergrenze bei 1100 m (Riedmarren). Sie läßt sich von hier aus weiter verfolgen, auf derselben Höhe, längs des Rickenpasses bis in die Gegend von Weißboden. Am nördlichen Hang der Einsattelung läßt sich die Findlingsgrenze unterhalb Tweralp bei einer Höhe von 1040 m feststellen. Auf derselben Höhe mußte sich die Gletscheroberfläche des Lintheises nach Westen und Osten fortgesetzt haben. Zwischen Vorder- und Hinterlad findet sich bei 955 m eine Einsattelung; es ist die Wasser-

scheide zwischen dem bei Wattwil in die Thur mündenden Hacktobelbach (im obern Teil Ladbach genannt) und dem Rickenbach. Die Höhe dieser Wasserscheide ließe vermuten, daß das Lintheis an dieser Stelle Zutritt ins Thurtal gehabt hätte. Nach den Erratikumsfunden ist dies jedoch ausgeschlossen: Währenddem wir auf der westlichen Seite des Überganges bis wenige Meter unterhalb der Kulminationsstelle Verrucanoblöcke finden, zeigt der Aufschluß der Moräne auf der östlichen Seite, beim Zusammenfluß der beiden Quellbäche des Ladbaches ausschließlich typisches Thurgletschergeschiebe: Kreideblöcke, Nagelfluh und Sandstein.

Das Eis im Tale des Hacktobelbaches verwehrte dem Nachbargletscher im Westen den Zutritt ins Toggenburg.

Auch über den Rickenpaß selbst drang von Westen her kein Eis ins Thurtal. In der nächsten Umgebung des Dorfes Ricken zeigt die Grundmoräne in großer Zahl die typischen Rhein- und Linthgeschiebe. Ostwärts, gegen das Toggenburg, läßt sich eine merkliche Abnahme der Bündner und Glarner Gesteine im Gletscherschutte konstatieren. Die letzten dieser Komponenten in der teilweise äußerst mächtigen Grundmoräne fand ich im Hummelwald in der Nähe von P. 766. Weiter östlich fehlen sie vollständig. Im Hummelwald macht sich schon der Thurgletscher bemerkbar; Kreide- und Molassegesteine, sowie das Fehlen der für die umgebenden Gletscher charakteristischen Geschiebe in der Moräne beweisen seinen Bereich.

Nach diesen Befunden ist es völlig ausgeschlossen, wie schon Gutzwiller<sup>1)</sup> konstatierte, daß der westliche Nebengletscher ins Thurtal hineinreichte.

Soweit die Verhältnisse zur Zeit der größten Ausdehnung der Gletscher in der Würm-Eiszeit. Während der Riß-Ver-gletscherung, so müssen wir annehmen nach den Befunden auf dem Regelstein, bedeckte eine kontinuierliche Eisdecke Zürichsee- und Thurtal.

<sup>1)</sup> A. Gutzwiller. „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit.“ Pag. 123.

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 Rückzugsphase<sup>1)</sup>. 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

<sup>1)</sup> 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 Böhm<sup>1)</sup> 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-

<sup>1)</sup> 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 Kritzle.

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 Schottermoräne<sup>1)</sup>. 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. Meiner<sup>2)</sup> 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. Mendenhall<sup>3)</sup> 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

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 14.

<sup>2)</sup> C. Meiner. „Briefe über die Schweiz.“ III. Teil. Pag. 293.

<sup>3)</sup> 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). Vereinzelte Blöcke 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 Gutzwiller<sup>1)</sup> 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 Grundmoränen-aufschluß. Bei Anlaß von Drainagearbeiten wurden dort auf einer Höhe von 1140 m aus dem Gletscherschutt eine Menge von gekritzten und polierten Geschieben bloßgelegt.

<sup>1)</sup> 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 Penck<sup>1)</sup> auch auf Grund rein morpho-

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 412.

logischer Befunde. Auf seiner Übersichtskarte <sup>1)</sup> 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 <sup>2)</sup> 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 <sup>3)</sup>. Von diesem Argument geleitet, müssen wir das Moränenvorkommen nördlich von Lampertswil als vom Thurgletscher herkommend betrachten.

<sup>1)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Karte des Rheingletschers.

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

<sup>3)</sup> 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 Nagelfluhböcke.

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 <sup>1)</sup>. 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

<sup>1)</sup> 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. Heim<sup>1)</sup> 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 gefunden<sup>2)</sup>. 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 hinüberreichte<sup>1)</sup>. 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 Mühleweidli<sup>2)</sup>, 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 Heim<sup>3)</sup>. 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 Kohlenvorkommnis han-

<sup>1)</sup> Vergl. „Der Rheingletscher bei Wildhaus.“ II. Teil dieser Arbeit.

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

<sup>3)</sup> Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 292.

delt, das sich nicht mehr „in situ“ befindet. Diese Vermutung wird noch gestützt durch die Resultate von Bohrungen<sup>1)</sup>. 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.

---

<sup>1)</sup> 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 Flis<sup>1)</sup>. 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.

<sup>1)</sup> 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 betrachten<sup>1)</sup>. Nach L. Agassiz<sup>2)</sup> 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 Gletschers<sup>3)</sup>. 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;

<sup>1)</sup> A. Penck. „Die Gletscher Norwegens.“ Pag. 38.

<sup>2)</sup> L. Agassiz. „Untersuchungen über die Gletscher.“ Pag. 113.

<sup>3)</sup> 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 Kurowski<sup>1)</sup> 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 Abschmelzungsregion<sup>2)</sup>. Die nach der ersteren Methode ermittelte Schneegrenze ergab eine Höhe von 1200 bis 1250 m. Heute liegt die Schneegrenze im Säntisgebirge nach Jegerlehner<sup>3)</sup> 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 haben<sup>4)</sup>.

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

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 544.

<sup>3)</sup> Jegerlehner. „Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz.“

<sup>4)</sup> 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 Bündnergeschiebe 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 wurde<sup>1)</sup>. 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

<sup>1)</sup> 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

zwischen dem Thurgletscher und den Gletschern in den Nebentälern. Wie der Thurgletscher gegenüber seinem Nachbar, waren auch sie gegenüber dem Thurgletscher lange Zeit nicht selbständig. Die Nebengletscher individualisierten sich frühestens, nachdem die Schneegrenze soweit gestiegen war, daß die Flächen der Firngebiete in den Nebentälern nicht mehr ausreichten, um einen Eisstrom bis zur Mündung ins Haupttal zu speisen. Dies geschah nicht in allen Nebentälern zu gleicher Zeit. Je nach der Höhenentwicklung und horizontalen Ausdehnung der verschiedenen Einzugsgebiete geschah es vor oder nachdem der Gletscher im Haupttale die Mündung des Nebentales nach rückwärts passiert hatte. — Nicht in allen Nebentälern lassen sich die im Haupttale konstatierten Rückzugsphasen feststellen; meistens erlosch der Gletscher im Seitental vor Ablauf der vollständigen Übergangszeit.

#### a) Der Gletscher im Steintal.

(Siegfried-Atlas Blatt Nr. 236, 250 bis.)

Bei Ebnat öffnet sich aus südlicher Richtung das Steintal. Es mündet in einer Stufe ins Haupttal. Ein prachtvolles Trogtal, senkrecht eingeschnitten in die Schichten der ersten und zweiten Nagelfluhzone.

Währenddem der vordere, nördliche Teil dieses Nebentales frei ist von Moränen, konstatieren wir in den südlichen Teilen, von den Häusern von Steintal an aufwärts, teilweise mächtige Gletscherschuttablagerungen. Gerade bei Steintal finden wir, vom Bache angeschnitten, eine Moräne. Starke Moränenanhäufungen lassen sich dann wieder nördlich und südlich von P. 900 feststellen. Besonders deutlich ist der Wall am rechten Ufer des Rotlauibaches gegenüber Hinter-Allmeind. Er verläuft parallel zu diesem Bache, also quer zur Achse des Steintales. Auch etwas oberhalb First, bei 1100 m, durchschneidet die Straße Moränenschutt. In den kesselförmigen Erweiterungen, die, von einander durch Stufen getrennt, den Hintergrund des Tales bilden, findet sich ringsum Gehängeschutt.

Wie zu erwarten, setzt sich der Gletscherschutt im Steintal vorwiegend aus Nagelfluhmaterial zusammen; wir finden Blöcke im Nagelfluhverbande, vorherrschend sind aber lose Nagelfluhgerölle. Die noch vorhandenen Eindrücke und die oft noch anhaftende Bindesubstanz dokumentieren sie als Nagelfluhkomponenten. Daneben finden sich auch Sandstein- und Kreidekalkblöcke.

Mit Ausnahme des erwähnten Walles am Rotlauibache ist der Wallecharakter der übrigen Vorkommnisse nicht allzu deutlich. Immerhin konstatieren wir durchgehends eine geringere Ausdehnung der Ablagerungen in der Nord-Süd-Richtung, also senkrecht zur Talachse, als in West-Ost-Richtung. Sie wären demnach als Endmoränen einer Gletscherzunge im Steintal zu deuten.

Zur Zeit der Ablagerung der Endmoränen von Bazenheid stand die Gletscheroberfläche des Thurgletschers bei Ebnat auf einer Höhe von zirka 900 m (Geren 910 m). Die Mündung des Steintales erreicht diese Höhe nicht, das Thureis konnte daher in dieses eindringen. Daß es auch geschah, beweisen die Kalkblöcke unter den Geschieben in den Moränen. Die Moränen bei der Mündung des Rotlauibaches liegen auf einer Höhe von 900—940 m. Sie liegen somit an der obersten Grenze des Thurgletschers und lassen sich dahin deuten, daß sie abgesetzt wurden zur Zeit des beginnenden Rückzuges aus dem Stadium von Bazenheid nach dem Bühlstadium. Von diesem Momente an gab es einen selbständigen Steintalgletscher. In der Tat setzt der frei werdende Steintalgletscher eine Firngrenze von der Höhe von 1200—1250 m voraus.

In dem Schutte, den wir in den Kesseln im Hintergrunde des Tales finden, dürfen wohl die Bühlmoränen des Steintalgletschers gesucht werden. — Weitere Stadien der Übergangszeiten machte dieser Nebengletscher nicht durch.

## b) Der Gletscher im Tal der Lutern.

(Siegfried-Atlas Blatt Nr. 236, 237.)

In der Sandsteinzone zwischen der ersten und zweiten Nagelfluhzone ist das Isoklinaltal der Lutern eingesenkt. Das Quellgebiet reicht zum Teil schon in die Kreideschichten des NW-Abfalles des Säntisgebirges. Ein regelmäßiges halbkreisförmiges Sammelgebiet vereinigt die Quellbäche bei der Bernhalde; sie durchbrechen dann in einer gemeinsamen Rinne, der Lutern, die hier nahe zusammentretenden Nagelfluhschichten. Gegen Westen treten die Talwände beträchtlich auseinander. Die Talsohle senkt sich zuerst nur langsam gegen das Thurtal hin. Unmittelbar westlich von Ennetbühl, also ganz am Talausgang, vermittelt eine steile Stufe die Verbindung mit dem Haupttale.

In der Nähe der Stufenkante finden wir mächtige Moränenablagerungen. Bei P. 836 an der Straße von Neu-St. Johann nach Ennetbühl ist eine Moräne aufgeschlossen. Der mächtige, quer zum Luterntal ziehende Hügel, der Nüßlisbühl (P. 905), ist als Wallmoräne zu betrachten. Nördlich von diesem Walle, gegen das Luterntal zu, senkt sich die Talsohle, das Nebental erweitert sich zu einem Becken.

Der Sammeltrichter, der bei der Bernhalde beginnt, ist ausgezeichnet durch seinen mit Blöcken übersäten Boden. Unzweifelhaft haben wir es hier zum großen Teil mit Bergsturzmaterial zu tun. Daß aber der Gletscher auch in dieser Gegend seinen Schutt hinterlassen hat, beweisen die Moränen auf der Säntisalp, nördlich von Bächli (P. 1302), und auf der Widderalp, bei Dreckloch; auch im untersten Teile, bei Gatter und Boden, lassen sich gut ausgeprägte, quer verlaufende Moränenwälle konstatieren.

Entsprechend der geologischen Beschaffenheit des Einzugsgebietes ist das Moränenmaterial nicht einheitlich. Es besteht aus Kreide wie aus Tertiärgesteinen. Vorherrschend ist die Nagelfluh.

Der Thureisstrom des Bazenheider Stadiums überdeckte die 850 m hoch gelegene Mündung des Luterntales noch vollständig. Die Wallmoränen an seinem Eingang können somit nicht dieser Zeit angehören. Immerhin brauchte es nur eine geringe Schwankung — wir schätzen die Thureisoberfläche bei Neßlau in dieser Zeit bei 950 m — um die Höhe der höchstgelegenen Moränen bei Nüßlisbühl (zirka 900 m) zu erreichen. Es ist auch hier wiederum der beginnende Rückzug des Hauptgletschers aus dem Bazenheiderstadium, der den Nebengletscher frei werden ließ. Durch die sinkende Oberfläche des Hauptgletschers wird der Nebengletscher frei; dieser bildete das Zungenbecken von Ennetbühl. Die Moränen auf der Stufenkante oberhalb Neßlau sind zu betrachten zum Teil als Seitenmoränen des zurückziehenden Thurgletschers, zum Teil als Stirnmoränen des selbständigen Luterngletschers.

Die im Sammelgebiet des Tales gelegenen Moränenwälle gehören der Bühlzeit an. In diesem Stadium begann auch schon eine weitere Differenzierung des Eises: die eine Gletscherzunge zog sich nach Osten gegen die Säntis- und Wideralp, die andere südwestwärts gegen den Riesepaß. Die Ablagerungen der ersteren haben wir bereits kennen gelernt, diejenigen der letztern werden uns noch bei der Vergletscherung des Riesepaßes beschäftigen.

### **c) Der Gletscher im Tale der weißen Thur.**

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 250<sup>bis</sup>, 251.)

Parallel dem allgemeinen Streichen auf der Grenze von Tertiär und Kreide liegt das Tal der weißen Thur. Die Quellen der weißen Thur liegen im Nagelfluhmassiv des Speers; durch den Schwemmi- und Sulzbach werden auch die äußersten Kreideketten ins Sammelgebiet einbezogen. In einer gemeinsamen breiten Talrinne strömen die Quellbäche in nordöstlicher Richtung dem Haupttale zu. Wie bei allen

bis jetzt besprochenen Nebentälern, so ist auch bei diesem Tale eine Stufenmündung vorhanden.

Das Talgebiet der weißen Thur ist auffallend arm an Moränen. Vollständig fehlen sie aber doch nicht. So finden wir, ähnlich wie bei der Stufe des Luterntales, auch auf der Kante der Stufe des Tales der weißen Thur Gletscherschutt-ablagerungen. Bei Hinter-Bühl auf einer Höhe von 950 m findet sich die betreffende Stelle.

Östlich des Schuttkegels des Sulzbaches läßt sich wiederum Moräne konstatieren. Vereinzelt erratische Blöcke auf dem Talboden sind häufig zu finden bis zur Goldachalp. Von dort an aufwärts treten uns die nackten Nagelfluschichten entgegen. Erst im Bereiche der Paßhöhe, bei Vorder-Mattalp und Matthöhe beobachten wir wieder Moränen.

Die Dürftigkeit der glazialen Ablagerungen in diesem Gebiete ist, glaube ich, eine Folge nachträglicher Einwirkung. Die tiefen, schluchtartigen Täler des Sulz- und Schwemmbaches lassen eine intensiv postglaziale Erosion erkennen. Ihr sind wahrscheinlich auch zum großen Teile die Moränen zum Opfer gefallen.

Die Moränen im vordern Teil des Tales, bei Hinter-Bühl und an der Mündung des Sulzbaches, sind zum Teil Seitenmoränen des Hauptgletschers, zum Teil Stirnmoränen des Nebengletschers. Die weitem spärlichen Überreste im obern Teil werden dem Bühl- und dem Gschnitzstadium zuzurechnen sein.

#### **d) Die Vergletscherung des Riesepaßes.**

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

Gegenüber der Einmündung des Tales der weißen Thur ins Haupttal zieht sich, als Fortsetzung jenes Nebentales, eine Kehle nach NE. Sie liegt zwischen der nördlichsten Kreidette des Säntis einerseits und der ersten Nagelfluzone andererseits. Es ist die Kehle, die zwischen Stockberg und Schindelberg im 1464 m hohen Riesepaß mit dem Tale des Katzbaches kulminiert.

Im oberen Teile, gegen die Paßhöhe zu, heben sich, sowohl auf der Seite gegen das Thurtal zu, wie auf derjenigen gegen das Einzugsgebiet der Lutern, einige deutliche Wallmoränen von der Umgebung ab. Bei Geißhüttli und Knie finden wir annähernd parallel zu einander gut erkenntliche Moränenwälle. Sie reichen von 1300—1460 m und sind zum Teil als Seitenmoränen, zum Teil als Endmoränen einer sich gegen die Höhe des Riesepaßes zurückziehenden Gletscherzunge zu betrachten. Die entsprechenden Moränen finden wir auf der nördlichen Seite des Paßes bei Bühl und Dohlen.

Die Höhenlage dieser Moränen im Vergleich zur mittleren Höhe der Umrahmung läßt sie in die Bühlzeit stellen. In diesem Stadium überdeckte eine Eiskappe die oberen Partien des Riesepaßes. Die nächstfolgenden Übergangszeiten weisen in dieser Gegend keine Gletscher mehr auf.

#### **e) Die Gletscher an den Hängen der Churfirten.**

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 251, 253, 254, 256.)

Der südliche Abhang des obersten Thurtales, von Starkenbach an aufwärts, wird gebildet durch die Churfirten. Parallel zur Thur, in einem Abstände von 4—5 km, lassen sich die höchsten Gipfel der Churfirtenkette verfolgen. Sie bewegen sich mit großer Konstanz auf einer Höhe von 2000—2300 m. Das weithin sichtbare Wahrzeichen dieser Gebirgsgruppe ist die regelmäßige Kerbung des Grates. In scharfen Umrissen heben sich sieben stumpfe und spitze Zähne von der Kammpartie ab. Die einzelnen Zähne sind durch oft über 200 m tiefe Sättel getrennt. Der Nordabhang, gegen das Toggenburg hin, ist im Gegensatz zum Abhang gegen die Walenseefurche bedeutend flacher. Er wird gebildet durch die Schichtflächen.

Im Westen bildet die tiefe Erosionsrinne des Leistbaches die natürliche Grenze des Churfirtengebietes; gegen Osten geht es ins Alviergebirge über. Mit dem Übergang nach dieser Seite erfolgt zugleich eine Drehung der Abdachungs-

richtung. Der nordwärts gerichtete Abhang der Churfirnen geht über in den nordöstlichen der Alviergruppe.

Währenddem die meisten der obersten Einkerbungen sich nur schwach als Rinnen gegen das Toggenburg hin verfolgen lassen, läßt sich bei der östlichsten Scharte, zwischen Käserrugg und Gamserrugg, ein breiter, über den ganzen Nordabhang ziehender Einschnitt beobachten. Er endigt in der Nische des Schwendisees.

In der untern Partie des Churfirnenabhanges finden wir drei schwach ausgeprägte Nischen: beim Tärenbach, den Hummersboden und bei Entenberg. Sie öffnen sich alle auf eine nach Osten schwach ansteigende Höhenlinie. Der Boden der westlichsten Nische liegt auf einer Höhe von 950 m, derjenige der östlichst gelegenen öffnet sich auf 1100 m.

Zur Zeit des maximalen Standes der Gletscher in der Würm-Eiszeit reichte die Oberfläche des Hauptgletschers im obersten Thurtale bis zu einer Höhe von 1200 m (Halden ob Unterwasser). Die Abhänge des Churfirnen- und Säntisgebirges gehörten zum Nährgebiet des Thurgletschers. Von den Übergangszeiten hat das Bühlstadium seine Moränen bei Starkenbach und Wildhaus abgelegt. Sie stammen von einer Eiszunge, die gegenüber dem Würmgletscher eine bedeutend geringere Mächtigkeit aufwies. Es sind Anzeichen vorhanden, daß während dieser Zeit kleine Churfirnengletscher begannen sich zu differenzieren. Die Bühlmoränen bei Starkenbach setzen sich in ihren obersten Partien am Südabhang aus Churfirnenmaterial zusammen<sup>1)</sup>. Die Wallmoränen sind dort in der Richtung des Abhangs orientiert<sup>2)</sup>. Gegen die Talsohle des Thurtales hin biegen sie nach Westen um: sie gehen über in die Moränen des Hauptgletschers.

Die Nischen, die wir am Nordabhang der Churfirnen festgestellt haben, sind alle umsäumt von Moränenwällen. Be-

<sup>1)</sup> Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 513—514.

<sup>2)</sup> Vergleiche den Abschnitt „Beobachtungen im obersten Teile des Thurtales“ dieser Arbeit.

sonders der Kessel des Schwendisees zeigt seitlich und vorn als Abschluß des Sees schöne Wallmoränen. Sie rühren her von Gletscherzungen, die, von den Hängen der Churfürsten herabkommend, während des Bühlstadiums anfangen selbständig zu werden.

Äußerst dürftig sind die Überreste der nachfolgenden Rückzugsstadien im mittleren und oberen Teile des nördlichen Churfürstenabhanges. Vereinzelt oder zu Gruppen vereinte erratische Blöcke deuten auf den Gletscher hin. Eine deutliche Wallmoräne finden wir auf einer Höhe von 1800 m in der Lücke zwischen Brisi und Zustoll. Sie ist einem Gletscher des Daunstadiums zuzurechnen.

Bekanntlich werden die Lücken im Grate der Churfürstenkette als Kare gedeutet<sup>1)</sup>. Sie entbehren der Rückwand, diese ist durchgebrochen. Die Kare selbst gelten als Wurzelpunkte der Gletscher. Durch das Fehlen der Rückwand verliert das Kar diesen seinen Charakter. Die Dürftigkeit der Nordabdachung der Churfürsten an Moränen der letzten Übergangszeiten berechtigt uns zum Schlusse, daß in diesen Zeiten die Wurzelpunkte der Vergletscherung fehlten, d. h. in den Übergangszeiten funktionierten die Lücken nicht mehr als Kare, ihre Rückwand war bereits durchgebrochen.

#### **f) Die Gletscher in den südlichen Nebentälern des Sämtisgebirges.**

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

Der für uns in Betracht kommende südliche Teil des Sämtisgebirges weist zwei bedeutende Nebentäler auf. Das eine das Tal des Gräppelensees, das andere das Tal der Teselalp. Eine große Zahl von Nischen, Runsen und Kehlen münden in diese Nebentäler oder direkt ins Haupttal der Sämtisthur. Vor allem sind zu nennen: die breite Trockenkehle von der Tierwies über Gruben ins Haupttal, die Kehlen

<sup>1)</sup> Fritz Nußbaum. „Die Täler der Schweizeralpen.“ Pag. 41.

der Kraialp und des Schafbodens. Die letzteren öffnen sich ins Tal der Teselalp. Die Nischen finden sich mehr in der Gratregion.

In diesen höchstgelegenen Tälern unseres Gebietes werden alle Stadien der Vergletscherung ihre Spuren hinterlassen haben. Die Überreste aus der Zeit der maximalen Ausdehnung der Gletscher finden sich in Form vereinzelter erratischer Blöcke, da das gesamte Gebiet zum Sammel- und Nährgebiet gehörte. Die Gletscher der Übergangszeiten lagerten in diesen Gegenden Wallmoränen ab.

Beim Westausgange des Tales des Gräppelensees legt sich ein Moränenwall quer zur Talachse. Er schließt dieses Tal nach Westen ab. Nach Arnold Heim<sup>1)</sup> wurde er zur selben Zeit abgelagert, wie die Moränen bei Starkenbach. Er gehört somit dem Bühlstadium an.

Auch im Tale der Teselalp läßt sich eine Ablagerung aus der Rückzugszeit feststellen. Oberhalb der Frosalp, unmittelbar bei der Einmündung der Trockenkehle des Schafbodens, finden wir auf einer Höhe von 1380 m Moränenschutt. Die Ablagerung ist auf den Südfuß des Hanges beschränkt. Auf der gegenüberliegenden Seite ist der Gletscherschutt wohl unter dem Gehängeschutt zu suchen.

Durch die starke Höhenentwicklung und die reiche Gliederung der umgebenden Ketten war die Möglichkeit gegeben, im Gschnitzstadium eine Gletscherzunge durch dieses Nebental bis zur Höhe von 1400 m zu senden.

Die Überreste der Daunzeit sind in den Nischen der höchsten Gratpartien zu suchen<sup>2)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Albert Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 517.

<sup>2)</sup> Vergleiche den Abschnitt „Das System des Rückzuges im Haupttale“ dieser Arbeit.

## V. TEIL.

## Alte Täler und Schotter.

Jede Erscheinung in der Natur gibt sich unserem Verständnis durch ihre Wirkungen kund. Die eiszeitliche Vergletscherung ist eine Erscheinung, die, obschon einer längst vergangenen Epoche der Erdgeschichte angehörend, heute noch ihre Wirkungen konstatieren läßt. Die Spuren der eiszeitlichen Gletscher sind zweierlei Art: es gibt

direkte Wirkungen,  
indirekte Wirkungen.

Die direkten Wirkungen rühren vom Gletscher selbst her. Dazu gehören die Moränenablagerungen. Das Studium dieser Gebilde hat uns in den vorigen Kapiteln beschäftigt. Ferner wird dem Gletscher eine gewisse formbildende Kraft zugesprochen. Mit diesen Erscheinungen wird sich der nächste Abschnitt beschäftigen.

Die indirekten Wirkungen rühren nicht vom Gletschereis selbst her, sondern von den den Gletschern entströmenden Schmelzwässern. Vor allem sind hierher die Schotterablagerungen zu zählen.

Die Vereisung stellte ganz gewaltige Aufgaben an das hydrographische Netz. Die präglazialen Täler genügten meistens nicht, um die großen Schmelzwassermengen abzuleiten; sie wurden von den Gletscherbächen erweitert. Oft bildeten sich in den Abschmelzgebieten der Gletscher, um sich den Anforderungen der Ableitung anzupassen, neue Wasserstraßen. Zog sich das Eis zurück, so waren keine natürlichen Quellen vorhanden, diese neu entstandenen Täler mit Gewässern auszustatten. Diese alten Schmelzwassertäler repräsentieren sich heute als Trockentäler.

Wir sehen, auch indirekt hatte der Gletscher eine bedeutende formbildende Wirkung indem im Bereiche seiner

Schmelzwässer Veränderungen in den Talläufen bewirkt wurden. Der folgende Abschnitt wird uns mit den indirekten Gletscherwirkungen im Thurgebiete bekannt machen.

### a) Die Umgebung von Wil.

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 71, 72.)

Zur Anlage von Verkehrswegen, Eisenbahnen und Straßen werden mit Vorliebe natürliche Bodeneinschnitte benutzt. Verkehrsgeographisch besonders wichtig sind die Kreuzungspunkte verschiedener solcher Einschnitte. Schon frühe wurden solche Punkte zur Siedelung benutzt. In neuerer Zeit haben sie sich oft zu eigentlichen Verkehrsknotenpunkten entwickelt. Eine solche Bedeutung besitzt unzweifelhaft das Städtchen Wil. Es liegt an der Kreuzungsstelle dreier großer Täler. Von S her öffnet sich das Toggenburg, nach E fließt die Thur in einem breiten Tale gegen Bischofszell hin und gegen NW verbindet ein breiter Einschnitt Wil mit dem Unterlaufe der Murg. Neben diesen drei großen Haupttälern, die in Wil zusammenstoßen, mündet etwas südlicher, bei Rickenbach, ein engeres, scharf ausgeprägtes Serpentinental aus westlicher Richtung. Es ist das Trockental Littenheid-Dusnang-Bichelsee-Turbental.

Bei einer Übersicht über das Flußnetz der Ostschweiz fällt uns die scharfe Rechtsschwenkung der Thur bei Wil auf. Statt die durch die Molasseabdachung gegebene Rinne nach NW zu benutzen, biegt sie bei Wil plötzlich nach E um. Gutzwiller<sup>1)</sup> glaubte annehmen zu dürfen, daß die Thur ursprünglich nach NW ins Tal der Murg abfloß. In der Tat weisen die Vorkommnisse des älteren Deckenschotter darauf hin, daß zu Ende der ersten Eiszeit eine deutliche nordwestlich gerichtete Abdachung der Molasse vorhanden war<sup>2)</sup>, daß somit auch ursprünglich die Entwässerung nach dieser Richtung vonstatten ging. Der ostwärts gerichtete

<sup>1)</sup> A. Gutzwiller. „Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit.“ Pag. 130.

<sup>2)</sup> Penck u. Brückner. „Die Alpen im Eiszeitalter.“ Pag. 407.

Thurlauf wäre somit erst während oder nach der Eiszeit entstanden. Die Ursache der Ablenkung liegt in der Vergletscherung. Die Urthurrinne nach NW wird heute versperrt durch zwei Moränenwälle: den Wiler- und den Bronschhofnerwall. Sie bildeten für die Thur ein Hindernis, das sie zwang, sich einen neuen Lauf zu bilden. Sie wählte die Rinne, die zur Zeit der Bildung des innern Jungmoränenkranzes von einem Lappen der zweiten Rheingletscherzunge vorgebildet wurde.

Zur Zeit der Ablagerung des innern Jungmoränenkranzes endigten in der Umgebung von Wil drei große Gletscherzungen. Von S kam durch das Toggenburg der Thurgletscher; er endigte bei Bazenheid. Von E schob sich die zweite Rheingletscherzunge bis gegen Wil vor. Nördlich und nordwestlich von Wil war der Bereich des von Falkner<sup>1)</sup> als dritte Zunge bezeichneten Gletscherarmes. Diese drei Gletscherzungen erzeugten eine gewaltige Schmelzwassermenge. Für ihren Abfluß blieb nur der Weg nach Westen offen. Nach dieser Richtung ist denn auch das heutige Trockental über Littenheid nach Turbental orientiert. Es schließt an an den Moränenbogen bei Wilen; seitlich steht es auch in Verbindung mit den Toggenburgerwällen und dem Walle von Bronschhofen, mit den ersteren durch das Tälchen Engi-Lampertswil, mit dem letzteren durch die Einsattelung Bußwil-Hub. Nach dem Rückzuge der Gletscher, d. h. mit dem Ausbleiben der Schmelzwässer, stand das Tal leer; das heutige kleine Bächlein steht in keinem Verhältnis zu der breiten Talrinne.

Als Zeugen der gewaltigen Schmelzwassermengen, die in der Wiler Umgebung den Gletscherzungen entströmten, können wir die Schotter daselbst betrachten. Von Wil nach S und W dehnt sich eine horizontale Schotterebene aus. Sie geht über bei Hub, Wilen und Engi in das alte Serpentinental von Littenheid. Gegen N bildet der Bronschhofnerwall eine scharfe Begrenzung, südlich und östlich gehen die fluvio-glazialen Schotter über in die Terrassen der Thur.

<sup>2)</sup> C. Falkner. „Die südlichen Rheingletscherzungen.“ Pag. 6.

**b) Das Thurgebiet zwischen Kirchberg und Lichtensteig.**

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 72, 75, 215, 217, 231.)

Gegenüber von Ober-Bazenheid, auf der rechten Seite des Thurtales, mündet, fast genau aus östlicher Richtung kommend, ein wohl ausgebildetes Erosionstal. Die steilen Molassehänge begrenzen eine ebene, 300—400 m breite Talsohle. In mehreren Windungen läßt es sich verfolgen bis nach Flawil; dort öffnet es sich in die große Furche, die sich von St. Gallen in westlicher Richtung bis in die Gegend von Wil hinzieht. Das Fehlen eines Einzugsgebietes sowie das Mißverhältnis zwischen dem Talprofil und dem heutigen Bache deuten darauf hin, daß dieses Tal seine Entstehung nicht dem heutigen Gewässer verdankt. Seine Anlage und das Tal selbst zeigen große Ähnlichkeit mit dem früher erwähnten Trockental Littenheid-Turbental. Genau wie jenes Tal, so knüpft sich auch dieses in seinem oberen Teile an eine Gletscherzunge aus der Zeit des innern Jungmoränenkranzes an. Am östlichen Talausgang bei Flawil legte sich der Rand der zweiten Rheingletscherzunge vor die Öffnung. Wir finden dort bei Unter- und Ober-Botsberg einerseits und bei Langenacker andererseits die Rudimente von Wallmoränen. Es sind die Überreste des hier endenden Rheingletschers. Dieser sandte von seinem Rande bei Flawil einen Schmelzwasserstrom durch dieses Trockental. Die Ähnlichkeit mit dem Tale bei Littenheid ist somit nicht nur eine äußerliche; beide verdanken ihre Entstehung denselben Ursachen.

Ähnlich wie die Nagelfluhgruppe des Napfes, so ist auch die Schnebelhorn-Hörnli-Gruppe ein hydrographisches Zentrum. Radialstrahlig gehen von einem Punkte aus nach allen Richtungen die wasserführenden Täler. Die nach Osten abfließenden Bäche werden von der Thur gesammelt und nach Norden abgeleitet; im Westen übernimmt die Töb die nach dieser Richtung abfließenden Gewässer und leitet sie nach Nordwesten ab. Thur- und Töbtal grenzen als tiefe Einschnitte

in der vierten Nagelfluhzone die Schnebelhorn-Hörnli-Gruppe östlich und westlich scharf ab.

Wir haben früher konstatiert, daß das Eis des Thurgletschers während seines maximalen Standes in der Würm-Eiszeit diese Gruppe nicht überflutete. In der nachfolgenden Übergangszeit, während des Bazenheiderstadiums, berührte der Gletscher im Thurtale gerade noch den Fuß dieser Erhebung. Sie selbst war eisfrei; ihre Eigenschaft als hydrographisches Zentrum konnte ungehindert zur Geltung kommen. Da die heutige Sammelrinne, das Thurtal, noch mit Eis erfüllt war, so konnten die zu jener Zeit in dieser Nagelfluhzone entspringenden Flüsse nicht durch dasselbe abgeleitet werden; und doch mußten die im südlichen Teile entspringenden Bäche, um ins eisfreie Gebiet zu kommen, nach Norden geleitet werden. Diesem Zwecke entsprechen eine ganze Anzahl Quertalläufe, die heute keine hydrographische Aufgabe mehr zu erfüllen haben.

Parallel der Thur verbindet ein Quertal den Oberlauf des Rotenbaches<sup>1)</sup> mit dem Krinauerbach. Von Krinau führt die Fortsetzung in derselben Richtung ins Tal des Dietfurterbaches. Ebenso verbindet eine Quertalrinne die weiter nördlich gelegenen Nebenflüsse der Thur; sie erstreckt sich von Dietenwil, gelegen im Tale eines Nebenbaches des Dietfurterbaches, über Mosnang nach Unter-Winkeln im Tale des Gonzenbaches. Diese Quertalzüge sind frei von Moräne; es ist daher nicht anzunehmen, daß sie in ihrer heutigen Form vereist waren. Sie wurden ausgebildet zur Ableitung der Quellbäche aus der Nagelfluh-Gruppe zur Zeit, als der Thurgletscher die Hauptrinne erfüllte. Gewiß wurden diese Rinnen, die parallel zur Eiszunge des Thurgletschers verliefen, auch zur Ableitung seitlicher Schmelzwasser benutzt. Daß zu jener Zeit die heutigen Nebentäler schon in ihrer

<sup>1)</sup> Auf der Karte ohne Namen eingetragen; es ist der Bach, der im Altschwilertobel entspringt und bei Lichtensteig in die Thur mündet.

ganzen Länge bis ins Thurtal ausgebildet waren, beweisen die Schottervorkommnisse in denselben; durch den Zusammenhang dieser Schotter mit den alten Quertälern wird die gleichzeitige Entstehung bewiesen.

Im Tale des Gonzenbaches sind bei Lütchwil und bei Winkeln Schotter aufgeschlossen. Sie zeigen Deltastruktur. Das Delta bei Winkeln befindet sich beim Eingang des alten Quertales von Mosnang. Seine Struktur beweist, daß die Zuströmung von Süden, also aus dem Quertale erfolgte. Die Deltas an und für sich setzen in diesem Tale ein stehendes Gewässer voraus. Heute ist das Tal gegen die Thur hin offen; nur ein Gletscher im Haupttale konnte es abdämmen. Dies war der Fall während des Bazenheiderstadiums des Thurgletschers; vorher war dieses Nebental selbst mit Eis überdeckt und nachher war der untere Teil des Toggenburges frei vom Eis.

Die Gletscherzunge im untern Teil des Thurtales hatte eine große indirekte Wirkung: sie zwang die Quellbäche des mittleren Teiles der vierten Nagelfluhzone, sich einen eigenen Weg zu bahnen, diese flossen nordwärts und sammelten sich, vereint mit den seitlich abfließenden Schmelzwasser des Thurgletschers, in einem vom Thurgletscher gestauten See im Tale des Gonzenbaches.

### **e) Das Thurgebiet von Lichtensteig an aufwärts.**

(Siegfried-Atlas Bl. Nr. 217, 231, 234, 236, 237, 251.)

Oberhalb Lichtensteig dehnt sich eine breite Talebene aus. Sie reicht bis Kappel. In mehreren Serpentinaen wird sie von der Thur durchflossen. Das geringe Gefälle erlaubt dieser, von ihrem Geschiebe abzuladen. So finden sich längs ihrem Laufe verschiedene mächtige Sand- und Kiesablagerungen, die zum Teil ausgebeutet werden. Einen bedeutenden Aufschluß finden wir am südlichen Ende der Niederung, bei Kappel. Er bietet uns einen Einblick bis zirka 4 m unter das Talniveau: mächtige, horizontal gelagerte Kiesbänke

wechsellagern mit Sandschichten. Es ist ein typisches fluviatiles Schotterprofil.

An der Ablagerung der Schotter ist nicht nur die Thur als Quellfluß beteiligt. Während des Rückzuges des Thurgletschers stand das Thurtal lange Zeit unter dem Einflusse der Schmelzwässer; ihnen fällt wohl die Hauptsache bei der Ablagerung der mächtigen Schottermassen zu. Wir hätten es demnach in der Niederung oberhalb Wattwil mit Niederterrassen-Schotter zu tun, wenn wir für die Schotter des zurückziehenden Würm-Gletschers keinen neuen Namen einführen wollen. Dasselbe ist zu sagen von den Schottern bei Krummenau, bei Neu-St. Johann und bei Stein. An jenen Ablagerungen sind die Nebenflüsse stark beteiligt, indem sie bei ihrer Mündung große Schuttkegel ins Haupttal hineinwarfen.

Eine eigenartige Schotterbildung findet sich bei Wattwil. Auf der westlichen Seite der Thur, bei Bleiken, liegt über der Thalsohle, an den Abhang angelehnt, eine mächtige Schotterablagerung. Durch Bohrungen ließ sich feststellen, daß die Schotteroberfläche nicht horizontal ist, sondern gewellt. Auch an den beiden Aufschlüssen an der Straße von Bleiken nach Schloßhalde läßt sich die wellenförmige Oberfläche des Schotters sehr gut erkennen. An beiden Orten sehen wir, wie der darüber lagernde Humus durch einen scharfen wellenförmigen Kontakt vom Schotter geschieden ist. Die Achsen der Wellen sind parallel, in der Richtung des Thurtales. Die Schichtung ist deutlich zu erkennen: sie verläuft unabhängig von der Oberfläche mit  $20^{\circ}$  bis  $30^{\circ}$  Neigung nach SW, also hangeinwärts. Der Schotter selbst ist unverkittet. Er besteht aus  $\frac{1}{3}$  Sand und  $\frac{2}{3}$  Kies.

Die wellenförmige Oberfläche und die Schichtung sprechen nicht dafür, daß es eine Ablagerung des in der Nähe mündenden Hacktobelbaches ist. Nach dem ersteren Merkmale könnte man eher an eine Umarbeitung durch den Gletscher denken. So ist mir bekannt, daß die Schotter, die dem Biferten-

gletscher unmittelbar vorgelagert sind, durch nachfolgende Gletschervorstöße in der Längsrichtung stark gefurcht sind. Die ungestörte Schichtung des Wattwiler Vorkommnisses spricht auch gegen eine solche Entstehung; ein Gletschervorstoß über eine Schottermasse hätte die Oberfläche nicht nur gefurcht, sondern ihre Schichtung undeutlich gemacht. Ich glaube daher eher, daß diese Schotter unter dem Eise abgelagert wurden zu einer Zeit des Rückzuges; die Oberfläche der Ablagerung schmiegte sich der unregelmäßigen untern Fläche des Eises an und erlangte dadurch die wellenförmige Oberfläche.

Betrachten wir von einem freien Standpunkte aus, z. B. von Gruben oberhalb Lichtensteig, das breite Talstück zwischen Lichtensteig und Kappel, so fallen uns die randlichen Terrassenstücke zu beiden Seiten des Tales auf. Am Fuße des östlichen Talhanges finden sich in den Nischen der einmündenden Bäche auf die Höhe von 650 m eingestellte Terrassen. So bei Hinter- und Vorder-Risi an der Einmündung des Baches vom Hänsenberg herunter, dann bei Wies und Ulisbach. Die Gewässer haben sich in den Terrassen-vorbau eingesägt. Wie man sich an diesen Einschnitten überzeugen kann, besteht der Sockel der Terrassen aus anstehendem Fels, Nagelfluh oder Sandstein.

Auf der westlichen Talseite fällt uns der regelmäßige Vorsprung mit dem Kloster St. Maria gegenüber von Wattwil auf. Auch diese Terrassenfläche besitzt die Höhe von 650 m. Wie mir von zuständiger Seite versichert wurde, besteht der Vorsprung aus anstehender Nagelfluh; bei Grabarbeiten kommt dieselbe immer zum Vorschein.

Die einheitliche Höhe, die Form und ihre Beschaffenheit aus anstehendem Fels berechtigt uns zum Schlusse, dass diese Vorsprünge Rudimente eines alten Talbodens sind. Gegenüber dem heutigen Talniveau lag dieser alte Talboden 30 m höher. Auffallend ist, das sich seine Überreste hauptsächlich in den nischenartigen Mündungsstellen der Nebenbäche erhalten haben. Ein Erklärungsversuch sei folgender:

Wir haben in einem früheren Abschnitt konstatiert, daß die vorherrschende Streichungsrichtung im tertiären Vorlande diejenige von SW nach NE ist. Das Thurtal verläuft als Quertal senkrecht zu dieser Richtung. Die Täler der Nebenflüsse sind in diesem Teile des Thurtales Längstäler; ihre Flüsse fließen in der Streichrichtung. Zur Anlage der Nebentäler wurden vorzugsweise solche Stellen benutzt, die der Erosion wenig Widerstand entgegenstellten, d. h. weichere Schichten, so daß die, die einzelnen Nebentäler trennenden Rücken als aus widerstandsfähigeren Schichten bestehend betrachtet werden müssen. In der Tat sind es meistens die härteren Nagelfluhschichten. Die Verschiedenheit gegenüber der Erosion muß sich auch im Haupttale bemerkbar gemacht haben. Diejenigen Stellen im Haupttale, bei denen die Nebenflüsse einmünden, setzten auch der seitlichen Erosion des Hauptflusses weniger Widerstand entgegen als diejenigen Hangpartien zwischen den Einmündungsstellen. Die Folge wird sein, daß das Haupttal gerade an den Mündungen der Nebenflüsse jeweils die größte Breite aufweist. Es handelt sich in diesem Teile des Tales um kleine Nebenbäche; die Einwirkung der Schuttkegel ist sehr gering. Erfolgt nun aus irgend einem Grunde eine rasche Eintiefung in diesen, auf diese Weise ausgebildeten Talboden, so werden gerade die am meisten seitlich gelegenen Talstücke, d. h. diejenigen an den Einmündungsstellen der Nebenbäche am ehesten vor der Tiefenerosion geschützt sein. Die Nebenflüsse selbst müssen, um gleichsohlig zu münden, sich rasch eintiefen, d. h. sie durchschneiden den vom frühern Talboden zurückgebliebenen Terrassensockel in einem engen Tälchen.

Es ist dasselbe Bild, das wir an den seitlichen Hängen des Thurstückes Lichtensteig-Kappel kennen gelernt haben. Welches Alter dieser alte Talboden besitzt, kann nur vermutet werden. Möglicherweise sind es die Überreste eines Tales aus der Reiß-Vergletscherung.

## VI. TEIL.

## Morphologische Erscheinungen.

## a) Allgemeine Übersicht.

„Morphologie ohne Geologie schwebt in der Luft.“<sup>1)</sup> Nicht so leicht findet man ein zweites Gebiet, in dem diese Beziehung zwischen Geologie und Morphologie, wie es der zitierte Satz ausdrückt, so klar zum Ausdruck kommt wie gerade in unserm Untersuchungsgebiet. Escher v. d. Linth<sup>2)</sup> bemerkte schon, wie die Formen im Säntis- und Churfirstengebiet „durch Struktur und Stellung des Gesteins bedingt werden.“ Früh<sup>3)</sup> wies die Beziehungen, die zwischen dem geologischen Bau und den Oberflächenformen bestehen, für das tertiäre Vorland und für das Säntisgebirge nach.

Das tertiäre Vorland unseres Gebietes gehört zur gestörten Molasse. Schon frühe unterschied man in der subalpinen Molasse der Schweiz drei Antiklinalen. Sie sind bekannt als nördliche, mittlere und südliche Antiklinale. Besonders deutlich sind die beiden ersteren, die nördliche und die mittlere; sie sind es, die die Oberflächenformen in diesem Teile unseres Gebietes beherrschen.

Es ist wohl kein Zufall, daß die Scheitel der Antiklinalen in den Sandsteinzwischenzonen verlaufen, so daß die Schenkel durch die Nagelfluhzonen gebildet werden. Der Molassekomplex wich eben beim Zusammenschub da aus, wo die Schichten am wenigsten Widerstand leisteten; die Sandsteinschichten wurden aufgewölbt, die starren Nagelfluhzonen in ihren Schichten schief gestellt. Die nördliche und mittlere

<sup>1)</sup> A. Phillipson. „Das eiserne Tor“ nach J. Cvijič. Pag. 618.

<sup>2)</sup> Escher v. d. Linth, zitiert nach J. Früh: „Geologische Begründung der Topographie des Säntis und der Molasse“.

<sup>3)</sup> J. Früh. „Geologische Begründung der Topographie des Säntis und der Molasse.“

Antiklinale durchziehen unser Gebiet in der breiten Sandsteinzwischenzone, die die zweite Nagelfluhzone von der vierten trennt. Die südliche Antiklinale verläuft zwischen der ersten und zweiten Nagelfluhzone. Morphologisch drückt sich diese Anordnung aus, indem die schief gestellten, die Schenkel der Gewölbe bildenden Nagelfluhschichten nördlich der großen Sandsteinzone nach NW einfallen, südlich davon nach SE. Die Erosion hat diese Nagelfluhschichtlage vollkommen heraus präpariert. Die isoklinalen Nebentäler zeigen asymmetrische Querprofile: im nördlichen Teile des Gebietes wird der südliche, weniger geneigte Talhang aus den Schichtflächen gebildet, der steile Nordabhang aus den Schichtköpfen; im südlichen Teile zeigt sich, entsprechend der Schichtlage, gerade das umgekehrte Verhältnis. Die Asymmetrie ist auch in den die Nebentäler trennenden Gräten ausgedrückt: nördlich der Sandsteinzwischenzone schaut die steile Wand nach Süden, südlich davon nach Norden. Sehr zutreffend vergleicht Fröh<sup>1)</sup> die Profile dieser Gräte mit einer gewaltigen Doppelsäge, deren Zähne nördlich der Antiklinalzone nach Süden sehen und südlich davon nach Norden.

Die Großformen im Molasseland sind beherrscht von der Tektonik. Dasselbe gilt für das Säntisgebirge. Der Faltenwurf, der dieses Gebirge auftürmt, läßt sechs Antiklinalen erkennen, die sich von SE nach NW ablösen. Mit Ausnahme des dritten entsprechen den Gewölben auch die Erhebungen des Gebirges. Das Säntisthurtal und seine gerade Fortsetzung, das Tal des Gräppelensees sind Antiklinaltäler; sie sind eingeschnitten in die dritte Antiklinale. Heim<sup>2)</sup> erklärt die Tatsache, daß gerade diese dritte, mächtigste Antiklinale zu einem Tale wurde, daraus, „daß, was zuerst vorragte, zuerst der Verwitterung aufgeschlossen wurde, und nachdem der Neocomkern früher als an andern bloßlag, hat auch in diesem

<sup>1)</sup> J. Fröh. „Geologische Begründung der Topographie des Säntis und der Molasse.“ Pag. 287.

<sup>2)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 270.

zerstörbaren und schwer durchlässigen Material die Talbildung früher als anderswo rasch zu arbeiten begonnen.“

Inwieweit die Anlage des Thurlaufes selbst aus der Tektonik zu erklären ist, sahen wir in einem früheren Kapitel.

### **b) Die Täler und ihre Formen.**

Der Verlauf des Haupttales ist nicht regelmäßig. In seiner Längsrichtung lösen sich abwechselnd enge und weite Talpartien ab. Im Oberlaufe beginnend, finden wir im Tale der Säntisthur die beiden kesselförmigen Erweiterungen bei Thurwies und beim Äpli; sie sind durch ein engeres Talstück verbunden. Nach dem Durchbruche vor Unterwasser erweitert sich das Tal wiederum bis Starkenbach. Die Schlucht zwischen Starkenbach und Stein leitet die Thur ins Molasseland. Während ihres Laufes durch das gestörte Molasseland ist wiederum die regelmäßige Abwechslung von Talengen und Talweiten charakteristisch. Bei Stein, bei Neu-St. Johann, bei Krummenau und zwischen Kappel und Lichtensteig erweitert sich der Tallauf; dazwischen stellen engere Talstrecken die Verbindung her.

In Bezug auf die Genesis dürfen wir die drei Erweiterungen, die wir im obersten Teile erwähnt haben, nicht ohne weiteres mit einander vergleichen. Wir wissen, daß das Talstück Unterwasser-Starkebach eine tektonische Mulde ist, währenddem das Tal der Säntisthur, also jener Teil mit den beiden andern Erweiterungen, eine reine Erosionsrinne ist, eingesenkt in ein Gewölbe. Die erstere bedarf keiner weiteren Erklärung.

Die beiden Kessel, bei Thurwies und beim Äpli, haben das Gemeinsame, daß sie an den Mündungsstellen bedeutender Nebentäler eingesenkt sind. In den Kessel der Thurwies münden das Tal von der Gamplütalp und die Trockenkehle von der Tierwies, in die andere Talweitung öffnet sich seitlich das Tal des Gräppelensees. Alle diese Nebentäler münden in Stufen ins Haupttal.

Es ist ausgeschlossen, daß die Säntisthur in ihrem heutigen Zustande beteiligt war an der Ausbildung dieser Kessel, denn wir sehen, daß der Fluß bestrebt ist, die Hohlformen der Kessel auszugleichen. In den betreffenden Talpartien findet nicht Erosion statt, sondern Auffüllung.

Die Hohlkehle von Tierwies über Gruben in den obern Kessel weist kein Gewässer auf. Die Rundhöcker, die die ganze Rinne bedecken, weisen auf die Tätigkeit der Gletscher hin. Finden wir Beweise der Gletschererosion im Nebentale, so liegt es nahe, diese auch für die nicht zum heutigen Flusse gehörenden Formen des Haupttales verantwortlich zu machen <sup>1)</sup>. In der Tat werden die beckenartigen Eintiefungen im Längsverlaufe der Alpentäler als durch die eiszeitlichen Gletscher ausgebildet betrachtet. <sup>2)</sup> Durch die an diesen Stellen erhaltenen Eiszufüsse wird die Wirkung des Hauptgletschers an den Mündungsstellen verstärkt: es entstehen Talweiterungen.

Die beckenförmigen Erweiterungen, die wir in der Zone der subalpinen Molasse kennen gelernt haben, haben das Gemeinsame, daß sie alle in den Zwischenzonen zwischen den Nagelfluhzonen eingesenkt sind. Auch sie befinden sich an den Einmündungsstellen von Nebentälern. Diese Tatsachen an und für sich bieten uns keine entschiedenen Anhaltspunkte über ihre Entstehung; in den weichen Sandsteinschichten können sowohl durch einen Fluß wie durch einen Gletscher durch seitliche Erosion Talweiterungen entstehen. Ausschlaggebend für die Deutung der Entstehung könnte das Verhältnis des Haupttales zu den Nebentälern sein. Das Haupttal ist übertieft. Die Nebentäler münden in Stufen. Die Nebenflüsse sind überall in die Stufen eingeschnitten. Die weiße Thur, die Lutern, der Steintalerbach zeigen bei ihren Mündungen Schluchten. Sie haben die Tendenz, gleichsohlig zu münden, die Stufe zu überwinden. Von ihnen rühren die Stufenmündungen nicht her. Dem heutigen Flußnetze

<sup>1)</sup> Vergl. Pag. 119.

<sup>2)</sup> Fritz Nußbaum. „Die Täler der Schweizeralpen.“ Pag. 55.

sind, in diesem Gebiete, die Becken des Haupttales und die Stufenmündungen der Nebentäler fremde Elemente; die Gewässer suchen sie zu entfernen: die Becken werden ausgefüllt und die Stufen der Nebentäler durch Schluchten überwunden. — Wie die Becken im Längsverlaufe der Alpentäler, so wird auch die Übertiefung des Haupttales als Wirkung der Glazialerosion angesehen<sup>1)</sup>.

Für das Talsystem des Tessins fand Lautensach die Beziehung, daß die Höhe der Stufe des Nebentales sich umgekehrt proportional verhält zum Volumfassungsvermögen der Seitentäler bis hinauf zur oberen Gletschergrenze<sup>2)</sup>. Je größer der Rauminhalt des Nebentales, desto kleiner ist somit die Höhe der Mündungsstufe. Dieses Gesetz wurde abgeleitet für ein Gebiet mit homogenem Gesteinsmaterial. Wohl sehen wir auch in unserm Gebiete, daß die Stufen ungleich sind; die Abhängigkeit ihrer Höhe zum Volumenfassungsvermögen des dahinterliegenden Nebentales tritt aber nicht in so ausgesprochener Weise zu Tage, daß sich die von Lautensach ausgesprochene Gesetzmäßigkeit ohne weiteres erkennen ließe. Der Grund dafür liegt in der Inhomogenität des Gesteinsmaterials. Es gibt Nebentäler, deren Mündungsstellen starke Einlagerungen von Nagelfluhschichten aufweisen, bei andern ist Sandstein und Mergel vorherrschend. Diese verschiedenen Gesteinsarten setzen jeder Art von Erosion verschiedene Widerstandskraft entgegen; die daraus resultierenden Formen sind deshalb auch verschieden.

Der Taltrog<sup>3)</sup>, jene für die vergletscherten Täler als

<sup>1)</sup> Fritz Nußbaum. „Die Täler der Schweizeralpen.“ Pag. 55.  
J. Früh. „Über Form und Größe der glazialen Erosion.“ Pag. 289.

<sup>2)</sup> Hermann Lautensach. „Die Übertiefung des Tessingebietes.“ Pag. 73.

<sup>3)</sup> H. Heß verbindet die seitlichen Talleisten in den alpinen Tälern zu Trogformen. Aus den Querprofilen ergeben sich inein-

charakteristisch geltende Talform, kommt in unserem Gebiet im allgemeinen schwach zum Ausdruck. Es ist auch dies wiederum zurückzuführen auf die verschiedenartige Gesteinsbeschaffenheit. Die Sandsteine und Mergel verwittern leichter als die Nagelfluhschichten; so kommt es denn, daß die meisten Talprofile durch mehr oder weniger unregelmäßige Talterrassen beherrscht werden. Es sind die resistenteren Nagelfluheinlagerungen, die stehen geblieben sind. Die Trogform wird stark verwischt. — Die Sandsteine und Mergel konservieren die Formen nicht; besser eignen sich dazu die härteren Nagelfluhschichten.

Das Steintal, dessen Verlauf ganz in die hier zusammen-tretenden erste und zweite Nagelfluhzone fällt, zeigt am reinsten den Trogcharakter. Zu beiden Seiten steile Wände, am Grunde nähern sie sich und gehen in den im Verhältnis zum heutigen Flusse breiten Talboden über. Nach rückwärts endigt das Steintal in einem Ursprungskar am Fuße des Speers.

Bekanntlich ist das Problem der Glazialerosion noch ein umstrittenes. Währenddem die einen dem Gletscher eine intensive Erosionskraft zuschreiben, sprechen ihm andere jegliche Erosionswirkung ab<sup>1)</sup>. Dass über dieses Problem heute noch solch widersprechende Ansichten vorhanden sind, hat seinen Grund darin, daß man sich bei der Beurteilung des Erosionsvermögens des Gletschers auf die bereits fertige Form stützt. Es liegt in der modernen genetischen Methode der Morphologie, die Formen der Erdoberfläche durch ihre Entstehung zu erklären. So lange wir aber nicht alle Kräfte, die bei der Formgebung maßgebend sind, als solche selbst kennen, solange ist es uns unmöglich, die morphologischen Erscheinungen genetisch zu erklären. Die Lücken im positiven Wissen

---

andergeschachtelte Tröge. Jeden dieser Tröge schreibt er einer Vergletscherung zu. Vergl. H. Heß „Der Taltrog“; H. Heß „Alte Talböden im Rhonegebiet.“

<sup>1)</sup> Vergl. Em. Kayser. „Lehrbuch der allgemeinen Geologie.“ I. Teil, pag. 451.

müssen dann durch Annahmen ausgefüllt werden. Damit bringen wir ein subjektives Element in die Forschung. Gerade im Problem der Gletscherwirkungen scheint mir in den widerstreitenden Meinungen zum Ausdruck zu kommen, daß dem persönlichen Ermessen noch zu viel Spielraum gewährt ist. Dieselben Erscheinungsformen führen den einen zur Annahme einer intensiven Gletscherwirkung, für den andern ist die formgebende Wirkung der Gletscher fast ausgeschlossen.

In Form von Moränen und vereinzelt erratischen Blöcken hat die eiszeitliche Vergletscherung ihre untrüglichen Spuren zurückgelassen. In den Nebentälern, auf den Stufen und im Haupttale haben wir diese Überreste konstatiert. Sie wurden zu einer Zeit abgelagert, entweder während welcher sich Neben- und Haupttal ausbildeten, oder nachdem sie bereits ausgebildet waren. Nehmen wir an, daß der Moränenschutt gleichzeitig mit der Ausbildung des Stufenverhältnisses von Haupt- und Nebental abgelagert wurde, so liegt es nahe, dasjenige Element, das die Moränen deponierte, auch für die Herausbildung der Formen verantwortlich zu machen. Wir stehen auf dem Standpunkte der Gletschererosion. Nehmen wir aber an, daß der Gletscherschutt auf eine bereits durch Stufen zwischen Haupt- und Nebental charakterisierte Landschaft abgelagert wurde, so ist kein Grund vorhanden, dem Gletscher wesentliche Erosionswirkung zuzuschreiben. Wir müssen dann annehmen, daß in präglazialer Zeit, durch fluviale Erosion, die Stufen ausgebildet wurden. In der Tat wird angenommen, daß die Übertiefungserscheinungen hervorgerufen wurden durch schnelleres Einschneiden des Hauptflusses zum Nebenfluß<sup>1)</sup>. Wir haben schon hervorgehoben, daß das heutige Gewässersystem die Tendenz aufweist, die Stufen auszugleichen<sup>2)</sup>. Die Stufenmündungen

<sup>1)</sup> Em. Kayser. „Lehrbuch der allgemeinen Geologie.“ I. Teil, Pag. 455.

<sup>2)</sup> Dasselbe konstatierte auch Lautensach im Tessingebiet. „Die Übertiefung des Tessingebietes.“ Pag. 71.

können daher nicht durch dieses oder ein ihm ähnliches hervorgerufen worden sein. Wollen wir diese Erscheinung doch durch fluviale Erosion erklären, so müssen wir ein vom heutigen Gewässersystem stark verschiedenes präglaziales annehmen.

Stärkere Erosion, also rascheres Einschneiden der Flüsse, wird hervorgerufen durch Tieferlegung der Erosionsbasis. Das Einschneiden geschieht von unten nach oben; es greift in die Nebentäler. In den ersten Stadien des Erosionsprozesses sind sicherlich Höhendifferenzen zwischen Haupt- und Nebenflüssen zu konstatieren. Da die rückwärtsgreifende Erosion die weit haupttalabwärts einmündenden Nebenflüsse zuerst erreicht, müssen diese gegenüber den weiter oben einmündenden die geringsten Höhenunterschiede an den Mündungsstellen zeigen. Mit andern Worten: die Höhe der Stufe der Nebentäler müßte abnehmen talabwärts.

Wir finden in den Tälern im nördlichsten Teile unseres Gebietes, im Bereiche der vierten Nagelfluhzone, keine oder nur ganz wenig hervortretende Übertiefungserscheinungen; es sind aber zugleich jene Gebiete, in denen sich keine Nebengletscher nachweisen lassen. Sie wurden vom Eise aus dem Haupttale erfüllt. Es sind jene Nebentäler, die durch starke postglaziale Erosion die eiszeitlichen und noch weniger die voreiszeitlichen Formen erkennen lassen. — Wir besitzen somit für unser Gebiet keine positiven Anhaltspunkte zur Erklärung der seitlichen Nebentalstufen durch die fluviale Erosion.

Dem gegenüber ist die Annahme einer Gletschererosion näherliegend. Im Bereiche der Stufen und Kessel finden wir Rundhöcker (Tierwies-Gruben) und Moränen. Wohl ist es noch weit von der Rundhöckerbildung und Moränenablagerung zur Übertiefung des Haupttales und zur Bildung von beckenartigen Erweiterungen in demselben. Aber diese Vergesellschaftung könnte doch darauf hindeuten, daß sie sich in ihrer Genesis sehr nahestehen.

Wir sollten vor allem streben, die Kräfte selbst kennen zu lernen, die formgebend auf die Erdoberfläche einwirken. Erst dann dürfen wir sie zur Erklärung gewisser Erscheinungen zu Hilfe ziehen. Unsere Forschung muß bei den rezenten Gletschern beginnen. Dort ist die Möglichkeit vorhanden, die Eiswirkung zu beobachten. Es müßte dann allerdings die Frage noch untersucht werden, inwieweit die an den heutigen Gletschern gemachten Beobachtungen auf die eiszeitlichen Gletscher übertragen werden dürfen. Die ungleich größere Ausdehnung und Mächtigkeit der diluvialen Eisströme gegenüber den heutigen alpinen berechtigt diese Frage.

So viel mir bekannt, sind von Heß<sup>1)</sup> Beobachtungen in dieser Richtung gemacht worden. Vor ihm waren Finsterwalder und Blümcke<sup>2)</sup> auf diesem Gebiete tätig. Auf Grund von Untersuchungen an rezenten Gletschern ist es nach Heß<sup>3)</sup> nicht zweifelhaft, daß der Gletscher eine schleifende Wirkung hat; auch soll er im Stande sein, größere Stücke vom anstehenden Fels loszutrennen<sup>4)</sup>.

Obschon sicherlich vieles auf eine intensive Gletschererosion hinweist und vieles sich ohne dieselbe nur schwerlich erklären läßt, bleibt sie eine Annahme. Sie bleibt es so lange, bis wir sichere Beobachtungen aus dem Bereiche rezenter Gletscher besitzen, die für eine glaziale Erosion sprechen. Erst dann dürfen wir sie bestimmt als formgebenden Faktor in die Morphologie einführen!

### c) Zungenbecken.

Eine ganz typische Erscheinung in den Gletschergebieten sind die Zungenbeckenlandschaften. Auf einer relativ kleinen Fläche lassen sich zwei Hauptwirkungen des Gletschers über-

1) Hans Heß. „Die Gletscher.“ Pag. 187, 198.

2) Hans Heß. „Die Gletscher.“ Pag. 186.

3) Hans Heß. „Die Gletscher.“ Pag. 188.

4) Dieses letztere wird jedoch von Heim bestritten. Vergl. Em. Kayser. „Lehrbuch der allgemeinen Geologie.“ Pag. 444 (Fußnote).

sehen: Erosion und Aufschüttung. Die erstere erzeugte die Rundhöcker, die letztere die Moränen.

Im oberen Thurgebiet gibt es zwei schöne Zungenbecken. Das eine bildete sich im Bereiche des Thurgletschers, das andere rührt von einer Gletscherzunge des vereinigten Linth-Rheingletschers her. Es sind die Zungenbecken von Kirchberg (Bazenheid) und von Ricken.

Die Moränenumwallung nördlich von Kirchberg umschließt eine Rundhöckerlandschaft. Die Erhebung mit den Häusern nördlich von Wolfikon, die Punkte 680 und 681 sind Nagelfluhrundhöcker. Auch den Hasenberg (P. 786), den Rätenberg (P. 761) und den Nörenberg betrachte ich als solche. Diese letzteren Erhebungen passen jedoch, obwohl sie innerhalb des Moränenkranzes liegen, schlecht in das Zungenbecken hinein; sie sind zu groß. Wir betrachten sie als Formen, die einen mächtigeren Gletscher voraussetzen.

Die Wallmoränen auf dem Scheitel des Rickenpasses bilden die Grenze zweier morphologisch ganz verschiedener Gebiete. Gegen SW ein breiter, offener Zugang, gegen NE ein engeres, mit mächtiger Grundmoräne bedecktes Hochtal. Der Moränenbogen öffnet sich gegen das Zürichseetal hin; er umschließt ein Zungenbecken. Es ist ausgestattet mit zahlreichen Rundhöckern: bei Hinter-Bildhaus, bei Brüglen, bei Durchschlagen, dann die Punkte 807 und 820 sind typische Rundhöcker. Sie sind längsgestreckt, die längere Achse liegt in der Richtung des Tales. Torfbildung und Schotterablagerung (bei Ricken) erinnern an einstmals vorhandene Rundhöckerseen.

#### **d) Kare.**

Mit der Vergletscherung hörte die Wassererosion in den Wildbachtrichtern auf, es begann die Karbildung<sup>1)</sup>. Mit dem Rückzuge der Gletscher waren die eiszeitlichen Formen wiederum der Wassererosion ausgesetzt. Je nach der Intensität der

<sup>1)</sup> Fritz Nußbaum. „Die Täler der Schweizeralpen.“ Pag. 61.

einsetzenden postglazialen Erosion und dem Widerstande des Gesteins gegenüber dieser, sind uns heute die glazialen Oberflächenformen in wechselnder Deutlichkeit erhalten. Das Säntisgebirge selbst und auch seine Umgebung ist bekannt für eine starke postglaziale Absplitterung, daher sind die eiszeitlichen Formen schlecht erhalten<sup>1)</sup>. Über die Erhaltung der Karformen läßt sich sagen, daß das Kar an sich gewöhnlich noch zu erkennen ist, daß aber die ursprüngliche Form durch nachträgliche Einwirkungen oft stark verändert ist.

Allgemein bekannt sind die Kare in den Gratpartien der Churfirsten. Ihnen fehlt, mit Ausnahme des Kars der Käserentalp, die Rückwand. Wir konnten ermitteln, daß diese Kare während der Übergangszeiten ihre Rückwand schon entbehrten<sup>2)</sup>; ihre Funktion fällt in die Zeit der maximalen Ausdehnung der Gletscher.

Die Nische zwischen Gamserrugg und Käserrugg leitet durch eine breite Rinne in den Kessel des Schwendisees. Wir sehen in dieser Erscheinung eine schön ausgeprägte Kartreppe vor uns. Ein See ziert das tiefer liegende Becken.

Nach Richter<sup>3)</sup> sind die Kare im allgemeinen an die Gräte und Kämme gebunden. An den tiefer gelegenen Partien des Abhangs verhinderte der Gletscher die Bildung echter Kare. Doch glaube ich, daß wir die Nischen bei Entenberg, bei Hummersboden und am Tärenbach, obschon sie im untersten Teile des Nordabhanges der Churfirsten liegen, als Kare ansprechen dürfen. Sie sind umsäumt von Moränen des Bühlstadiums. Während jener Zeit waren sie nicht unter dem Haupteisstrom begraben; sie öffneten sich auf die Oberfläche des Thurgletschers zur Bühlzeit. Die geringe Entwicklung

<sup>1)</sup> J. Früh. „Über Form und Größe der glazialen Erosion.“ Pag. 264.

<sup>2)</sup> Vergleiche den Abschnitt „Die Gletscher an den Hängen der Churfirsten“ dieser Arbeit.

<sup>3)</sup> Ed. Richter. „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen.“ Pag. 21.

dieser Nischen spricht dafür, daß sie sich erst in der Übergangszeit zu Karen entwickelten.

Auf dem gegenüberliegenden Südhang erinnern die Nischen des bösen Trittes und bei Gamser an Karformen; sie liegen auf der Höhe der Oberfläche des Thurgletschers während der Würm-Vergletscherung. — In den Gratpartien des Säntisgebirges sind die zahlreichen Nischen, die sich als Kare deuten ließen, durch nachträgliche Verkarrung stark entstellt.

Auch im tertiären Vorlande sind uns Kare erhalten. So finden wir im Hintergrunde des Steintales ein gut erhaltenes Ursprungskar. Es schließt dieses Nebental rückwärts an den Nordabhang des Speers an. Drei Kartreppen führen unmittelbar an den Fuß des Speers. Auch das Tal des Wengibaches, auf der Westseite des Speers, endigt rückwärts in einem Kar. Diese beiden Kare geben dem Speer eine Form, die an einen Karling erinnert. — Karähnliche Formen finden wir am Grate vom Speer nach dem Regelsteine, sie sind aber durch die nachträgliche Erosion der dort entspringenden Bäche stark verwischt.

\*            \*            \*

Im alpinen Teile, im Säntisgebirge, wie im tertiären Vorlande ist die Verwitterung stark tätig. Sie ist bestrebt, die Oberflächenformen, die in früheren Zeiten dem Gestein aufgeprägt wurden, zu verwischen. Damit hilft sie mit, die durch den Bau des Gebirges bedingten Formen heraustreten zu lassen. Wir sehen, wie die tektonischen Formen die Oberfläche beherrschen. Ihnen gegenüber treten die andern, durch sekundäre Einflüsse entstandenen morphologischen Erscheinungen stark zurück. Eine hervortretende Ausnahme macht das Thurtal selbst. Als tiefe Quertalrinne zieht es sich, unbekümmert um die Faltung, durch das Molasseland.

Wir haben schon die Vermutung ausgesprochen, auf Grund von Erscheinungen im obern Teile unseres Untersuchungsgebietes, daß die heutige Thur wahrscheinlich ein Tal benutzt, das schon vor der Decken- und Faltenbildung

vorhanden war<sup>1)</sup>. Dem Haupttale, das unser Gebiet durchzieht, liegt daher wahrscheinlich eine alte Oberflächenform zu Grunde. Diese ist älter als die tektonischen Ereignisse. Daraus dürfte sich die Ausnahme erklären lassen.

## Zusammenfassung.

Das Diluvium bildet das jüngste Glied in der geologischen Zeitrechnung. Es steht an der Schwelle der Gegenwart. Diese Stellung, am Ausgange der geologischen Vergangenheit und am Eingange in die Gegenwart, bringt es mit sich, daß sich die Glazialgeologie auf dem Grenzgebiet von Geologie und Geographie bewegen muß. Damit ist zugleich angedeutet, daß auf diesem Forschungsgebiet die Methoden dieser beiden Wissenschaften zur Anwendung gelangen.

Nach Andrée<sup>2)</sup> ist die Paläogeographie das eigentliche Ziel der wissenschaftlichen Geologie, d. h. was die Geographie für die Jetztzeit erstrebt, erstrebt die Geologie für jede Epoche der geologischen Vergangenheit. Um dieses paläogeographische Ziel in der Geologie zu erreichen, stehen uns die heute sich abspielenden Vorgänge zum Studium zur Verfügung; wir ziehen sie zur Erklärung von Bildungen früherer erdgeschichtlicher Epochen zu Rate<sup>3)</sup>.

Wir wissen aus Beobachtungen an den rezenten Gletschern, daß die Ausbreitung des Erratikums uns Aufschluß über die Ausdehnung des Eises geben kann. Auf Grund

---

<sup>1)</sup> Vergleiche den Abschnitt „Flüsse und Täler“ dieser Arbeit.

<sup>2)</sup> K. Andrée. „Paläogeographie, das eigentliche Ziel wissenschaftlicher Geologie, sowie ihre Grundlagen u. Methoden.“ Pag. 600.

<sup>3)</sup> Edgar Dacqué. „Grundlagen und Methoden der Paläogeographie.“ Pag. 5.

petrographischer und morphologischer Merkmale rekonstruierten wir die Eisverhältnisse in der Diluvialzeit:

Im obern Thurgebiet lassen sich die Spuren der Riß- und Würm-Vergletscherung, sowie der Übergangszeiten feststellen.

Von der Riß-Eiszeit sind nur wenige Spuren vorhanden; die Blöcke auf dem Regelstein schreiben wir dieser dritten Vergletscherung zu. Jene Funde deuten an, daß zu jener Zeit eine kontinuierliche Eisdecke den Nordfuß des Säntis mit dem Zürichseetal verband.

In der Würm-Eiszeit entsprang ein Eisstrom, der Thurgletscher, den südlichen Tälern des Säntisgebirges. Er nahm seinen Weg durch das Toggenburg. Am Ausgange verschmolz er mit dem Rheingletscher. Der Rheingletscher begrenzte das obere Thurgebiet im Süden, Osten und Norden. Aus östlicher Richtung, aus dem Rheintale, sandte er einen Arm über den Paß bei Wildhaus; er reichte bis Unterwasser. Der Thurgletscher versperrte ihm den Weg weiter nach Westen. — Der vereinigte Linth-Rheingletscher, der unser Gebiet gegen Westen abschloß, vermochte den Rickenpaß nicht zu überschreiten, das Eis im Thurtale hinderte ihn daran.

Zur Zeit der Ablagerung des innern Jungmoränenkranzes wurde der Thurgletscher im Zungengebiete frei. Die Endmoränen im untern Toggenburg, bei Bazenheid, stammen aus dieser Zeit. Für dieses Bazenheider Stadium ergab sich eine Schneegrenze auf der Höhe von 1200—1250 m.

Während des Bühlstadiums stand der Thurgletscher im obersten Teile des Thurtales, bei Starkenbach und Wildhaus. Die Bühlschneegrenze erreichte im Säntisgebirge die Höhe von 1450—1500 m.

Das Gschnitzstadium ist durch die Moränen bei Flis vertreten. Die Schneegrenze dieser Übergangszeit stand in unserem Gebiete bei 1800—1850 m.

Kleine Hängegletscher charakterisierten das Daun-stadium.

Nicht nur das Haupttal, auch die Nebentäler waren mit Eis erfüllt. Mit dem Rückzuge des Hauptgletschers vollzog sich auch derjenige der Nebengletscher.

Dies wären in kurzen Zügen zusammengefaßt die geologischen, resp. paläogeographischen Ergebnisse unserer Untersuchung über die Vergletscherung des obern Thurgebietes.

Mehr ins Gebiet der Geographie gehören die morphologischen Ergebnisse. Währenddem, wie wir schon bemerkt haben, die Paläogeographie aus den gegenwärtigen Erscheinungen die vergangenen zu ermitteln sucht, ist die Geographie bestrebt, die heutigen Zustände aus ihrer Vergangenheit zu erklären<sup>1)</sup>. Wir suchen die heutigen Formen der Erdoberfläche durch ihre Entstehung zu erklären:

Im nördlichsten Teile unseres Gebietes treten uns vielfach tote Täler entgegen. Die Täler von Oberrindal und von Littenheid schließen sich aufwärts an Moränenkränze an. Sie sind aufzufassen als Schmelzwasser-rinnen, angepaßt an die Eisverhältnisse zur Zeit der Ablagerung des innern Jungmoränenkranzes.

Weiter südlich, in der vierten Nagelfluhzone, finden wir parallel dem Thurtale kleinere Trockentäler. Sie verbinden als Quertalstücke die heute noch in hydrographischer Funktion befindlichen Längstäler. Wir haben sie aufgefaßt als alte Flußläufe, entstanden durch die während des Bazenheiderstadiums des Thurgletschers seitlich abfließenden Schmelzwasser, vereint mit den Quellbächen des Nagelfluhgebirges des Zürcher Oberlandes.

In den Oberflächenformen spiegelt sich, sowohl im

<sup>1)</sup> Edgar Daqué. „Grundlagen und Methoden der Paläogeographie.“ Pag. 5.

tertiären Vorlande, wie im alpinen Teile, im Säntisgebirge der innere Bau deutlich wieder. Die harten, aufgerichteten Nagelfluhschichten bilden die höchsten Erhebungen in der subalpinen Molassezone. Im Säntisgebirge arbeitete die Abwitterung vorherrschend nach dem schaligen Schichtenbau, so daß im allgemeinen die Faltengebölbe als Bergketten, die Faltenmulden als Täler erhalten sind<sup>1)</sup>.

Das Haupttal zeigt gegenüber den Nebentälern Übertiefung. In seinem Längsverlaufe reihen sich beckenförmige Eintiefungen und enge Talstücke aneinander. Die heutigen Gewässer sind bestrebt, die Stufen der Nebentäler und die Kessel des Haupttales auszugleichen.

Im alpinen, wie im tertiären Teile unseres Gebietes lassen sich Kare feststellen. Sie sind oft durch die postglaziale Abwitterung stark verwischt.

---

<sup>1)</sup> Alb. Heim. „Das Säntisgebirge.“ Pag. 268.

# Karten- und Literaturverzeichnis.

## a) Karten.

- C. Falkner.* Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf, mit Karte 1 : 100,000.
- Alph. Favre.* Carte des anciens glaciers du versant des Alpes suisses, 1 : 250,000 (Bern 1884).
- Roman Frei.* Diluviale Gletscher der Schweizeralpen, 1 : 100,000 (Bern 1912).
- Geologische Karte der Schweiz.* 1 : 100,000. Bl. IV, IX.
- A. Gutzwiller.* Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit, mit Karte 1 : 100,000 (1872).
- Albert Heim.* Karte des Säntisgebirges. 1 : 25,000 (Bern 1905).
- Arnold Heim.* Karte vom Westende des Säntisgebirges. 1 : 25,000 (Bern 1905).
- Arnold Heim und J. Oberholzer.* Karte der Gebirge am Walensee. 1 : 25,000 (Bern 1907).
- Penck und Brückner.* Die Alpen im Eiszeitalter. Karte des Rheingletschers 1 : 700,000.
- Topographischer Atlas der Schweiz* (Siegfried-Atlas). 1 : 25,000, Bl. 72, 215, 217, 218, 220, 231, 233, 234, 236, 237, 240, 250 bis, 251, 254.
- Topographische Karte der Schweiz* (Dufour-Karte). 1 : 100,000, Bl. IV, IX.

## b) Literatur.

- L. Agassiz.* Untersuchungen über die Gletscher. (Solothurn 1841.)
- K. Andrée.* Paläogeographie, das eigentliche Ziel wissenschaftlicher Geologie, sowie ihre Grundlagen und Methoden. (Naturwissenschaftliche Wochenschrift. N. F. 14. Bd. 1915.)
- Emil Bärtschi.* Das westschweizerische Mittelland. (Neue Denkschriften der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. Bd. XLVII. Abh. 2.)
- Aug. v. Boehm.* Geschichte der Moränenkunde. (Abhandlung der k. k. geogr. Gesellschaft Wien. III. Bd. 1901.)
- Brockmann-Jerosch.* Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. (Jahrbuch der st. gallischen naturw. Gesellschaft 1908—1909; Separatabdruck Leipzig 1912.)

Übersicht der  
Vergletscherung des  
obern Thurtales

Legende:

≡≡≡  
≡≡≡  
≡≡≡  
Eisfreie Gebiete  
in der Schmelz-  
zone (Wurm-Eiszeit)

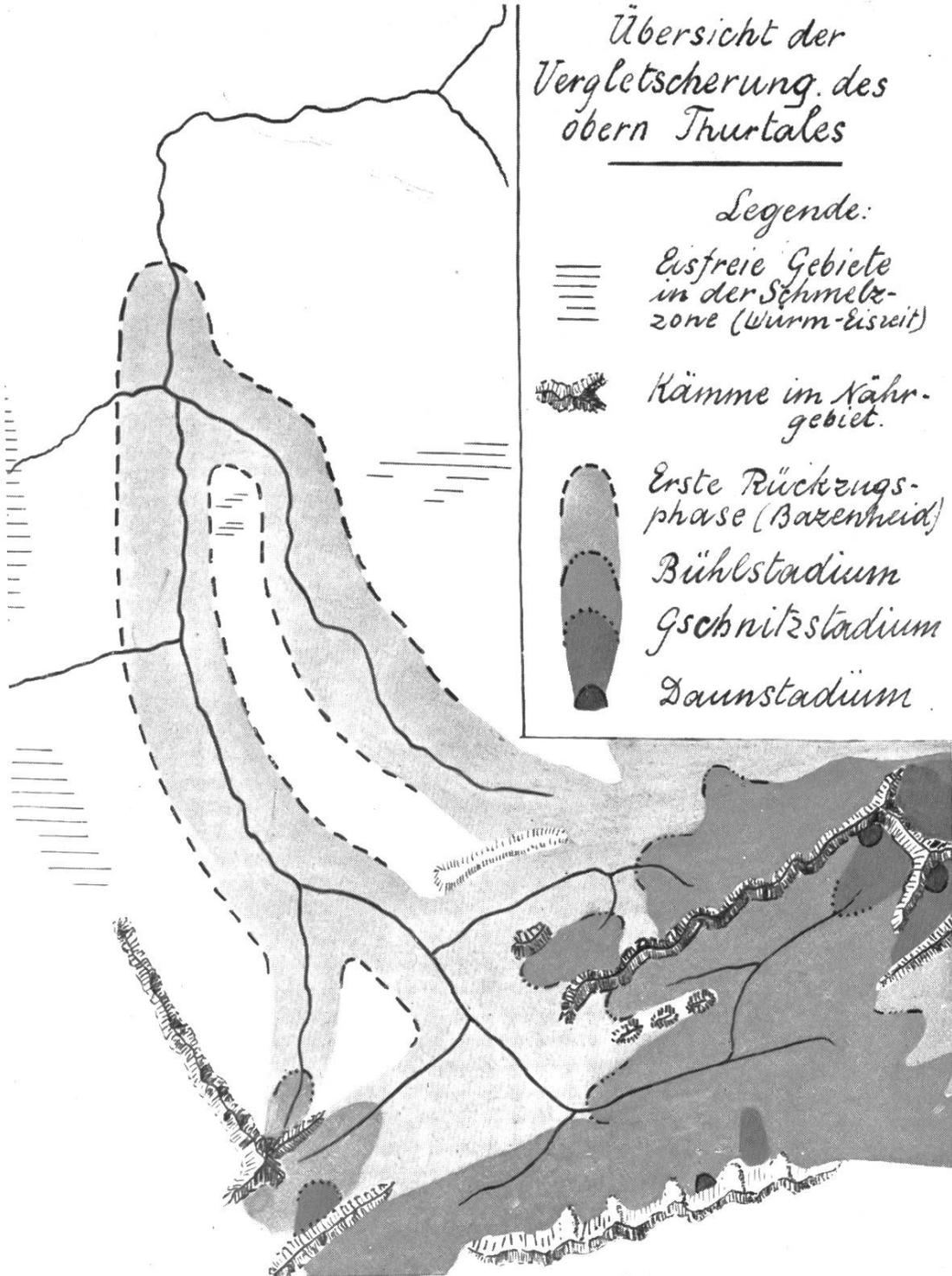
 Kämme im Nähr-  
gebiet.

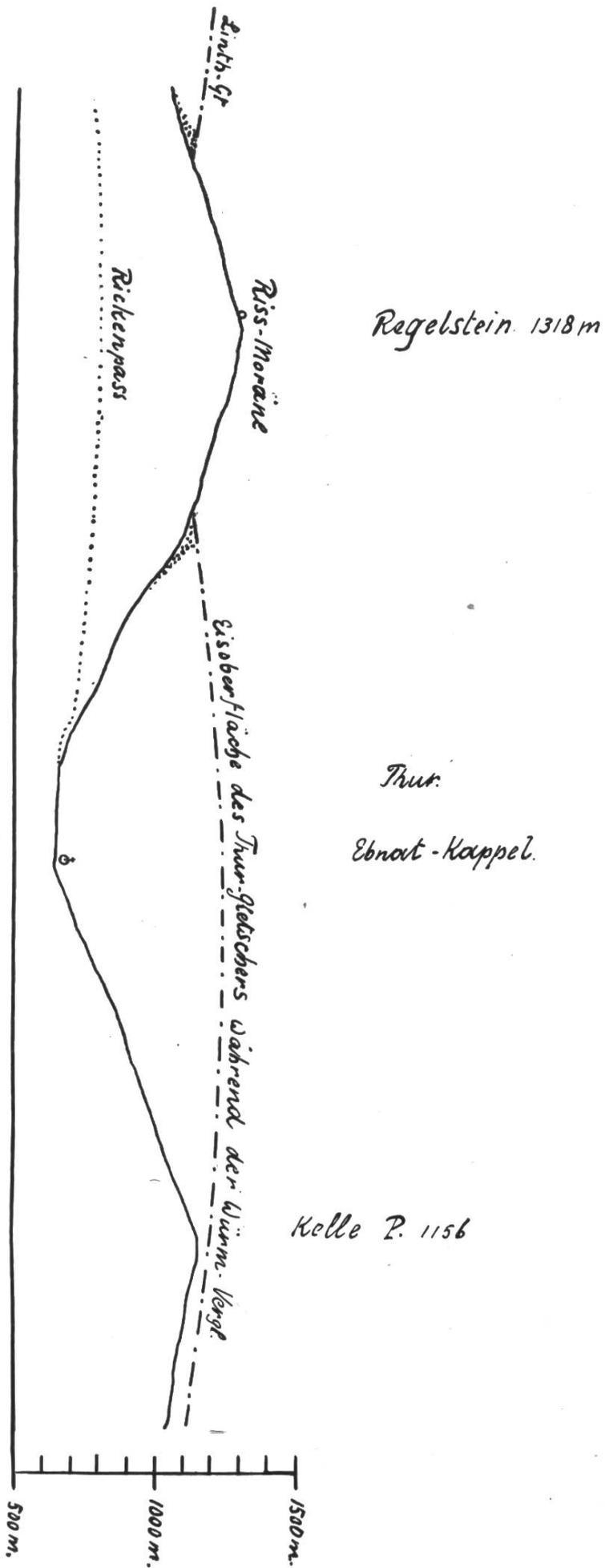
 Erste Rückzugs-  
phase (Barenheid)

Bühlstadium

Gschnitzstadium

Daunstadium





Querprofil durch das Thurtal  
bei Ebnat-Kappel  
Länge zur Höhe wie 1 zu 2.



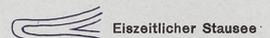
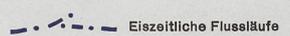
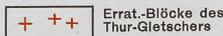
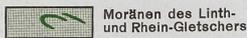
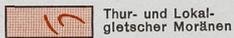
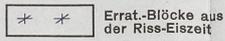
# Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiet

von ALFRED P. FREY.

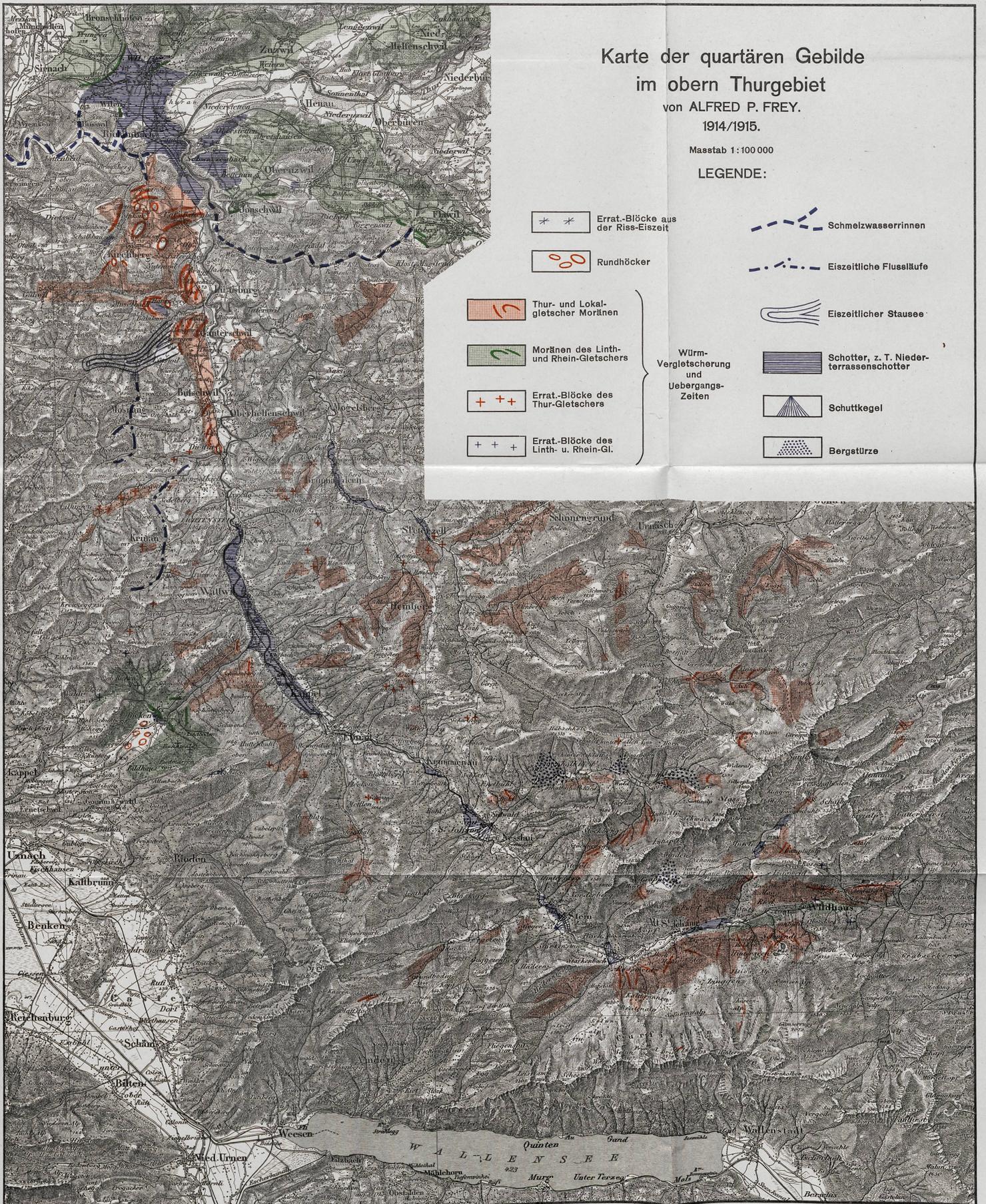
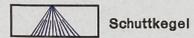
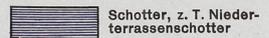
1914/1915.

Maßstab 1:100 000

LEGENDE:



Würm-  
Vergletscherung  
und  
Uebergangs-  
Zeiten



- Edgar Dacqué.* Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. (Jena 1915.)
- C. Deicke.* Andeutungen über die Quartärgebilde in den Kantonen St. Gallen und Appenzell. (Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geologie. 1868.)
- C. Falkner.* Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. (Jahrbuch der st. gallischen naturw. Gesellschaft 1909; Separatabdruck, Dissertation. Zürich 1910.)
- C. Falkner* und *A. Ludwig.* Beitrag zur Geologie von St. Gallen und Umgebung. (Jahrbuch der st. gallischen naturw. Gesellschaft. 1901—1903.)
- Roman Frei.* Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. 41. Lfg. 1912.)
- Oskar Frey.* Talbildung und glaziale Ablagerung zwischen Emme und Reuß. (Diss. Zürich 1907.)
- J. Früh.* Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. (Denkschrift der schweizer. naturforschenden Gesellschaft. 1871/72.)
- J. Früh.* Geologische Begründung der Topographie des Säntis und der Molasse. (Bericht über die Tätigkeit der naturwissenschaftlichen Gesellschaft St. Gallen. 1879/80.)
- J. Früh.* Über Form und Größe der glazialen Erosion. (Verhandlungen der schweiz. naturf. Gesellschaft St. Gallen. 1906.)
- J. Früh.* Zur Geologie von St. Gallen und Thurgau mit besonderer Berücksichtigung der Kalktuffe. (Bericht über die Tätigkeit der naturw. Gesellschaft St. Gallen. 1884/85.)
- Geographisches Lexikon der Schweiz.* (Neuenburg 1901—1910.)
- A. Gutzwiller.* Molasse und jüngere Ablagerungen. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. I. Serie. 14. Lfg. 1877.)
- A. Gutzwiller.* Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit. (Bericht über die Tätigkeit der naturwissenschaftlichen Gesellschaft St. Gallen. 1871/72.)
- A. Gutzwiller* und *F. Schalch.* Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. I. Serie. 19. Lfg. 1883.)
- Oswald Heer.* Die Urwelt der Schweiz. (2. Aufl. 1879.)
- Albert Heim.* Das Säntisgebirge. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. 16. Lfg. 1905.)
- Arnold Heim.* Monographie der Churfirsten - Mattstock - Gruppe. (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. N. F. 20. Lfg. 1911.)
- Arnold Heim.* Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. (Eclogae geologicae Helvetiae. Bd. IX. 1906/07.)

- Hans Hess.* Alte Talböden im Rhonegebiet. (Zeitschrift für Gletscherkunde II.)
- Hans Hess.* Der Taltrog. (Petermanns Mitteilungen. 1903.)
- Hans Hess.* Die Gletscher. (Braunschweig 1904.)
- J. Jegerlehner.* Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Bd. V. 1903.)
- Em. Kayser.* Lehrbuch der Geologie. (IV. Aufl. Stuttgart. 1912.)
- Kurowski.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. (Geogr. Abhandl. Bd. V. 1891.)
- Hermann Lautensach.* Die Übertiefung des Tessingebietes. (Geogr. Abhandlungen. Bd. X. 1. Heft. 1912.)
- C. Meiners.* Briefe über die Schweiz. Vier Teile. (Berlin 1790.)
- Walter C. Mendenhall.* A Reconnaissance from Resurrection Bay to the Tanana River, Alasca, in 1898. (Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. XX, 1898/99. Part. VII. Washington 1900.)
- Fritz Nussbaum.* Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. (Dissertation. Bern 1906.)
- Fritz Nussbaum.* Die Täler der Schweizeralpen. (Bern 1910.)
- Penck und Brückner.* Die Alpen im Eiszeitalter. (Leipzig 1909.)
- A. Penck.* Die Vergletscherung der deutschen Alpen (Leopoldina XXI. 1885.)
- A. Penck.* Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. (Leipzig 1882.)
- A. Penck.* Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. (Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. XXXIX. Bd. 1898/99.)
- A. Penck.* Die Gletscher Norwegens. (Mitteilungen des Vereins für Erdkunde, Leipzig 1879.)
- A. Phillipson.* Das eiserne Tor nach J. Cvijič. (Hettners Geogr. Zeitschrift. XIV. 1908.)
- Ed. Richter.* Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. (Ergänzungsheft 132 zu Petermanns Mitteilungen.)
- L. Büttemeyer.* Über Tal- und Seebildung. (Basel 1869)
- G. Steinmann.* Geologische Probleme des Alpengebirges. (Zeitschrift des deutschen u. österreichischen Alpenvereins. XXXVII. 1906.)
- Bernh. Studer.* Geologie der Schweiz. 2 Bde. (Bern u. Zürich. 1853.)

## Bemerkung zum Längsprofil.

---

Der Längsverlauf des Thurtales ist dargestellt durch ein Doppelprofil. Die Aufrisse der beiden Talseiten wurden um die gemeinsame Talachse in eine Ebene umgelegt.

In erster Linie soll das Profil den vertikalen Verlauf der eiszeitlichen Gletscherverhältnisse darstellen.

Damit die Stufenmündungen und die morphologischen Erscheinungen im Verlaufe der Haupttalsohle zur Geltung kommen, mußte das Profil überhöht werden.

---

## Bemerkung zur Karte.

---

Die „Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiete“ hat Ausschnitte aus dem Dufour-Atlas Bl. IV und IX zur Unterlage.

Bei der Kartierung wurden die Aufnahmen von C. Falkner, A. Gutzwiller, Albert Heim und Arnold Heim<sup>1)</sup> berücksichtigt.

---

<sup>1)</sup> Vergl. „Karten- und Literaturverzeichnis“.

---