

Zeitschrift:	Innerrhoder Geschichtsfreund
Herausgeber:	Historischer Verein Appenzell
Band:	32 (1989)
Artikel:	Die jüngere eiszeitliche Gletscher- und Landschaftsgeschichte Innerrhodens und des Alpsteins
Autor:	Keller, Oskar / Krayss, Edgar
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-405258

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 06.02.2026

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

Die jüngere eiszeitliche Gletscher- und Landschaftsgeschichte Innerrhodens und des Alpsteins

von Oskar Keller, Eggarsriet
und Edgar Krayss, St.Gallen

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Die Spuren der Eiszeit im inneren Appenzellerland
3. Die Gliederung der Eiszeit-Relikte
4. Wie die Gletscher zu einer Eiszeit-Vergletscherung heranwachsen
5. Das Appenzell-Stadium der letzten Eiszeit
6. Der späteiszeitliche Weissbad-Gletschervorstoss
7. Zur Datierung der Eiszeit-Ereignisse
8. Ausblick: Eine neue Eiszeit in Sicht?
9. Literatur

Dieser Arbeit ist eine Karte von O. Keller: «Die spätglaziale Vergletscherung des Alpsteins» 1 : 25 000 beigelegt.

1. Einleitung

Für die meisten Ansässigen in Innerrhoden ist «Eiszeit im Appenzellerland» nichts Neues. Man weiss, dass sie einst hier war; man hat von ihr gehört. Aber damit erschöpfen sich sehr oft schon die Kenntnisse.

Im Laufe der vergangenen hundert Jahre, nachdem die Eiszeittheorie allgemein anerkannt worden war, haben etliche Forscher sich auch mit der eiszeitlichen Geschichte des Appenzellerlandes befasst. In den grossen Zügen und teilweise auch in den Details sind die Abläufe erkannt und beschrieben worden (*Gutzwiller*, 1873; *Penck* und *Brückner*, 1909; *Tappolet*, 1922; *Ludwig*, 1930; *Lüthy*, 1938; *Eugster, Fröhlicher* und *Saxer*, 1960; *Hantke*, 1970, 1978–1983). Im Zusammenhang mit Forschungsarbeiten, die die Autoren dieses Artikels im gesamten Bodenseeraum zu Eiszeitfragen seit etlichen Jahren betreiben, waren und sind auch der Alpstein und das Appenzellerland Gegenstand ihrer Untersuchungen (*Keller*, 1981; *Krayss* und *Keller*, 1983; *Keller* und *Krayss*, 1987). So wurde in den letzten Jahren von O. Keller speziell die späteiszeitliche Vergletscherung in den Alpenrandgebirgen vom Rickenpass bis zum Arlberg, und damit auch im Alpstein, bearbeitet (*Keller*, 1988).

Heute liegt nun eine ganze Reihe neuer, die letzte Eiszeit im Lokalbereich umfassender Erkenntnisse vor. Am 12. Februar 1985 konnten die Autoren in einem Vortrag im «Historischen Verein Appenzell» darüber und ganz allgemein über den Stand der Erforschung der Eiszeiten berichten. In der Tageszei-



Abbildung I: Ansicht der Nordostfront des Alpsteins mit, von links nach rechts, Ebenalp, Schäfler, Altenalptürme, Öhrli 2193 m. Im Hintergrund von links her Lisengrat mit dem Firnfeld des Gross Schnee, Säntis 2501 m mit Sendeanlage und Girenspitze. Die auffälligen Felsmulden der Gartenalp zwischen Ebenalp und Schäfler und der Öhrli grueben links des Öhrli sind durch eiszeitliche Gletscher herauspräparierte Karwanen, in denen der Firnschnee der damaligen Eisströme sich sammelte.

tung «Appenzeller Volksfreund» (16.2.1985 ff.) wurde daraufhin eine ausführliche Darstellung in zwei Teilen veröffentlicht. Schliesslich vermittelte noch eine von beiden Autoren geleitete Exkursion in die Umgebung von Weissbad am 28. September 1985 direkte Eiszeiteindrücke draussen im Gelände (Appenzeller Volksfreund, 3./5.10.85).

Der vorliegende Artikel entstand auf Anfrage und Anregung von Dr. H. Grosser, Präsident des Historischen Vereins Appenzell. Darin soll einerseits das im Referat behandelte Thema nochmals aufgegriffen und andererseits der aktuelle Stand der Kenntnisse über das eiszeitliche Geschehen in Innerrhoden festgehalten und weitervermittelt werden.

Bewusst verzichten wir darauf, den generellen Wissensstand über die Eiszeiten zu besprechen, existieren doch darüber zahlreiche Bücher und grössere Werke aus jüngster Zeit, die über Bibliotheken oder im Buchhandel bezogen werden können. Verschiedene Titel sind unter «Einführende Literatur» am Schluss aufgeführt. Hingegen war der Lokalbereich Innerrhoden bisher noch nie Mittelpunkt einer modernen Eiszeitgeschichte. Daher stellen wir nun das innere Land zur Eiszeit dar, wobei wegen der Zusammenhänge verschiedentlich auf das benachbarte Rheintal und das Bodenseebecken mit dem mächtigen einstigen Rheingletscher ausgegriffen werden muss. Zum Teil werden auch aus Platzgründen oder wegen schwer erklärbaren Grundlagen Belege und Gedankengänge nicht beschrieben, sondern nur die Ergebnisse vorgelegt. Die zahlreich eingestreuten Figuren und Abbildungen dienen der Illustration der behandelten Themen, aber auch der Darstellung vieler Einzelheiten, die wohl gezeichnet, aber in vollem Umfang kaum beschrieben werden können. In der grossen, zweifarbigen Kartenbeilage ist die späteiszeitliche Gebirgsvergletscherung des Alpsteins, wie sie im Weissbad-Stadium vor 14500 bis 14000 Jahren vor heute bestand, möglichst plastisch und im gleichen Massstab wie die Landeskarte Blatt Säntisgebiet rekonstruiert und gezeichnet worden.

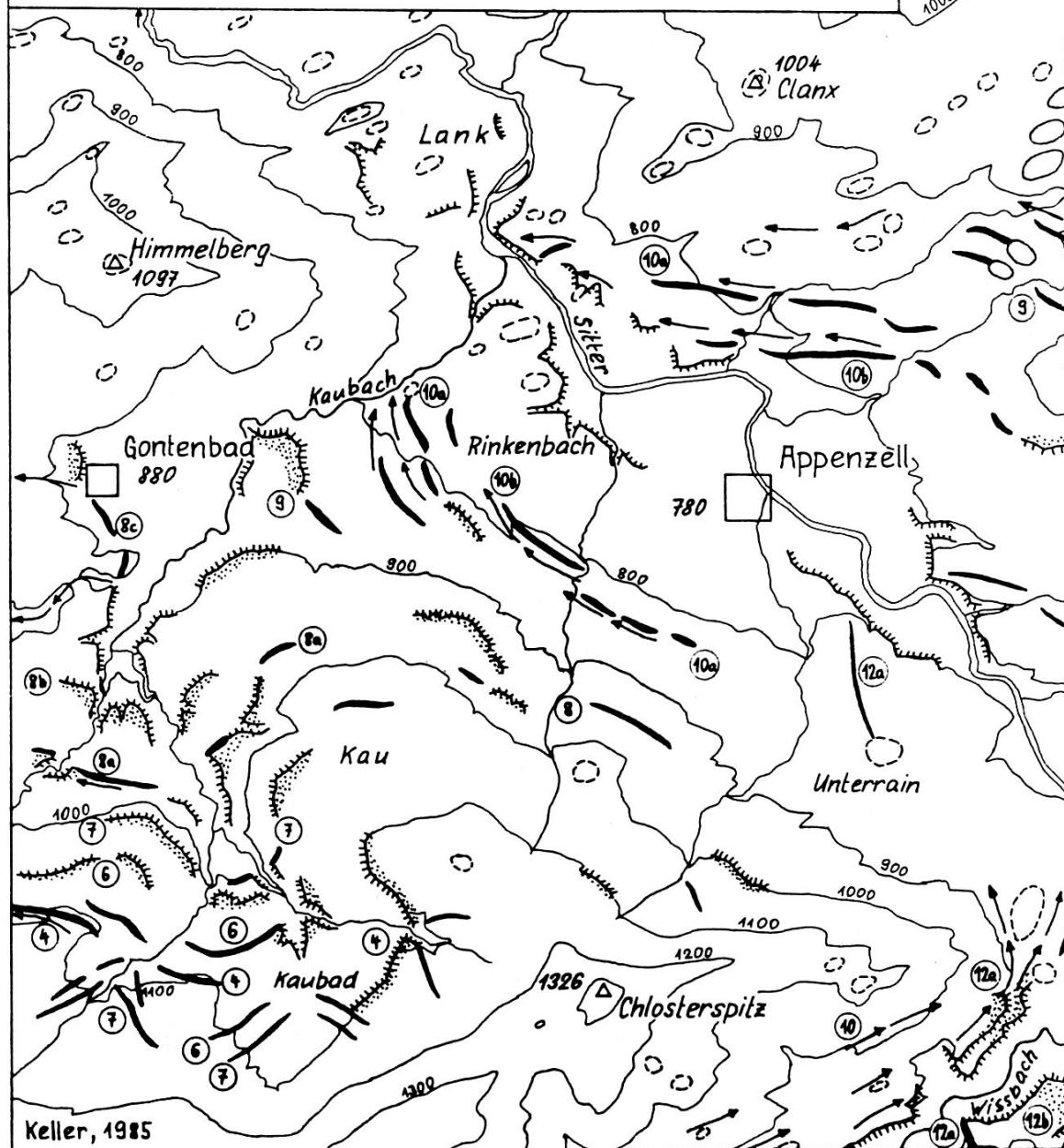
2. Die Spuren der Eiszeit im inneren Appenzellerland

Bei einer Wanderung über die Hügel und durch die Täler Innerrhodens begegnet man bei genauerem Beobachten auf Schritt und Tritt den Hinterlassenschaften einstiger Gletscher. Die Bedeutung der eiszeitlichen Vergletscherung ist für die Ausgestaltung der Landschaft beträchtlich. Die Eisströme haben mit ihrer Formungskraft das Relief weit mehr geprägt als man gemeinhin annimmt. Um diese Zeugen der Eiszeiten zu finden, ist es gar nicht nötig, einsame Wege zu gehen und abgelegene Orte aufzusuchen, auch entlang der Verkehrswege und mitten in Siedlungen sind sie häufig anzutreffen. Einige Beispiele sollen demonstrieren, wie vielfältig diese Überbleibsel sind; sie lassen sich auch bereits aus der Figur 1 ablesen.

Bei Meistersrüti-Sammelplatz südwestlich Gais (Figur 1: 8a, 8b) ziehen breite, langgezogene Hügelformen vom Hirschberg über Mendli bis gegen die Staatsstrasse hinunter. Auf der Gaiser-Seite sind sie durch den Mendlibach quer durchschnitten worden. Gletscherströme der Eiszeit haben hier einerseits vom

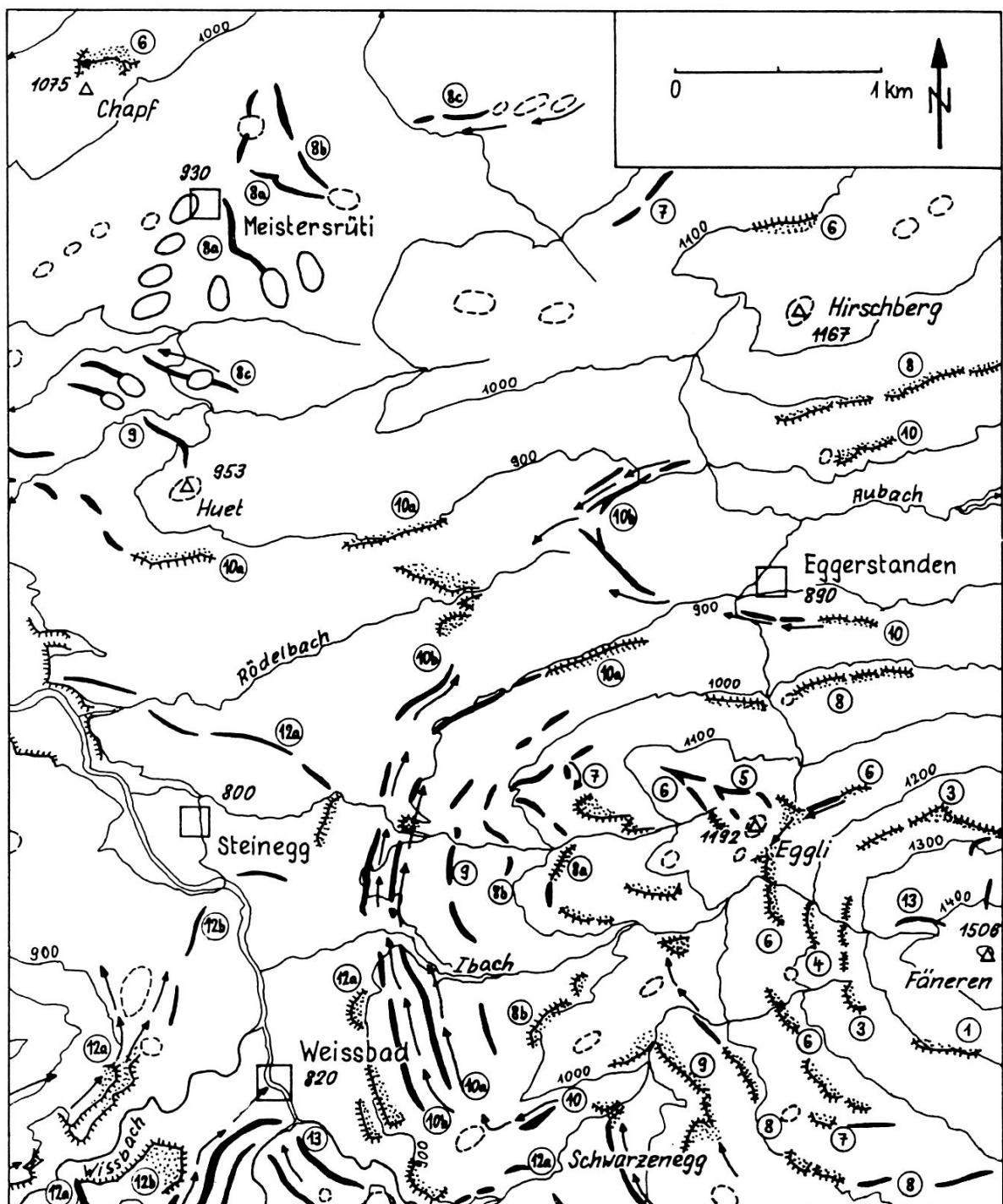
Figur 1: Die vor dem Alpenrand (beim Weissbad) gelegene, weite Talmulde von Appenzell ist durch eine Vielzahl eiszeitlicher Überreste ausgezeichnet, die verschiedenen Phasen der Hoch- bis Späteiszeit zugewiesen werden können. Dabei tritt das Stadium von Appenzell mit seinen Eisrandrelikten besonders deutlich in Erscheinung. Während den älteren, höheren Gletscherständen floss aus dem Rheintal über Eggerstanden und über Stoss-Meistersrüti Eis aus dem bis über 1000 m angeschwollenen Rheingletscher zum Sittereis über. ►

Eiszeitliche Relikte und einstige Gletscherstände
im Becken von Appenzell



Legende

- 1100 Gelände - Isohypsen
- Eisrandwälle
- **** Eisrandterrassen
- ~~~~~ Fluviale Erosionsterrassen
- drumlinioide Formen
- Rundhöcker
- ← Eisrand-Entwässerung



Eisrandlagen

nach KELLER und KRAYSS (1980), KELLER (1981, 1988)

Eisrand - Komplexe, Stadien

- | | |
|-------|--|
| W/Max | Würm-Maximum = Schaffhausen
Langwiesen |
| W/S | Stein am Rhein = Stein AR |
| W/K | Konstanz = Appenzell
Lindau, Dornbirn ? |
| W/W | Weissbad = Koblach |

Stände des Sittergletschers

- | | |
|-------|---------------------------|
| ① - ③ | |
| ④, ⑤ | Teufen |
| ⑥ - ⑧ | Störgel, Gmünder, Haslen |
| ⑨ - ⑪ | Schopfalden, Appenzell, - |
| ⑫ | Steinegg |
| ⑬, ⑭ | Weissbad, Schwende |

Stoss, andererseits von Appenzell her den einstigen Ausgang der Gaiser Talmulde Richtung Sitter bei Appenzell massiv mit Moränenmaterial in Form von Wällen verstopft.

Vom Sammelplatz gegen Appenzell hinunter schlängeln sich Strasse und Bahn zwischen rundlichen Kuppen und länglichen Hügeln hindurch, welche sich abwärts bis gegen Schönenbüel stufenweise folgen (Figur 1: 8c, 9). Diese gut besonnten, aussichtsreichen Punkte sind nicht von ungefähr begehrte Wohnplätze geworden. Dem Geologen gewähren die Baugruben immer wieder Einblick in den Aufbau der Hügel. Stets handelt es sich um Lockermaterial, das vor allem aus einer harten, lehmig-sandigen Grundmasse besteht, in welche Nester und Lagen von Geröllen und Geschieben in meist wirrer Anordnung eingeschaltet sind. Typisch sind auch unregelmässig verteilte, bis m^3 grosse Felsblöcke, teils zugerundet, teils eckig. Ihre Herkunft kann an der Art des Gesteins abgelesen werden. Hellgraue Schrattenkalke und dunkle Kieselkalke stammen aus dem Alpstein, Sandstein und Nagelfluh vom Gebiet Chlosterrspitz-Weissbad-Ibach-Hirschberg, während granitische, oft grünliche Kristallinblöcke aus dem Bündnerland herzuleiten sind. Was anderes kommt für den Transport solch massiger Felsstücke in Frage als das Förderband ehemaliger eiszeitlicher Gletscher? Hier in der Mulde hinter dem westlichen Hirschberg wurde die Fracht an den damaligen Eisrändern in verschiedenen Höhenlagen gelöscht und dabei sind Moränenwälle, Rundformen und Terrassen geschaffen worden.

Eisrandwälle mit besonders markanter, langgezogener Dachfirstform lehnen sich bei Ried, Rütirain und Rinkenbach (Abb. 5) knapp südlich und westlich von Appenzell den untersten Abhängen der Sollegg an (Figur 1:10a, 10b). Auch im inneren Teil des Alpsteins stösst man auf klassisch geformte Moränenwälle, so etwa am Ausgang des hoch gelegenen Talkessels Bötzel in 1800 m ü M, wo ein längst verschwundener kleiner Gletscher auf der Nordseite von Hundstein und Freiheit gelegen hatte.

Ohne merkliches Gefälle zieht der Flusslauf der Sitter direkt aus dem Innern des östlichen Alpsteins von Wasserauen hinaus nach Appenzell. Meist säumen flache Talböden die Flussufer; Engnisse kommen vor, besonders ausgeprägt hinter Weissbad (Figur 1:13). Hier durchbricht der Schwendibach mächt-

Abbildung 2: Flugaufnahme des Seealpseetals von NE mit dem Säntis 2501 m. Deutlich ist der innere Bau des Alpsteins in den geologischen Strukturen zu erkennen. Die eiszeitlichen Gletscher haben diese Formen überprägt und ausgestaltet: Trog- oder U-Täler des Seealpsees und der Meglisalp (links oben), abgeschliffene Felsplatten zwischen Mesmer (Tal oben rechts) und Hüenerberg (Felsgrat oben rechts). Während dem Maximum der letzten Eiszeit ragten einzig die höchsten Felsgrade aus dem Eis heraus. Heute existieren nur noch zwei kleine Gletscherchen in den obersten Mulden am Säntis, rechts der Blau Schnee, links der Gross Schnee. Im Bild sind sie noch frühsommerlich schneebedeckt in einem Ausmass, das ungefähr dem jüngsten Gletschervorstoß um 1850 entspricht. ►



tige Stirnmoränen des eiszeitlichen Sitter-Schwendigletschers (Abb. 6). Bei der Losbrücke trat in jener Zeit die Sitter als milchig trüber Schmelzwasserfluss aus dem Gletschertor auf das Gletscher-Vorfeld hinaus, das sich über Steinegg bis ins Becken von Appenzell erstreckte. Den damaligen Anblick dieser Gegend kann man sich etwa so vorstellen, wie das heutige Vorfeld vor der Zunge des Morteratschgletschers im Engadin. Eiszeitliche Kiese werden bei Ebnet SW Weissbad abgebaut (Abb. 8).

Auf dem Geländesporn, der vom Eggli (Fäneren) nach Steinegg hinunterzieht (Figur 1), ist das Fahrsträsschen mit vielen Windungen angelegt. Hier kann eine Riesentreppe übereinander angeordneter, eiszeitlicher Eisrandbildungen erkannt werden, welche die Ränder verschieden hoch emporreichender Gletscherströme markieren. Bei Grüt-Schletter sind sie auffallend gut erhalten, nördlich der Strasse in Form von Kuppen, Wällen und dazwischen eingetieften Schmelzwassertälchen, südlich als flache, wenig geneigte Eisrandterrasse (Figur 1:7 westlich Eggli). Auf der Nordseite liegen zudem noch verschiedentlich sogenannte erratische Blöcke oder Findlinge, darunter auch solche aus kristallinem Gestein. Dies besagt, dass ein Arm des Rheingletschers aus dem Bündnerland, der über den Eggerstandensattel eingedrungen war, sich hier mit dem Sittergletscher aus dem Alpstein getroffen hatte. Im Winkel des Zusammenflusses haben sie am Sporn ihr Transportgut deponiert.

Die Burg Clanx nördlich Appenzell (Figur 1) wurde im Mittelalter auf einer ziemlich isolierten Bergkuppe aus Molasse-Nagelfluh in beherrschender Lage erbaut. Der Hügel hat die bei kriegerischen «Händeln» für die Verteidigung günstige Gestalt den Eiszeiten zu verdanken. Die ehemaligen Gletscher haben die Kuppe aus hartem Gestein aus der weniger widerstandsfähigen Umgebung herauspräpariert und oberflächlich rundlich abgeschliffen. Solche Rundhöcker, wie man sie nennt, sind in der Umgebung zwischen Lank und Sammelplatz verbreitet zu finden (Abb. 4). Ebenso häufig treten sie im Gontental und an den Südfanken der Hundwiler Höhi auf (Figur 1). Sie entstanden dort, wo über Fels fliessendes Eis schleifend und polierend gewirkt hat.

Talabwärts von Lank nördlich Appenzell (Figur 1) hat sich die Sitter in ihrem älteren breiteren Talboden in einem steilen und tiefen Tobel eingesägt. Gegen Süden schliesst eine ganz anders gestaltete Landschaft an, die weite, ziemlich ebene Talmulde von Appenzell. Bäche und Flüsse können linienhafte Taleinschnitte schaffen, während eine Ausweitung zur U-Form wie im Becken von Appenzell den Gletschern zugeschrieben werden muss. Trogtäler dieser Art sind auch das Gontental, Tal und Pass von Eggerstanden, das Gaiser Becken mit dem Stoss oder das Schwende-Wasserauental. Oftmals sind sie wannenförmig eingetieft, so dass sich darin, wie einst bei Wasserauen, nach dem Abschmelzen der Gletscher Seen bilden konnten. Auch im Seealp- und im Sämtiserseetal haben die Gletscher Vorformen trogartig ausgestaltet (Abb. 2) und zum Teil mit tonigem Moränenmaterial ausgekleistert. So war nach der Eiszeit die Mulde des Sämtiserseetals derart gut abgedichtet, dass der See anfänglich bis zum Plattenbödeli aufgestaut wurde und durch das Brüeltofel abfloss.



Abbildung 3: Von Leugangen am Fuss der Alp Sigel öffnet sich ein weiter Blick über das Schwendital mit dem Weiler in der Talmitte und hinaus über Weissbad gegen Appenzell (Mitte oben). Im Vordergrund markiert ein auffälliger Moränenwall (mit Einzelhof) den Eisrand des Sitter-Schwendigletschers im Appenzell-Stadium, als die eiszeitlichen Eismassen noch bis über Appenzell hinausreichten. Über der Bildmitte zieht der linksseitige Eisrandwall des späteiszeitlichen Schwendigletschers entlang der Hochfläche Ebnet (links) zum Weissbad hinunter (rechts der Bildmitte). Damals im Weissbad-Stadium erfüllte also die Zunge dieses grossen Eisstromes noch das gesamte Schwendital.

Erst später fand das Wasser den unterirdischen Weg ins Rheintal, womit der Sämtisersee stufenweise auf die heutige Spiegelhöhe abgesenkt wurde. Die terrassenartigen Verflachungen auf der Sämtisalp sind alte Schwemmfächer des Baches; sie zeigen heute noch die verschieden hohen Lagen des ehemaligen Seespiegels.

Bergwanderern und Skifahrern ist die hochgelegene Alpmulde «Garten» zwischen der Ebenalp und dem Schäfler wohl bekannt. Auf drei Seiten ist dieses Hochtal von Felswänden umstellt, während nach Norden ein weiter, offener



Abbildung 4: Das ausgedehnte Talbecken von Appenzell wird durch die breiten, flachen Eisrandwälle von Steinegg deutlich in einen kleinen südlichen Abschnitt zurück bis Weissbad (unten rechts) und einen grossen von Appenzell selbst (oben nach links) unterteilt. Auf der Höhe von Schlatt (links oben im Hintergrund) ist der Ausgang des Beckens nach Norden mit vielen, eisgeschliffenen Felsbuckeln übersät. Zu diesen Rundhöckern ist auch der Burgruinenhügel von Clanx (rechts über der Bildmitte) zu zählen.

Ausgang über eine Steilstufe hinunter zum Eschböhl besteht (Abb1). Eine derartige Hochgebirgsmulde mit steilen Rückwänden, flacherem Talboden und breitem Ausgang nennt man ein «Kar», eine Landschaftsform, welche die Gletscher in typischer Weise in die Gebirgszüge einerodieren. Im Alpstein mit seinen beachtlich hohen Bergketten, wo dementsprechend auch über lange Zeiträume Eiszeitgletscher lagen und tätig waren, sind Kare denn auch recht häufig. Als gut geformte Beispiele können gelten: Schaienrossberg am Kamor, Mans und Mar am Bogartenfirst, Bötzel an Hundstein und Freiheit, die Mulden von Gross Schnee und Blau Schnee am Säntis (Abb. 2), die Hintere und der höhere Teil der Vorderen Öhrligrueb. Aber auch entlang der höchsten Gratzüge der Molasse-Voralpen treten Kare auf, sind aber meist weniger markant herauspräpariert. Als solche anzusprechen sind etwa die Doppelmulde südlich und östlich des Kaubades, Grossbalmen zwischen Kronberg und Petersalp. Klassisch geformt ist das Rossmoos-Kar auf der Nordseite der Hochalp. Als Ergebnis all dieser Beobachtungen lässt sich sagen, dass im ganzen inneren Appenzellerland in den Tälern, an den Hügeln der Voralpen sowie auch al-

lenthalben im Alpstein Landschaftsformen auftreten, die von Gletschern modelliert oder aus deren Ablagerungen aufgebaut worden sind. Diese Feststellung ruft nach Erklärungen zur Herkunft der einstigen mächtigen Eisströme, zu ihren Ausmassen, zum Aufbau und Abbau des Eises sowie auch zu Klima und zeitlicher Ordnung der Vergletscherungen.

3. Die Gliederung der Eiszeit-Relikte

Als eiszeitliche Relikte bezeichnet man Geländeformen und Ablagerungen, deren Entstehung mit eiszeitlichen Vorgängen zusammenhängt. Trägt man auf einer Höhenkurvenkarte (z.B. Landeskarte 1:25 000) die obersten im

Abbildung 5: Blick von NE auf Appenzell und die Säntiskette. Gut erkennbar sind die ehemaligen Eisränder des eiszeitlichen Sittergletschers im Appenzell-Stadium, als dieser vor rund 15 000 Jahren eben noch das Talbecken von Appenzell einnahm. Im Vordergrund ist die Terrasse entlang des Waldrandes die einstige rechtsseitige Gletscherbegrenzung. Hinter und knapp über Appenzell wird der linke Eisrand durch die Wallform mit der Einzelbaumreihe (links der Bildmitte) und die Wälle von Rütirain–Rinkenbach am Fuss der Abhänge (rechts der Bildmitte) nachgezeichnet.

Die Verflachungen auf der Höhe von Eischen (rechts der Mitte ob der grossen Waldparzelle), die rund um die Sollegg, den Hügelzug über Appenzell, herumziehen, markieren die Eishöhe zur Zeit des Stein am Rhein-Stadions vor vielleicht 16 000 Jahren. Zu jener Zeit hat ein noch immer durchlaufendes Eisstromnetz Sitter- und Rheingletscher im NE des Alpsteins in über 1000 m Meereshöhe miteinander verbunden. Die Gipfelkuppe des Kronbergs 1663 m (rechts oben) ragte in der letzten wie auch in der vorletzten und grössten Eiszeit stets über die Eismassen empor.





Abbildung 6: Der flache Talboden, der von Appenzell gegen das Gebirge hereinzieht, wird beim Weissbad (Bildmitte) durch einen mächtigen, frontalen Moränenwall verbarrikadiert. Bis bisher stiess zu Beginn der Späteiszeit vor etwas mehr als 14 000 Jahren während dem Weissbad-Stadium der Schwendigletscher vom Säntis herunter durch das Seealpseetal und um den bewaldeten Bommenchopf herum (rechts aussen) nochmals vor. Die schattigen Wiesenhänge von Horn am rechten Bildrand sind die gegen das Gebirge ansteigenden Seitenmoränen des damaligen Gletschers. Im Hintergrund erheben sich die Felsenberge der mittleren Alpsteinkette; es sind dies von links nach rechts Alp Sigel, Bogartenfirst und Marwees 2056 m.

Innerrhodischen entdeckten Eiszeitzeugen ein und untersucht dann ihre Höhenlagen, so ergeben sich maximale Werte an Fäneren und Kronberg um 1400 m ü M; es sind aber nur spärliche, undeutliche und meist durch Schliff entstandene Formen (Abb. 5). Wir weisen sie nicht der letzten Eiszeit zu, sondern einer älteren, der sogenannten Risseiszeit, eventuell sogar der noch älteren Mindeleiszeit. Ein Stockwerk tiefer setzen dann deutlichere Eisrandterrassen und vermehrt Findlinge ein. Dies sind die höchsten Überreste der letzten und jüngsten, der Würmeiszeit, die bestenfalls bis auf 1200–1300 m ü M emporgereicht hat (Figur 1, Stände 1–3). Alle diese hochliegenden Spuren beweisen, dass jeweils im Maximum der Eiszeiten ein gewaltiges Eismeer das gesamte Voralpenland vom Alpstein bis weit über den Bodensee hinaus bedeckt hat. Wie bereits angedeutet (Kapitel 2), kann von der Fäneren herunter über das

Eggli bis Steinegg die ganze Abfolge der letzteiszeitlichen, ans Würm-Maximum anschliessenden Eishöhen in treppenartiger Anordnung studiert werden (Figur 1: 3–12). Ähnliches gilt auch für den Leugangengrat (Figur 11 und Abb. 3), der von den Wänden der Alp Sigel bis Weissbad absteigt, oder für das Gebiet vom Kaubad über Gontenbad hinunter nach Appenzell (Figur 1 und Abb. 5). Immer erkennt man einerseits Höhenstreifen mit vielen und deutlichen Hinterlassenschaften und andererseits Zwischenbereiche, wo sie seltener sind. Aus den Formen der Eisrandgebilde, aus der Häufigkeit ihres Auftretens und aus den Gesteinen der Ablagerungen können Aussagen über ihre Zusammengehörigkeit gemacht werden. Setzt sich ein Band solcher Eisrand-Relikte deutlich von der Umgebung ab und sind die Zeugen selbst über grosse Distanzen verfolgbar, so fassen wir sie als «Eisrand-Komplex» oder «Stadium» zusammen und bezeichnen sie mit dem Namen der Lokalität, wo dieser/dieses besonders typisch auftritt.

Verfolgen wir einmal die Relikte jenes Komplexes, zu dem die Wälle und Terrassen bei Grüt-Schletter gehören (Figur 1:7 westlich Eggli). Entsprechend dem Abfliessen des Eises aus dem östlichen Alpstein nordwärts durch das Sittertal nimmt auch ihre Höhenlage ab. Sie setzen bei Chehr unter der Alp Sigel-Felswand (Figur 11) auf 1200 m ü M ein, finden sich dann bei Grüt auf 1050 m, bei Eischen (Abb. 5) und Kaubad knapp über 1000 m (Figur 1:7), bei Rüti ob Enggenhütten in 920 m und ziehen vom Dorf Stein von 820 m zur Schwanenbrücke und zum Störgel auf 700 m hinunter. Bereits bei Haggen stehen ihnen die Eisrandwälle des Bodensee-Rheingletschers gegenüber, der das Bodenseebecken erfüllte. Die Eisrandbildungen dieses riesigen Vorlandgletschers lassen sich von St.Gallen bis nach Stein am Rhein verfolgen. Dort lag einst das Zungenende des Bodensee-Gletschers, weshalb wir diesen Eisrand-Komplex mit «Stein am Rhein-Stadium» bezeichnen.

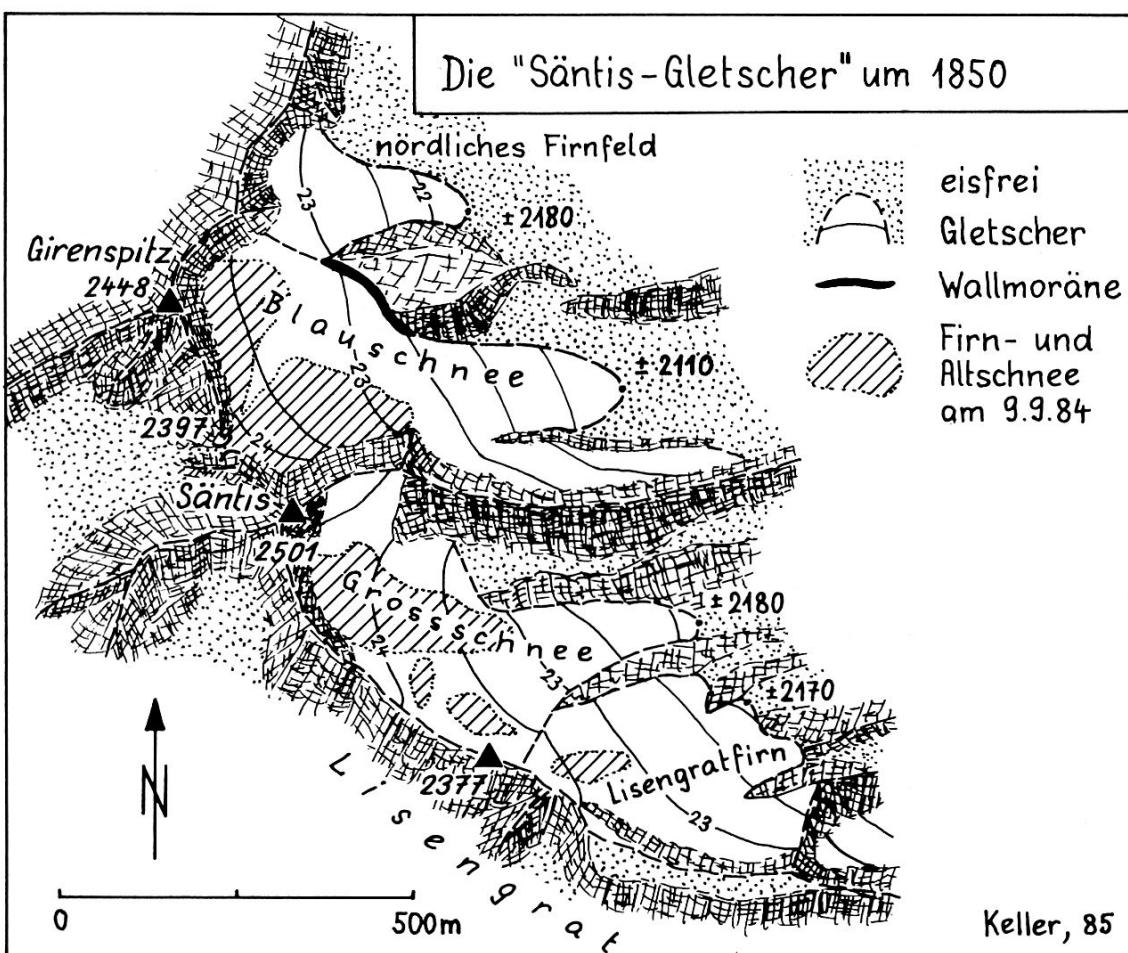
Eisrandlagen der letzten Eiszeit im Appenzellerland (Würmeiszeit)			
Eisrand-Komplexe (Stadien)			Eisrand im Raum Appenzell – Weissbad
Abk.	Bodensee-Rheingletscher	Sittergletscher	
W/Max	Würm-Maximum, Schaffhausen	(unselbständiger Teil des Rhein- gletschers)	Goggeien (Fäneren) / Sollegg unter Chlostertspitz
W/S	Würm – Stein am Rhein	Stein AR	Grüt – Schletter ob Stein- egg / Vorder Kau
W/K	Würm – Konstanz	Appenzell	Obersteinegg – Halten / Rinkenbach – Steig
W/W	Koblach im Rheintal	Würm – Weissbad	Weissbad – Loosbrücke

Tabelle 1

Unsere Untersuchungen haben ergeben, dass man im Appenzellerland wie im Bodenseegebiet während dem Hauptabschnitt der letzten Eiszeit 4 stadiale Eisrand-Komplexe unterscheiden kann. Sie sind mit Ortshinweisen für Innerrhoden in der Tabelle 1 aufgelistet und können auch in der Figur 1 gefunden werden.

4. Wie Gletscher zu einer Eiszeit-Vergletscherung heranwachsen

Heute besitzt der Alpstein nur gerade zwei kleine Gletscher. Der Blau Schnee und der Gross Schnee liegen beide in den östlichen Karmulden des Säntis (Abb. 2), im Schatten der Niederschlag bringenden westlichen Winde und im Schatten der besonders stark einstrahlenden Nachmittagssonne. Um 1850,



Figur 2: Der jüngste nacheiszeitliche Gletschervorstoß von 1850 kann im gesamten Alpenraum nachgewiesen werden. Damals erreichten auch die Gletscherchen am Säntis eine beachtliche Ausdehnung. In den letzten Jahrzehnten sind sie bis auf kleine Restareale abgeschmolzen. Trotzdem hat der Blauschnee seinen Charakter als echter Gletscher mit blauem Eis bewahrt. Sämtliche Eisfelder sind auf den schattigen Nord- bis Ostflanken der Bergkämme zu finden.

also gegen Ende des sogenannten «Kleinen Eiszeitalters», waren die beiden Gletscherchen, wie damals allgemein in den Alpen, wesentlich ausgedehnter. Sie wurden für diesen Gletscher-Hochstand mit Hilfe alter Dufourkarten und Feldbegehungen in der Figur 2 dargestellt und können so mit den gegenwärtigen Ausmassen verglichen werden. Was hat sie um 1850 zu jenem Vormarsch veranlasst, was hat nachher das Rückschmelzen ausgelöst?

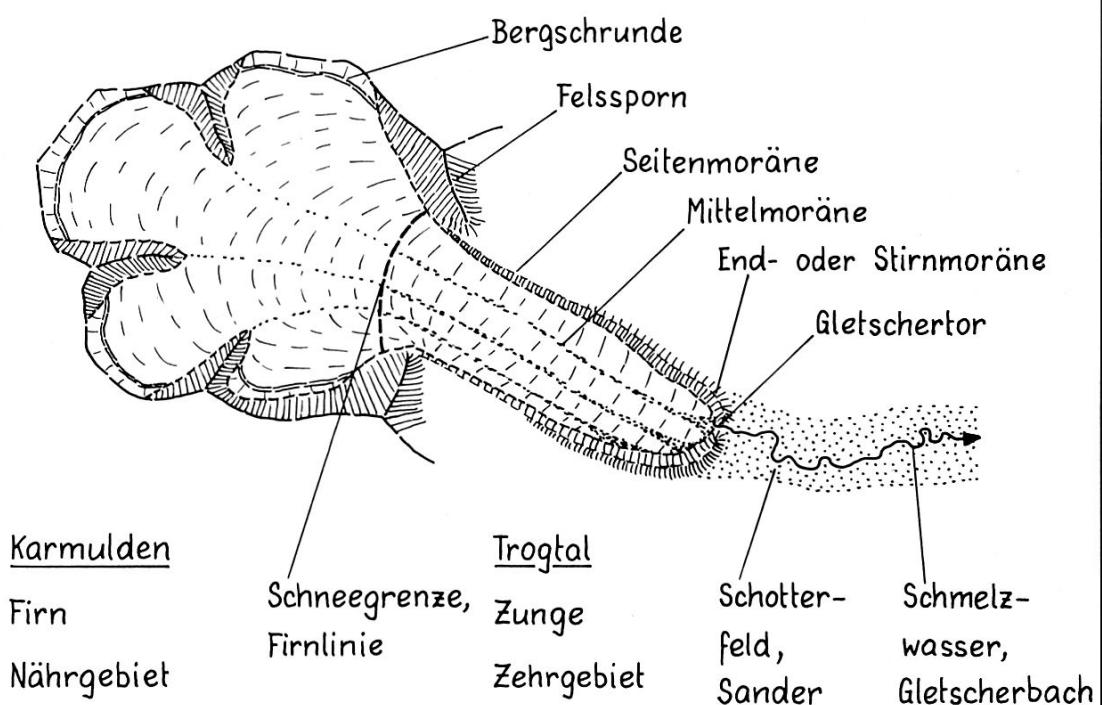
Aus der Aufzeichnung der Klimawerte der Messstationen auf dem Säntis und an andern alpinen Orten geht hervor, dass die Temperaturen in den letzten gut hundert Jahren im Durchschnitt 0,5–1°C angestiegen sind. Das bedeutet, dass auch die Umgebung der Gletscher entsprechend wärmer wurde und deshalb das Eis stärker abgetaut ist. So sind die Gletscher in den Alpen bis Mitte 70er Jahre dieses Jahrhunderts ganz allgemein zurückgeschmolzen. Wir schliessen daraus, dass während Jahrzehnten erhöhte Temperaturen zum Gletscher-Rückzug, abgesenkte aber zum Vorstoss führen. Gibt es eine erfassbare Beziehung zwischen dem Gletscherwachstum und dem Verhalten der Temperaturen? Dieses Problem ist schon sehr früh von Eiszeitforschern und Glazialgeologen untersucht worden. Es soll im folgenden erklärt werden.

Zuerst müssen wir den Gletscher als funktionelle Einheit etwas genauer kennen lernen (Figur 3). Besonders charakteristisch ist sein Fliessen, das auf sein gesamthaft plastisches Verhalten zurückzuführen ist, während Eis in einzelnen Blöcken äusserst spröd und brüchig reagiert. Eine zweite Eigenart besteht darin, dass ein Gletscher scheinbar stationär sein kann, obwohl sich sein Eis dauernd fliessend bewegt. Das wiederum ist möglich, weil der Gletscher in seinem Firngebiet durch Schnee, der sich in Eis verwandelt, laufend Zuwachs erhält, während in seinem unteren Bereich stetig Eis abschmilzt. Es muss somit ein stetiger Ausgleich von oben nach unten zustande kommen. Die Grenze zwischen dem Gletscherareal mit Zuwachs oder Akkumulation (Nährgebiet) und demjenigen mit Abschmelzen oder Ablation (Zehrgebiet) ist die Firmlinie. Bis zu ihr hinauf taut im Spätsommer der Schnee des letzten Winters ab, während er weiter oben liegen bleibt und zu Eis umkristallisiert wird. Die Firmlinie verläuft weder horizontal, noch liegt sie jedes Jahr gleich hoch. Über Jahre hinweg gemittelt erhält man aber eine für Vergleiche brauchbare ideelle Niveaulinie, die man etwas vereinfacht als «Schneegrenze» bezeichnet (Figur 3). Seit über 100 Jahren an vielen Alpengletschern angestellte Messungen und Untersuchungen haben ergeben, dass die Schneegrenze das gesamte Gletscherareal im allgemeinen im Verhältnis 2:1 in Nähr- und Zehrgebiet aufteilt. Sie wird deshalb auch Gleichgewichtslinie genannt.

Bei einem Gletscher-Vorstoss läuft nun folgender Mechanismus ab: Eine Klimaverschlechterung macht sich in tieferen Temperaturen und/oder verstärkten Niederschlägen bemerkbar. Auf dem Gletscher taut deshalb der Altschnee in immer tieferen Lagen nicht mehr ab, das heisst die Schneegrenze sinkt. Damit wird das Nährgebiet des Gletschers grösser und er muss vorrücken, um für den Ausgleich genug Abschmelzareal zu gewinnen. Der Vormarsch wird so lange andauern, bis der Gletscher wieder im Gleichgewicht ist, nämlich bis er

Gliederung eines alpinen Gletschers

Schematische Kartenskizze



Flächenverhältnis

$$\begin{array}{rcl} \text{Nährgebiet} & : & \text{Zehrgebiet} \\ = & 2 & : 1 \end{array}$$

⇒ Gletscher im Gleichgewicht, das heisst stationär

Keller, 84

Figur 3: Die meisten etwas grösseren Alpengletscher sind Talgletscher mit langer Zunge. Sie werden aus dem Firngebiet mit oft mehreren Karmulden ernährt. Kleinere Gletscher beschränken sich auf die Karawannen. Für einen Gletscher mit ausgeglichenem Massenhaushalt, das heisst Eiszuwachs und Abschmelzen sind im Gleichgewicht, gilt das Erfahrungsverhältnis 2:1 der Teilflächen.

wieder das Flächenverhältnis 2:1 bezüglich der Schneegrenze erreicht hat. Bei einem Anstieg der Schneegrenze läuft alles in umgekehrter Richtung, indem der Gletscher bis zur Wiedererlangung des Verhältnisses 2:1 zurückschmelzen muss.

Diese aus der Praxis gewonnene Beziehung zwischen der Firnlinie als Grenze von Nährgebiet und Zehrgebiet eines Gletschers und der Schneegrenze als Flächenteilungslinie für das Verhältnis 2:1 erlaubt es nun, verschiedene Schlüsse zu ziehen und Berechnungen anzustellen:

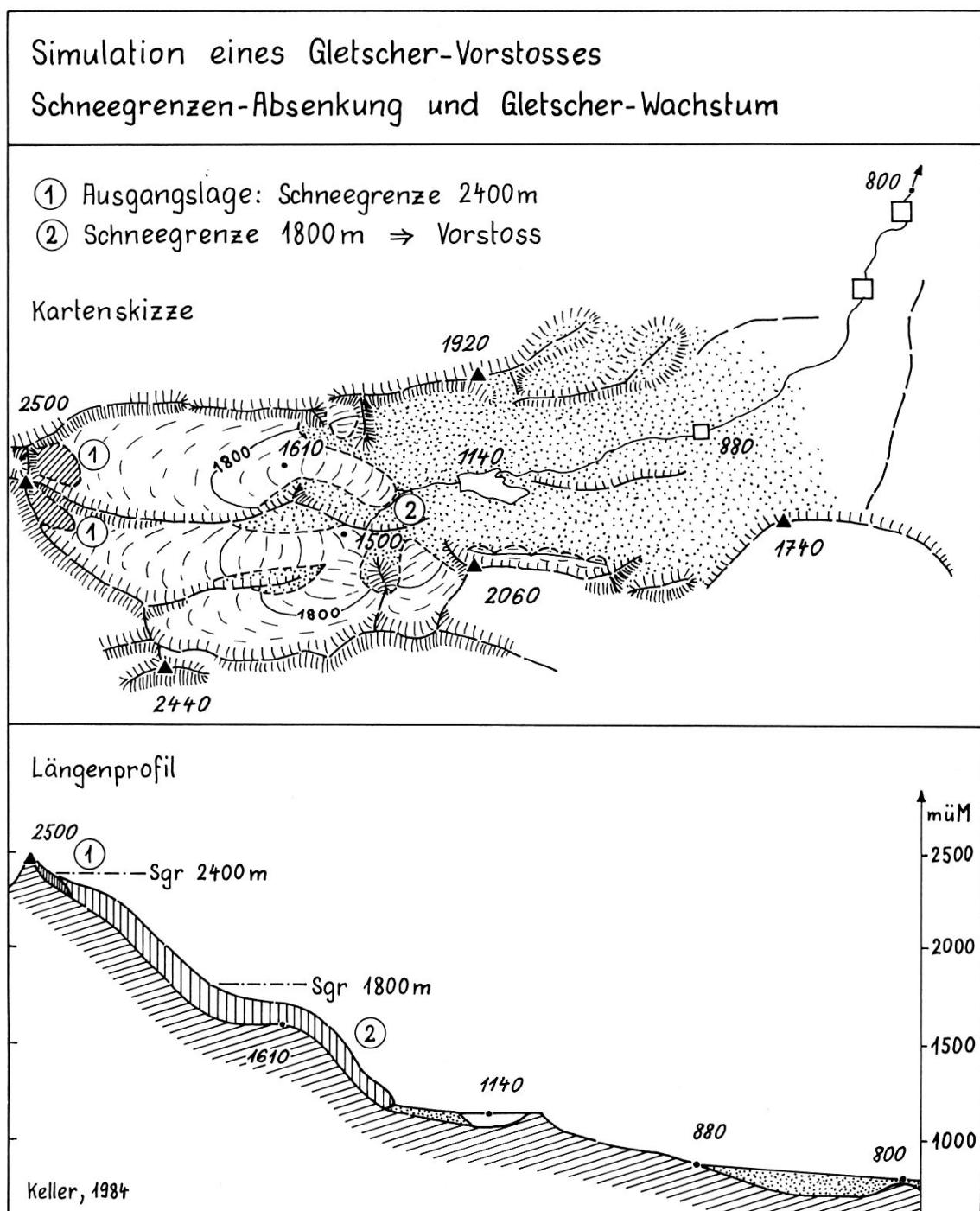
- An einer bekannten Gletscherfläche kann die zugehörige Schneegrenze nach Lage im Gelände und Höhe ü M rechnerisch bestimmt werden.
- Bei einer festgelegten Schneegrenzhöhenlage kann das Firngebiet des zugehörigen Gletschers ermittelt und daraus mit dem Verhältniswert 2:1 das Zungenareal und die Lage der Gletscherstirn konstruiert werden.
- Schneegrenzlagen und -veränderungen sind eine Folge der Klimaverhältnisse. Die Kenntnis der Schneegrenzen erlaubt deshalb Rückschlüsse auf das jeweilige Klima. Dieser Punkt wird in den folgenden Kapiteln noch eingehend diskutiert.

Unter Berücksichtigung weiterer Faktoren können wir bei Annahme einer stufenweisen Absenkung der Schneegrenze aus ihrer gegenwärtigen, warmzeitlichen Höhe eine werdende Eiszeit simulieren (Figur 4). Für verschiedene Gletschersysteme haben wir derartige Rechnungen angestellt, um Modelle für die Vorgänge beim Eisaufbau einer Eiszeit zu erhalten, so am Rhein-Linth-Gletscher oder am Ill-Gletscher im Vorarlberg. Im Alpstein spielt sich im Sinne eines Modells etwa folgendes ab. Ausgehend vom heutigen warmzeitlichen Blau Schnee und Gross Schnee mit einer Schneegrenze um 2400 m ü M, bewirkt eine Absenkung um 600 m auf 1800 m ü M eine Vergletscherung der beiden Säntistäler über den Mesmer, respektive über die Meglisalp hinab bis hinter den Seealpsee (vergleiche Abb. 2). Ein weiteres Absinken auf 1400 m ü M lässt den Sitter-Schwendigletscher über Wasserauen bis zum Weissbad vorrücken. Unter den Klimaverhältnissen, die im Alpstein einer Schneegrenze um 1400 m entsprechen, bilden sich im Bündnerland und in Vorarlberg Talgletscher, die sich im Rheintal zu einem mächtigen Eisstrom vereinigen.

Bei einer Schneegrenze um 1300 m ü M erreicht die Front des Rheingletschers Konstanz, das Eis füllt den Bodensee–Obersee aus und steigt im Rheintal bereits so hoch an, dass es über Eggerstanden gegen Appenzell vordringen kann. Gleichzeitig baut sich auch das Lokaleis im Alpstein weiter auf, rückt ausser im Schwendital auch im Brüelbachtal und Wissbachtal vor, vereinigt sich beim Weissbad, füllt das Talbecken von Steinegg und stirnt knapp südlich Appenzell.

Wenn dann die Schneegrenze auf 1200 m fällt, wächst der Rheingletscher so stark an, dass er ausser bei Eggerstanden auch über den Stoss und den Ruppen ins Appenzellerland überfliesst. Er vereinigt sich mit dem ebenfalls angestiegenen Sittergletscher und beginnt diesen gegen Gonten und Hundwil abzudrängen (Figur 5).

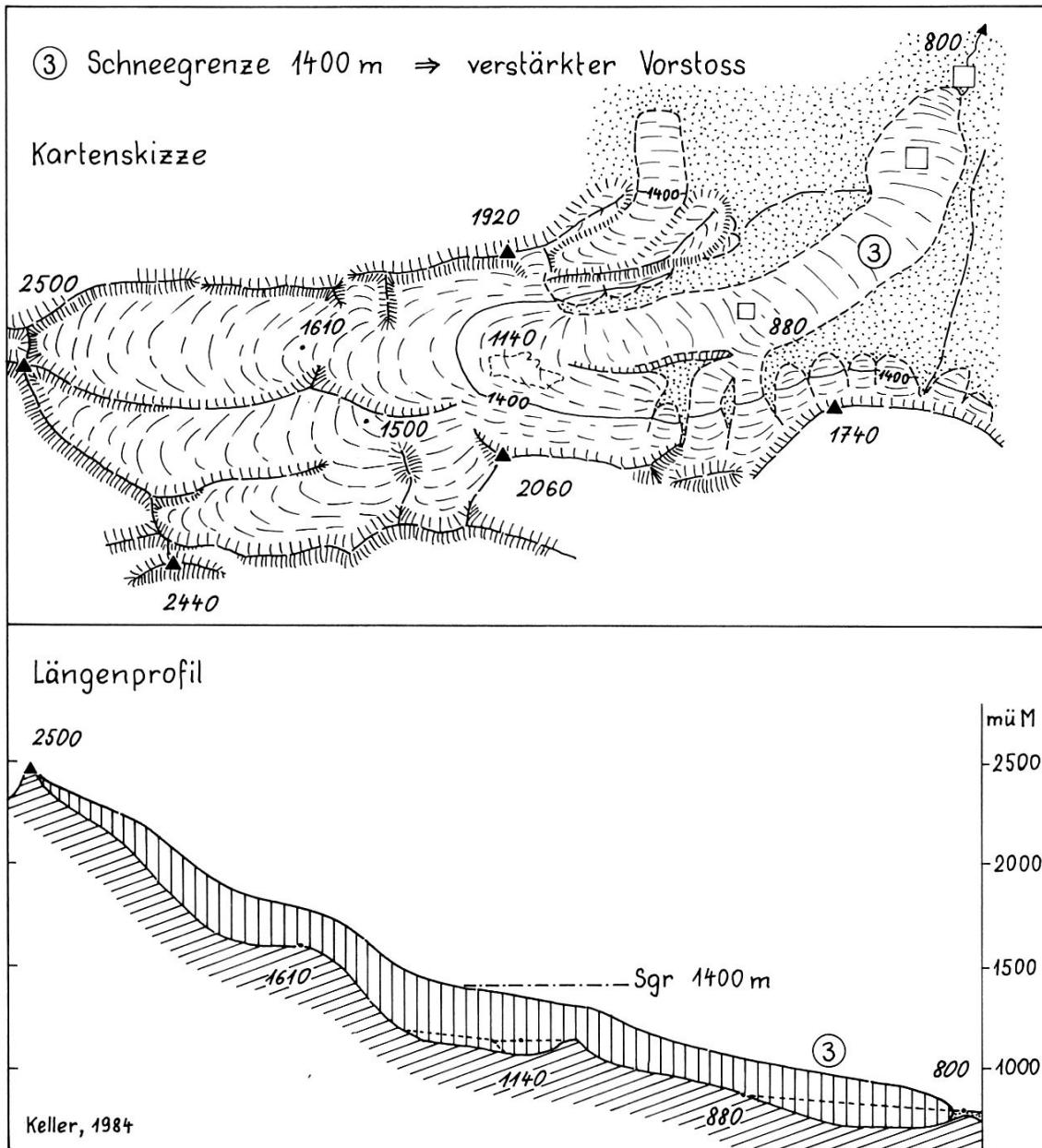
Schliesslich, bei einer Schneegrenze um 1000 m ü M, sind der Rhein- und der lokale Sittergletscher, der Urnäsch- und Thurgletscher zu einem einzigen riesigen Eisstromnetz zusammengewachsen (Figur 6). Nur noch die hohen Alpenketten und einzelne Gipfel der Appenzeller Voralpen (Gäbris, Hundwiler Höhi, Kronberg, Hochalp, Hochhamm, Degersheimer Bergland) recken sich inselartig als sogenannte Nunatakker aus dem Eismeer empor. Da ihre Gipfelpartien 1000 m Meereshöhe übersteigen, weisen sie eigene kleine Gletscher



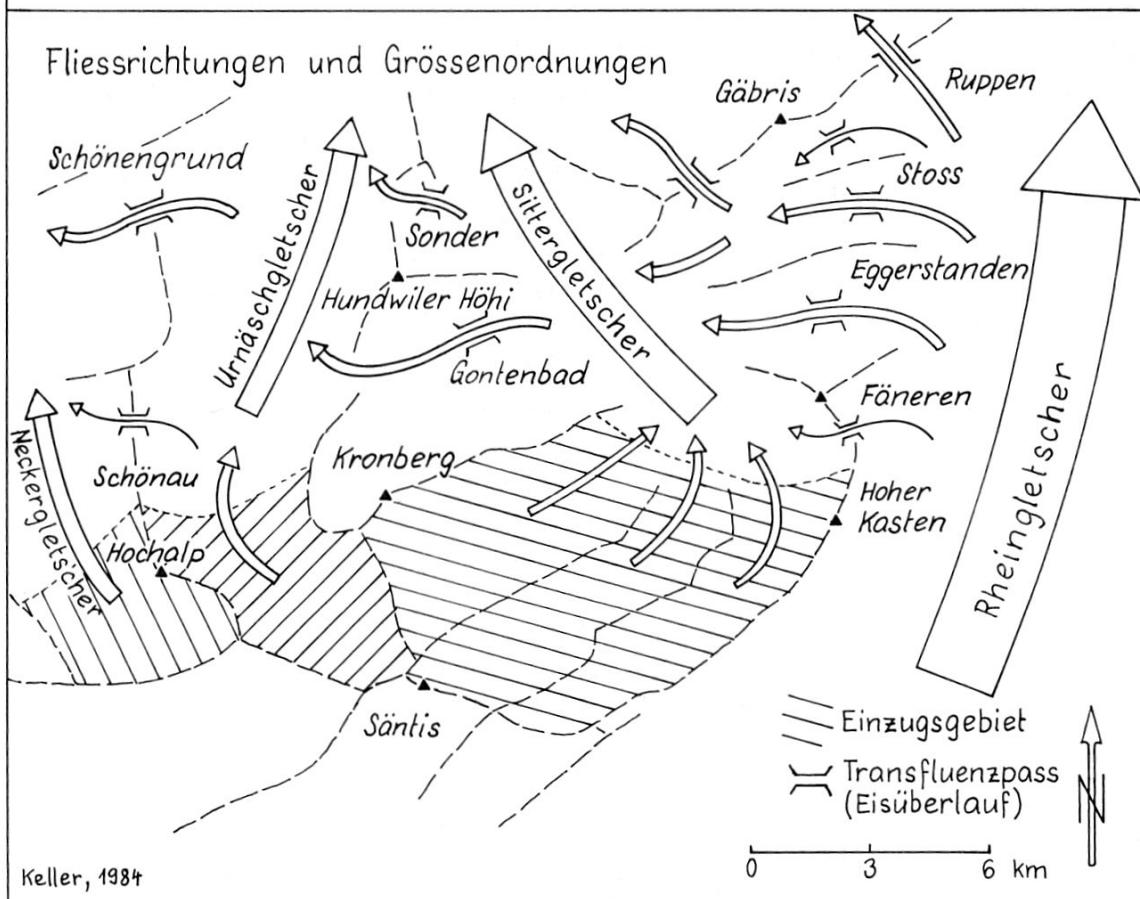
oder Firnkappen auf. Das ganze Land der Nordostschweiz und des Bodenseeraumes bis über die Wasserscheide zur Donau hinaus versinkt unter einem 1000 bis 1500 m dicken Eispanzer.

Dieses Simulationsspiel ist in der Vergangenheit schon mehrfach Wirklichkeit geworden. Die letztbeschriebene Phase mit einer Schneegrenze um 1000 m

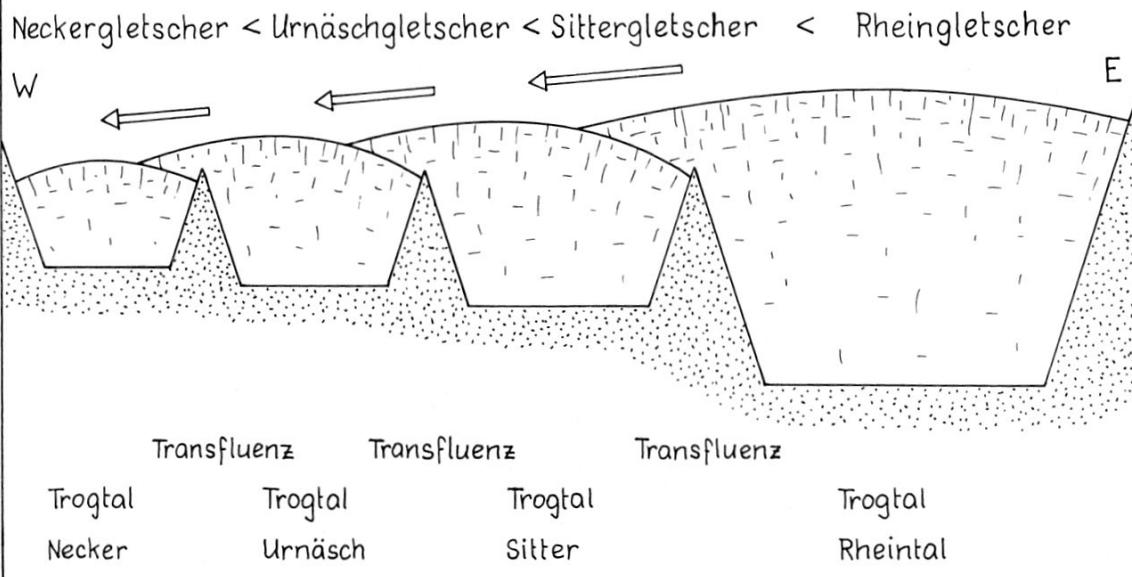
Figur 4 (links und unten): Mit Hilfe der Flächenteilungsformel kann in einem mit Höhenkurven bekanntem Gebirgstal für verschiedene Höhen der Schneegrenze der zugehörige Gletscher konstruiert werden. In der Darstellung ist ein Gletschervorstoß bei absinkender Schneegrenze phasenweise simuliert und der jeweilige Gletscher in Karte und Profil gezeichnet. Die 3 Fälle sind Simulationen für das Schwendital Säntis-Seealpsee-Weissbad.



Die eiszeitlichen Gletscherströme im Appenzellerland



Gegenseitige Beeinflussung der Hauptgletscher
Schematisches Querprofil



entspricht der tatsächlichen Ausbreitung der Vorlandvergletscherung im Höhepunkt der letzten Eiszeit (Figur 6).

Mit der Kenntnis der Landoberfläche und des Felsuntergrundes einerseits sowie der rekonstruierten Vereisung des gesamten Rheingletschersystems andererseits liess sich das vergletscherte Areal und das Eisvolumen berechnen (Figur 7). Die Fläche betrug 17 000 km², was beinahe die Hälfte der Schweiz ausmacht. Die gesamten Eismassen von 6200 km³ hätten genügt, die Schweiz mit einem Eispanzer von durchschnittlich 160 m Dicke zu überdecken. Im Vergleich zur heutigen Wasserführung bei Basel hätte der Rhein während 200 Jahren ohne anderen Zufluss damit gespiesen werden können.

Die auf die Maximalvergletscherung folgende langsame Klimaverbesserung liess die Eisströme sukzessive wieder abschmelzen und zurückweichen. Offenbar aber war dieser Prozess von Klimarückschlägen begleitet, sodass der Rückzug der Gletscher von mehreren Stillstandsphasen und Wiedervorstossen unterbrochen wurde. Diese manifestieren sich in gehäuft auftretenden Eisrandzeugen mit streifenhafter Anordnung, die wir als stadiale Eisrand-Komplexe bezeichnet und im Kapitel 3 (Tabelle 1) bereits beschrieben haben. In diesem Schlussabschnitt der Eiszeit stiegen die Schneegrenzen wieder langsam an und erreichten schliesslich am Ende der Eiszeit Höhenlagen wie heute.

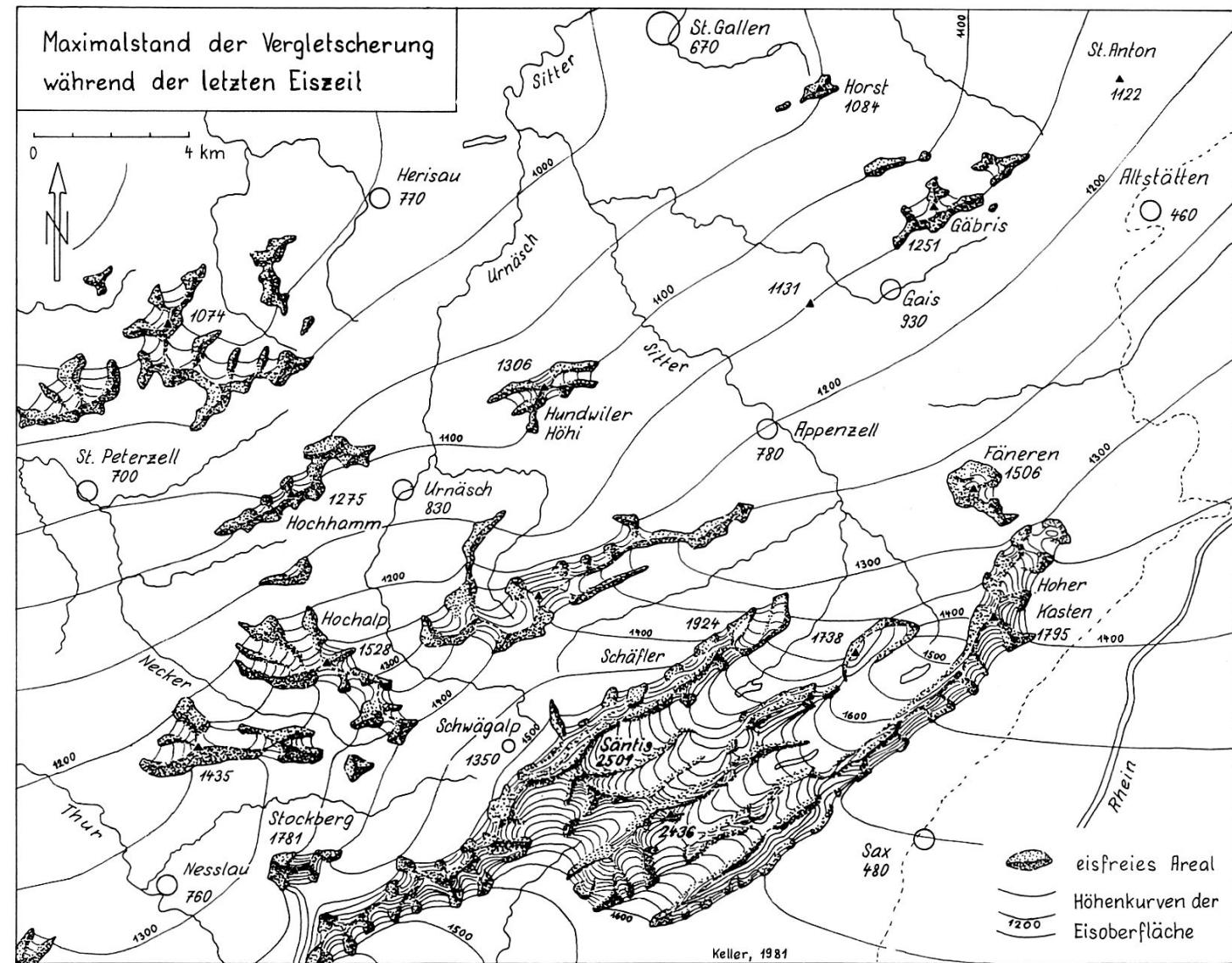
5. Das Appenzell-Stadium der letzten Eiszeit

Im Raum Appenzell – östlicher Alpstein haben zwei stadiale Eisrand-Komplexe der Rückschmelzperiode in der Landschaft besonders deutliche Formen hinterlassen, nämlich das Appenzell-Konstanz- und das Weissbad-Stadium.

Das Dorf Appenzell (Figur 8 und Abb. 5) wird von Moränenwällen und Eisrandterrassen sozusagen umgürtet. In zwei nahe beieinander liegenden Ständen (10a und 10b) hat der Sittergletscher die Hügelzüge südlich und westlich Appenzell aufgeschüttet: von der Talstation des Solleggliftes über Rütirain zu den Wällen bei Rinkenbach. Auf der Ostseite der Sitter steigen eisrandliche Formen von Roten über das Altersheim gegen Mettlen ab, respektive etwas ausserhalb von Schönenbüel über Unter Lauften nach Steig. Die Gletschertirne lag etwa bei der Kaubachmündung und im inneren Stand im Engpass nördlich von Mettlen. Dabei hat der Gletscher den Lauf des Kaubachs nach Norden an den Fuss der Hundwiler Höhi gedrängt, wo er bis heute verblieben ist. Der enge Einschnitt des Sittertobels von Lank bis St.Gallen bestand noch

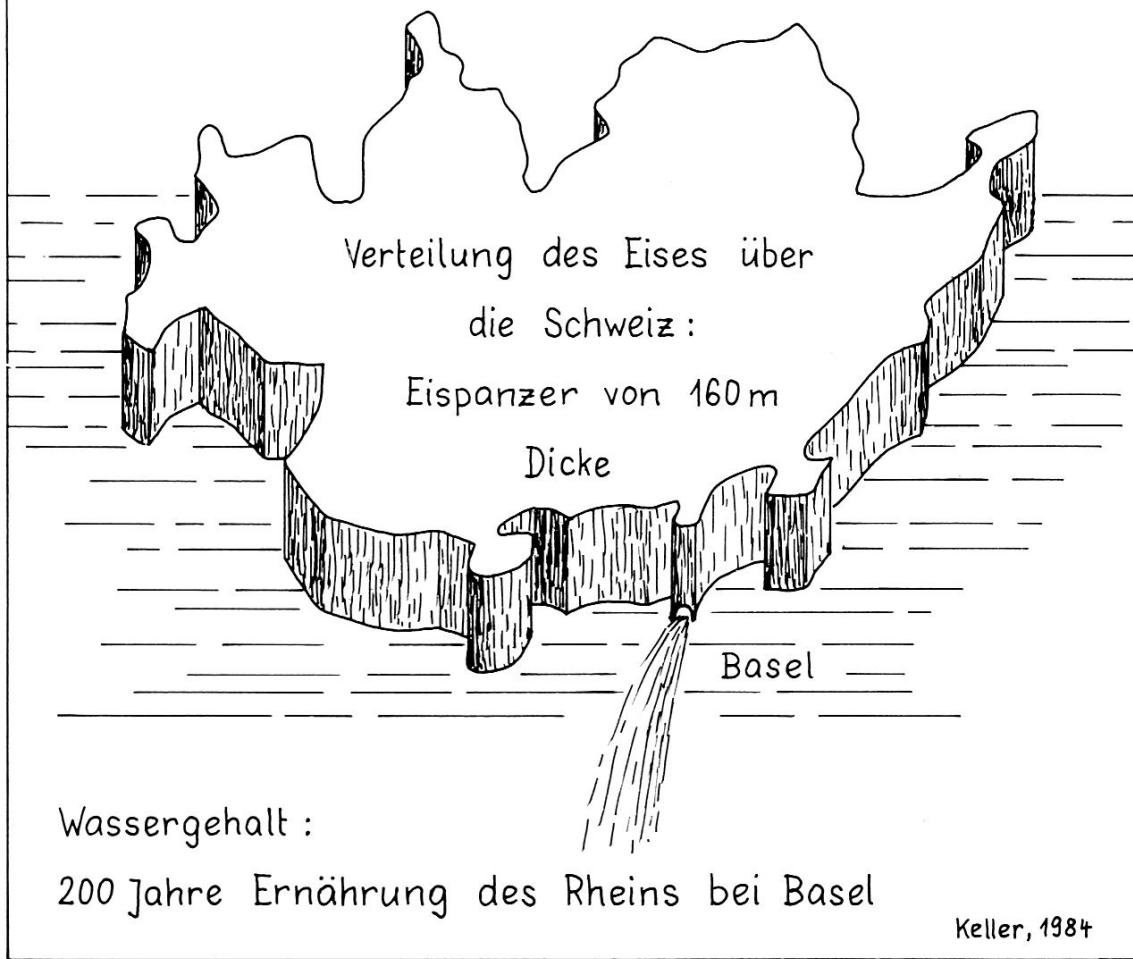
◀ *Figur 5:* Im Appenzellerland weisen die grossen, nach Norden gerichteten Täler abnehmende Grössen von Ost nach West auf. So ist das Rheintal viel mächtiger, länger und tiefer als das Sittental, das seinerseits Urnäsch- und Neckertal übertrifft. In gleicher Weise waren auch die Eiszeitgletscher verschieden mächtig und beeinflussten stets den kleineren Nachbar im Westen. Alle E-W-gerichteten Täler zeigen denn auch nach Westen führende Gletscherspuren und heutige Bachläufe.

Figur 6: Während dem Höchststand der letzten Eiszeit waren Rheintal und Appenzellerland tief unter einem Eispanzer begraben, dessen Oberfläche sich wie eine schiefe Ebene leicht gegen NW neigte. Nur die Ketten des Alpsteins sowie die höchsten Molasseberge übertragen inselartig das Eismeer. Sie selbst trugen ebenfalls noch kleine Eiskappen.



Ausmasse des Rhein-Linth-Gletschers im Maximum der letzten Eiszeit

Vergletschertes Areal	$18'000 \text{ km}^2$
Fläche der Schweiz zum Vergleich	$40'000 \text{ km}^2$
Eis-Volumen	$6'200 \text{ km}^3$
Mittlere Eisdicke	370 m
Maximale Eisdicke (Raum Sargans)	2000 m



Figur 7: Der Rhein-Linth-Gletscher war neben dem Rhonegletscher das zweitgrösste Eisstromnetz im eiszeitlichen Alpenraum. Dieses bedeckte die Ostschweiz, das Bündnerland, Vorarlberg und den grösseren Teil der Region zwischen Bodensee und der Donau. Die Zahlen sind Berechnungen aufgrund der rekonstruierten Gletscher. Sie zeigen, dass ungeheuere Eismassen allein schon im Rhein-System aufgebaut worden waren.

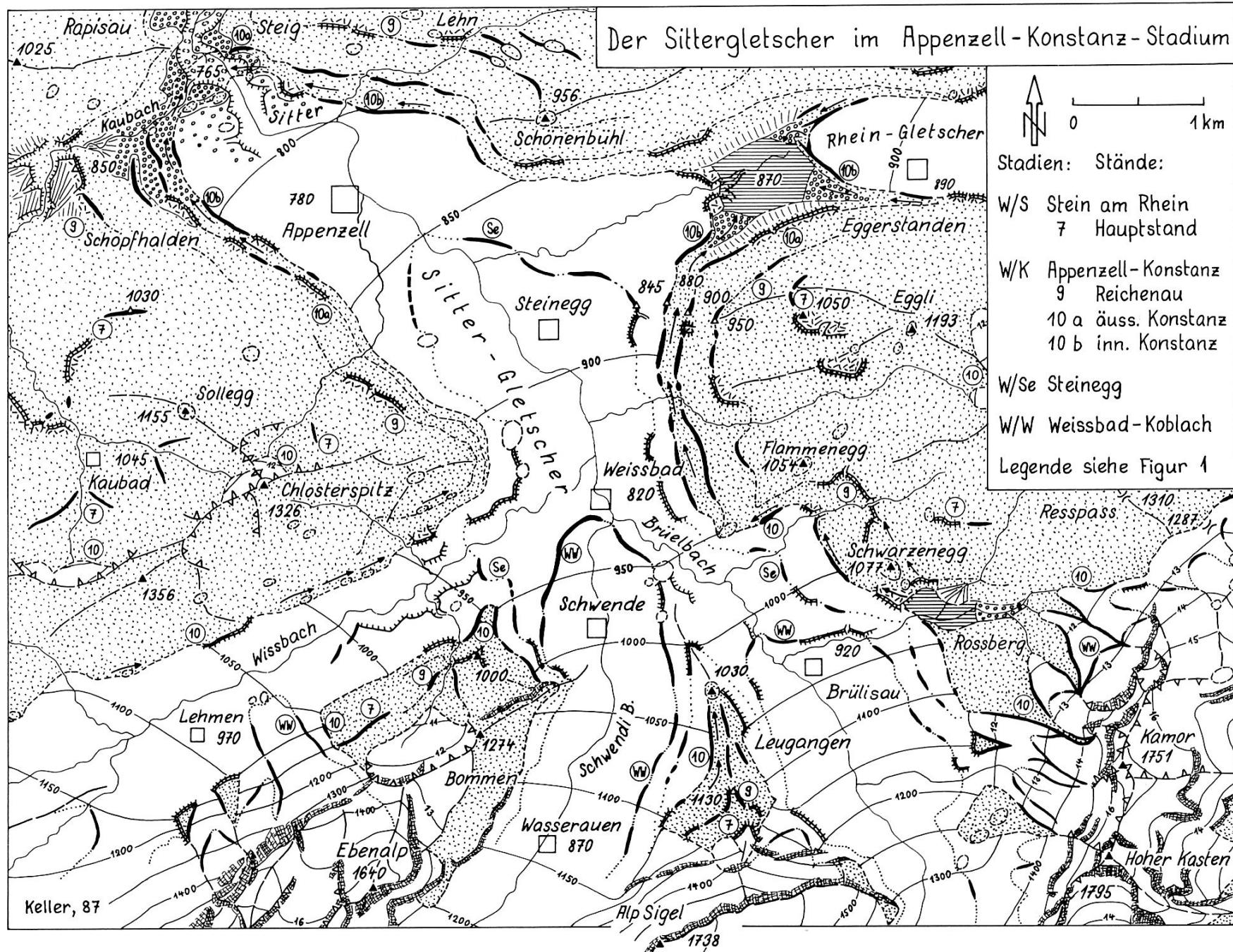
nicht oder war mindestens 20—30 m hoch verschüttet. Reste dieses Gletschervorfeldes oder Sanders sind die verschiedenen Terrassen zwischen den Nagelfluhrippen von Steig bis Enggenhütten. Als grösste Fläche wurde das Becken von Haslen zu einer Schotterebene aufgeschüttet, was in den Kiesgruben von Blindenau früher gut studiert werden konnte. Nach F. Sacher (1960) wurde hier, ein Beleg für die späte Eiszeit, ein Mammut-Schenkelknochen gefunden. Leider ist er verschwunden und bis jetzt unauffindbar!

Im rückwärtigen Teil des Beckens von Appenzell können die beiden Gletscherstände des Appenzell-Stadiums vor allem auf der Ostseite gut rekonstruiert werden. Im Eggerstanden-Tal zieht die Eisrandterrasse des äusseren Standes (10a) als deutliche Geländekante etwa 20 m über dem Talboden von Ober Steinegg bis Küenisweid südlich Eggerstanden durch, von wo aus der Eisrand gegen das Rheintal ansteigt. Offenbar lag der Rheingletscher eben noch auf voller Breite über dem Sattel von Eggerstanden und stand in direktem Eiskontakt mit dem Sittergletscher. Im Rheintal abwärts um den Appenzeller Sporn herum und entlang den Bodenseeflanken ergibt sich ein Eisrand, der bis Konstanz durchverfolgt werden kann. Aus diesem Grund und bestätigt durch weitere Untersuchungen lässt sich das Stadium von Appenzell des Sittergletschers mit dem Konstanz-Stadium des Bodensee-Rheingletschers parallelisieren.

Der um Appenzell erkennbare innere und jüngere Stand (10b) ist auch im Eggerstanden-Tal vorhanden. Rhein- und Sittergletscher haben sich in der Zwischenzeit voneinander abgelöst und zwei gegeneinander gerichtete Zungen gebildet. Der Rheingletscher schüttete an seiner Front von Osten her den Moränenwall Eggli mitten im Tal. Der Sittergletscher schob sich von Südwesten her bis an den Wall von Halten vor und stirnte an der Oberkante der Felsstufe bei Bleuer-Rödelbach. Wie Silte und Seebodenlehme in einer Bohrung und in Drainagegräben gezeigt haben, muss zwischen beiden Zungen ein Eisrandsee, vergleichbar mit dem Märjelensee am Aletschgletscher, gestaut worden sein. Mit dem Abschmelzen des Eises ist er später gegen Appenzell ausgelaufen. In der aber weiterhin versumpften Talmulde wuchs am Ende der Eiszeit ein ausgedehntes Torfmoor heran, wo in den Mösern bis nach 1960 Torf gestochen wurde.

Näher am Alpstein liegen die Zeugen des Appenzell-Stadiums entsprechend dem Anstieg der Gletscheroberfläche höher (Abb. 3). Aus den Höhenkurven der Eisoberfläche in Figur 8 lässt sich dies sehr gut erkennen. Drei Firngebiete haben den Sittergletscher ernährt: die Nordfront des Säntis im Wissbachtal, das obere Seealpseetal sowie das lange Sämtisersee–Fälenseetal bis zum Zwin-

Figur 8: Das Talbecken von Appenzell ist von Relikten des Sittergletschers umgürtet. Dieser wies im Appenzeller Stadium zwei deutliche Stände auf, die vom Zungenende bei Steig–Rapisau bis hinauf nach Leugangen unter der Alp Sigel verfolgt und verknüpft werden können. Dargestellt ist der Eiskörper des inneren Standes. Lokalgletscherchen kamen an der Kronbergkette, an der Fäneren und am Kamor vor. ►



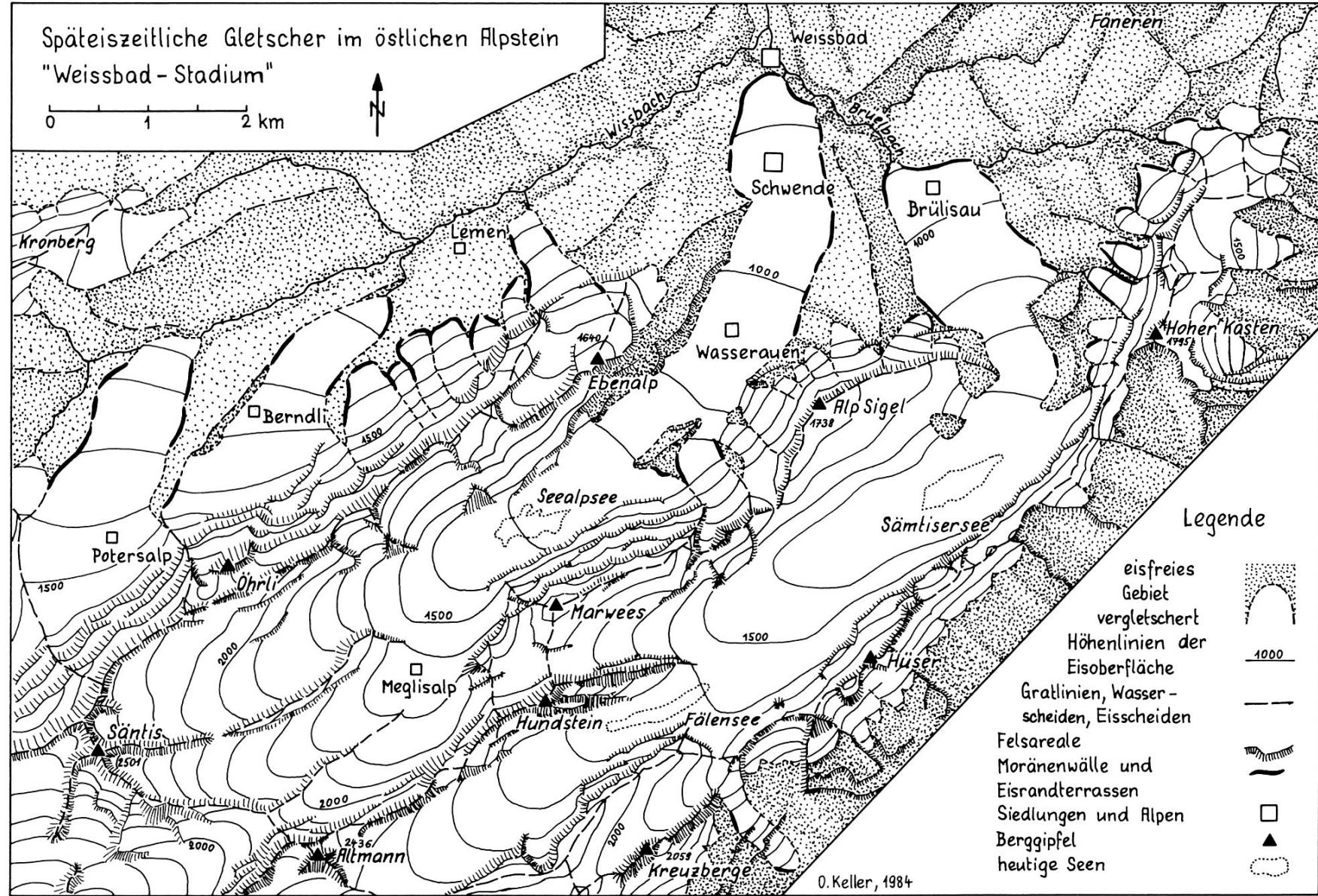
glipass hinauf. Wie heute die Quellbäche der Sitter vereinigten sich die drei Teilgletscher im Becken von Weissbad (Figur 8).

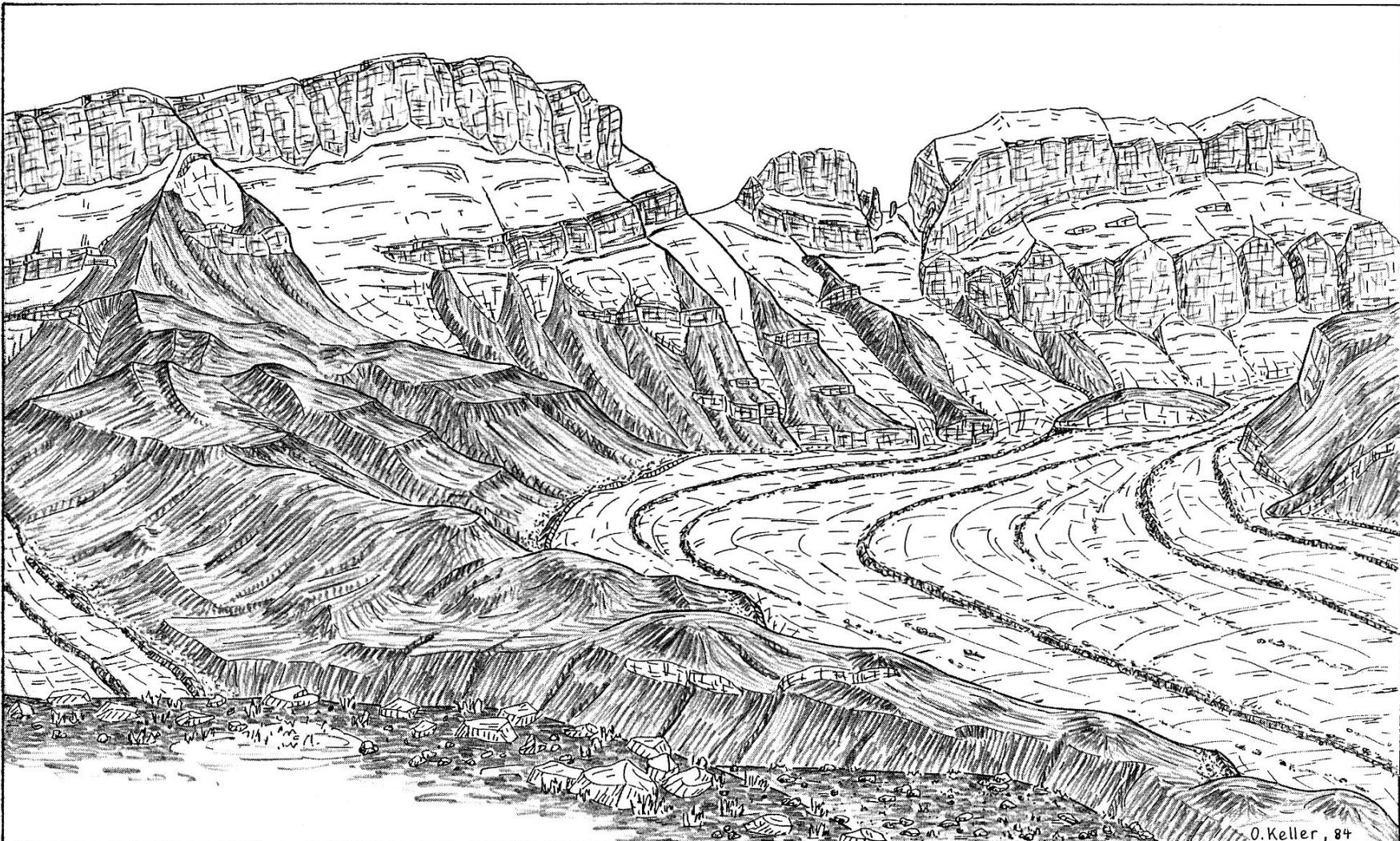
Berechnungen am rekonstruierten Sittergletscher und an weiteren kleinen Gletschern dieses Stadiums im Alpstein haben eine Schneegrenze um 1250 m ü M in Nordausrichtung ergeben. Mit dieser Höhe lag sie noch immer typisch hocheiszeitlich sehr tief. Unter der Voraussetzung ähnlicher Niederschlagsmengen wie heute, müsste man an der Gletscherstirne bei Steig mit Sommertemperaturen von 6—8°C rechnen. Solch niedrige Werte finden sich heute in Europa nur noch auf Spitzbergen im Eismeer oder auf den über 2000 m hohen Alpenpässen. Nur eine karge Vegetation aus Moosen, Flechten und einigen Kräutern, eine sogenannte Pioniergevegetation, konnte diesen unwirtlichen Bedingungen rund um die Gletscher standhalten. Aus Pollenuntersuchungen in Bohrkernen, etwa aus den Eggerstandener Mösern oder aus dem Ballmoos am Stoss kann denn auch nichts Genaues ausgesagt werden, da die Pollenzahlen aus jener Zeit sehr gering sind. In der anschliessenden Periode schmolz der Sittergletscher von den Eisrandlagen um Appenzell zurück, nur im Becken von Steinegg nochmals eine Verweilpause mit undeutlichen Wall- und Terrassenformen einschaltend (Figur 8: Se sowie Abb. 4 und 8). Dann folgte ein schneller Rückzug bis hinter Wasserauen; das Talbecken von Schwende-Wasserauen füllte sich anschliessend mit einem See (Bohrungen bei Wasserauen). Besonders deutlich zeichnet sich der Zusammenbruch der Vereisung, sozusagen als Kollaps, bei den Vorlandgletschern ab, indem im gesamten Mittelland bis in die grossen Alpentäler hinein das Eis damals rasch verschwand. Von den Felswänden der Alpsteinketten brachen zahlreiche Berg- und Felsstürze nieder, da die Berghänge eisfrei geworden waren. Aus all diesen Ereignissen lässt sich ableiten, dass in dem vom Gletscher befreiten Talbecken von Appenzell die Temperaturen im Sommer (Juli) auf durchschnittlich 10–12°C angestiegen waren. Das heutige Mittel von rund 16°C wurde zwar noch nicht erreicht, aber es war immerhin schon so warm wie heute im Mai. Es muss sich also um eine ausgeprägte Warmphase gehandelt haben, die man wohl als sogenanntes Interstadial bezeichnen kann. Mit dieser Zwischenwarmphase geht die Hocheiszeit mit ihren weit ausgebreteten Vorlandgletschern zu Ende und wir treten mit der nächsten Kaltpause in die Späteiszeit über.

6. Der späteiszeitliche Weissbad-Gletschervorstoß

Was auch immer die Ursache gewesen sein mag, wissen wir nicht, aber auffallend deutliche Zeichen in der Landschaft belegen einen nochmaligen, ein-

Figur 9: Rund um den Alpstein ist das Weissbad-Stadium am deutlichsten entwickelt. Es wird auf etwas mehr als 14 000 Jahre vor heute zurückdatiert. Der Sitter-Schwendi-Gletscher stiess damals vom Säntis herunter gerade bis zur Losbrücke im Weissbad vor. Er hinterliess rückwärts bis hoch über Wasserauen auffällige Wälle und Terrassen. Vergleiche dazu auch Figuren 10 und 11. ►





Späteiszeitliche Gletscher im Schwendetal ; Rekonstruktion des Weissbad - Stadiums

schneidenden eiszeitlichen Klimarückschlag, der einen kräftigen Gletschervorstoss auslöste. Der Sitter-Schwendigletscher, immer noch irgendwo zwischen Wasserauen und dem Seealpsee auf der Lauer, setzte zu einem raschen Vormarsch durch das Wasserauen-Seebecken an, verdrängte den See und stiess über Schwende hinaus bis zur Losmüli im Weissbad vor (Abb. 3). Rund um seine Gletscherfront schob er mächtige Moränenwälle bei Los und Zidler zusammen (Abb. 6). Deutliche Eisrandterrassen und -wälle lassen sich rückwärts auf der Westseite bis Ober Horn, auf der Ostseite über Stoffleren bis Hinter Sonk, 300 m über Wasserauen, verfolgen. Vom Gletschertor beim Weissbad aus schüttete die Sitter mit den beträchtlichen Geschiebe- und Geröllmengen des Gletschers ein breites Schotterfeld bis über Appenzell hinaus, das 10—20 m höher als die heutige Talebene lag. Terrassenreste mit steilen Böschungen bei Weissbad, Steinegg, Appenzell und Rinkenbach zeugen von dieser Talverfüllung. Sie wurde später beim Abschmelzen des Eises, als viel Wasser floss und wenig Schutt geliefert wurde, wieder ausgeräumt.

Zum Weissbad-Stadium, dem dieser Gletschervorstoss entspricht, wurde die grosse Kartenbeilage der Alpstein-Vergletscherung gezeichnet. Der nordöstliche Alpstein mit dem Sitter-Schwendigletscher ist in Figur 9 dargestellt. Landschaft und Gletscher im Wasserauental zu jener Zeit zeigt Figur 10 als Ansichtsbild. Der Gegensatz zu heute geht deutlich beim Vergleich mit der Zeichnung nach der Natur der Figur 11 hervor.

Ebenso auffällige Vorstösse wie im Schwendital, wenn auch von etwas geringerem Ausmass, sind im Wissbachtal im Berndl bis Vorder Leu und auf der Potersalp (Abb. 7) bis übers Herz hinaus an den Seckbach festzustellen. Von der Schwägalpmulde aus marschierte der Urnäsch-Tosbachgletscher bis zum Engnis unterhalb Aueli vor (Kartenbeilage). Alle diese Gletscher hinterliessen markante Eisrandablagerungen, gespickt mit erratischen Blöcken. Auch die Zungenbecken weisen eine dichte Blockstreu auf, die ausserhalb der Reichweite dieser Gletscher mit einer scharfen Grenze fehlt.

Der Brüelbachgletscher (Figur 9) aus dem Sämtiserseetal war offenbar weniger schuttbeladen, sind doch seine Eisränder bei Brülisau weniger auffällig, obwohl auch sie stellenweise gehäuft Blockwerk aufweisen. Auch dürfte der Horstbach die Stirnmoräne beseitigt haben. Sonst aber ist dieser Gletschervorstoss rund um den Alpstein sehr klar erkennbar und mit Hilfe der Formen und der Blockstreu gut abgrenzbar.

Weil unter den Alpsteingletschern der Sitter-Schwendigletscher speziell markant hervorsticht, wurde dieser Gletschervorstoss entsprechend der Lage seiner Eisfront mit Weissbad-Stadium bezeichnet.

◀ *Figur 10:* Mit Hilfe der markanten Eisrandrelikte kann der Schwendigletscher im Weissbad-Stadium gut rekonstruiert werden. Zur Veranschaulichung der damaligen Landschaft vor mehr als 14 000 Jahren wurde die Vergletscherung in einer Landschaftsskizze eingezeichnet. Der Vergleich mit heute ergibt sich aus Figur 11.

Beim grossen Nachbar im Rheintal ist dieses mit dem Koblach-Eisrand zu parallelisieren, der aber viel weniger deutlich entwickelt ist. Gesamthaft reden wir deshalb vom Weissbad-Koblach-Stadium, das für das ganze nördliche Rheinalpengebiet als markantes Ereignis gelten darf (*Keller, 1988*).

Welche klimatischen Veränderungen haben dieses Gletscherwachstum ausgelöst? Befragen wir die Schneegrenzen. Während der Vor-Weissbad-Wärmephase lag sie auf 2000 m ü M (oder noch höher) und sank dann im Weissbad-Stadium auf unter 1400 m ab. Aus diesem Abstieg kann abgeleitet werden, dass die Temperaturen, jedenfalls im Sommer, um etwa 3°C gefallen waren. Im Talbecken von Appenzell unterschritten damit die Sommerwerte (Juli) nochmals deutlich die 10°-Marke. Diese niedrigen Werte liessen weiterhin keine Bäume oder gar Wald zu, was auch die Pollenuntersuchungen zeigen. Noch immer bedeckte Flechten-, Moos- und Strauchtundra, wie heute in Lappland und an der Eismeerküste, die Talmulden und sonnigeren Abhänge, während höhere eisfreie Zonen wohl sogar vegetationslos waren.

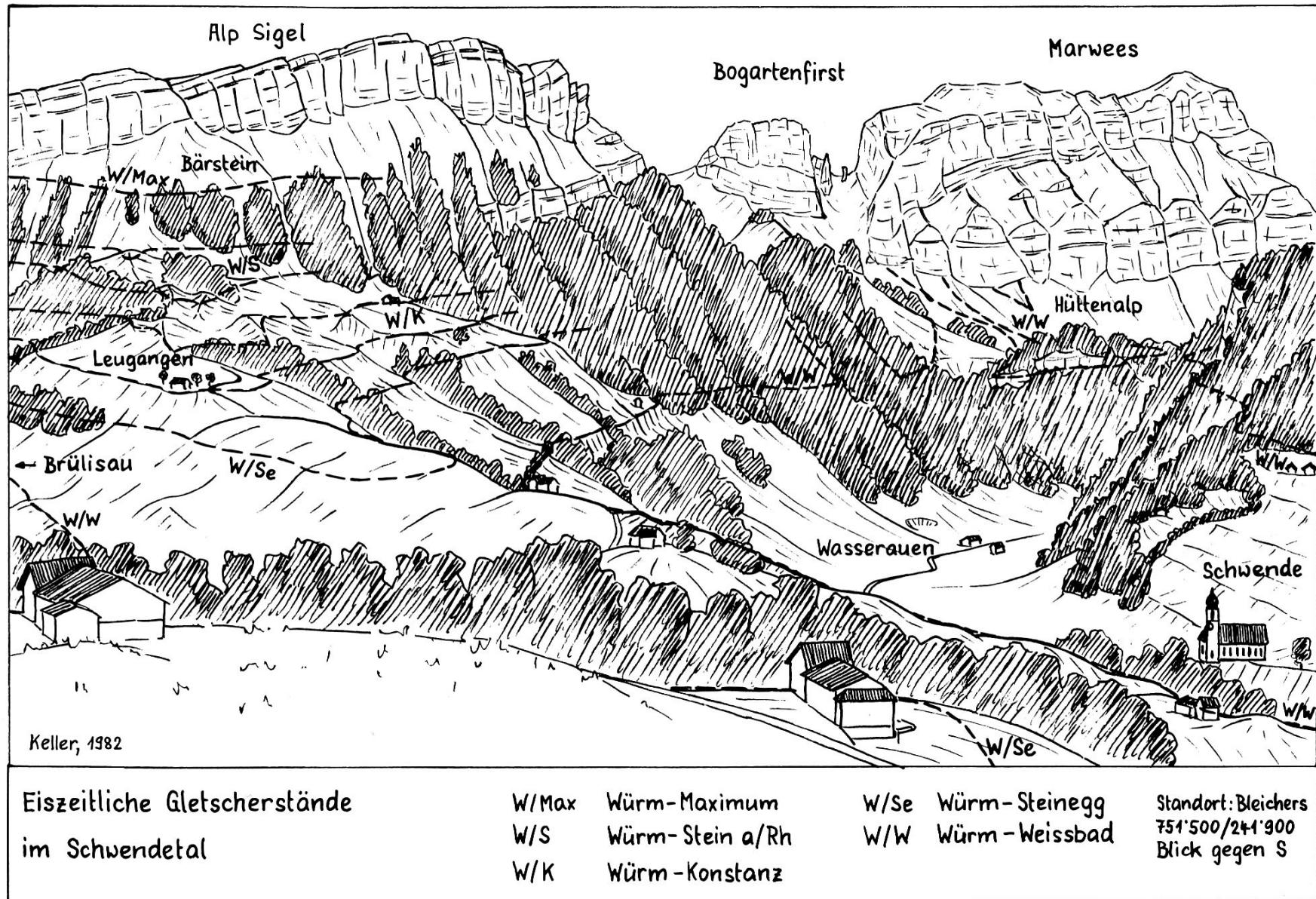
Die Kälteperiode des Weissbad-Stadiums wurde nach einigen Jahrhunderten wieder durch eine Wärmephase abgelöst. Sie dürfte mit einer raschen, kräftigen Erwärmung eingesetzt haben. Hinweise dazu liefert der Sitter-Schwendigletscher, der nach den inneren Ständen des Weissbad-Komplexes bei Schwende bis hinter Wasserauen keine und dann bis zur Meglisalp hinauf nur ganz spärliche Zeichen von Stillstandlagen hinterliess. Auch die Nordfrontgletscher Berndl, Pottersalp, Urnäsch-Schwägalp, Luteren-Lütisalp verschwanden fast ohne Rückschmelzzeugen. Im Innern des Alpsteins finden sich schliesslich noch einige durch Moränenwälle dokumentierte Gletscherstände. Sie liegen bereits sehr hoch und sind daher den allerletzten Vorstössen am Ende der Eiszeit zuzurechnen. Beispiele sind: Meglisalp, Oberchellen, Bötzel, Widderalp.

Seit dem Beginn der Nacheiszeit gab es nur noch geringe Gletscherschwankungen mit Vorstössen im Ausmass wie um 1850. Die Vergletscherung beschränkte sich auf den Blau Schnee und den Gross Schnee (Figur 2 und Abb. 2) sowie auf einige überdauernde Firnfelder am Lisengrat und am Altmann.

7. Zur Datierung der Eiszeit-Ereignisse

Der in der Luft stets vorhandene radioaktive Kohlenstoff ^{14}C wird von allen Organismen, solange sie leben, aufgenommen und im Körper eingelagert. Mit ihrem Tod hört die Aufnahme auf und der Zerfall des ^{14}C setzt ein. In ge-

Figur II: Auf den wenig steilen Hängen des Bergkammes zwischen Schwendital rechts und Brülisauer Tal ganz links blieben eiszeitliche Formen vielfältig und gut erhalten. An ihnen lassen sich die Höhenlagen der Eisoberflächen in den einzelnen Stadien nach dem Maximum der letzten Eiszeit ablesen. Vegetation und heutige Überbauung erschweren dabei oft ein Erkennen der Zusammenhänge. ►



schützt erhalten gebliebenen organischen Stoffen wie Holz, Torf, Knochen kann die Restmenge an ^{14}C bestimmt werden, woraus sich der zeitliche Beginn des radioaktiven Zerfalls errechnen lässt. Wo solche Überreste von Ablagerungen begraben wurden, entspricht das sogenannte ^{14}C -Alter meistens auch dem Alter der Überdeckung. Diese Altersbestimmung liefert bauchbare Altersdaten zurück bis höchstens 50 000 Jahre vor heute. Sie ist jedoch auf organisches Material angewiesen, das von Lebewesen stammt und deshalb aus der lebensfeindlichen Eiszeit leider eher selten ist.

Wenden wir dieses Verfahren auf Funde aus der letzten Eiszeit an. Um 25 000 Jahre vor heute war das Tiroler Inntal unterhalb Innsbruck noch eisfrei, was durch ^{14}C -Datierungen an Holz, Zapfen, Nadeln mehrfach belegt ist. Ab diesem Zeitpunkt begann der Aufbau der alpinen Vereisung und der Vormarsch der Gletscher hinaus ins Vorland. Im Rheingebiet können, allerdings bis jetzt noch nicht mit Datierungen nachgewiesen, ähnliche Verhältnisse wie im Tirol angenommen werden. Das bedeutet, dass der Rheingletscher vermutlich ebenfalls um 25 000 Jahre vor heute aus einer frühen eiszeitlichen Position hinter Chur zu seinem Vorstoss Rheintal-abwärts und ins Bodenseebecken hinaus ansetzte.

Aus dem Bodenseeraum kennen wir vor allem zwei Typen von ^{14}C -Daten, solche aus Relikten, die älter sind als 20 000 Jahre und unter der vom Rheingletscher abgelagerten Grundmoräne liegen und andere, die jünger als 15 000 Jahre sind und nicht von Grundmoräne überdeckt wurden. Daraus kann man vereinfacht schliessen, dass die Gletscher der letzten Eiszeit das Vorland mindestens zwischen 20 000 und 15 000 Jahre vor heute überdeckt haben müssen. Aus anderen Untersuchungsresultaten (Bohrungen in Meeresböden und im Inlandeis der Antarktis) weiss man, dass um 18 000 Jahre vor heute das Klima am kältesten war, sodass für diese Zeit auch die Maximalausdehnung der Vergletscherung anzunehmen ist.

Älteste Minimaldaten für Eisfreiheit im unteren Rheintal nach dem Höhepunkt der Würmeiszeit stammen mit 14 265 und 13 050 Jahren vor heute aus der Basis des Torfmoors Mariagrün bei Feldkirch, wo ein interner Gletscherstand des Weissbad-Koblach-Stadiums belegt ist. Zusammen mit weiteren Minimalaltern aus ^{14}C -Bestimmungen, aber auch aus Vegetations-Rekonstruktionen und Pollenuntersuchungen, erscheint daher die Einstufung des Weissbad-Vorstosses zwischen 14 500 und 14 000 Jahren vor heute als sehr wahrscheinlich.

Rechnen wir von hier aus zurück: Für die Wärmeperiode und den Gletscher-Rückzug zwischen dem Appenzell-Konstanz- und dem Weissbad-Koblach-Stadium nehmen wir aufgrund von Berechnungen über die Abschmelzbeträge des Vorlandeises im Vergleich mit dem jetzigen Aletschgletscher eine zeitliche Dauer von rund 500 Jahren an.

Ein besonders auffälliger Unterschied zwischen den Weissbad-Gletschern im Alpstein und dem Rheingletscher ermöglicht es, Aussagen über die Dauer der Klimaverschlechterung des Weissbad-Stadials zu machen. Die kleinen, loka-



Abbildung 7: Am Fuss der schattigen, nordwärts gerichteten Felswände des Alpsteins sammelten sich auch noch in der Späteiszeit Schnee und Eis zu ausgedehnten Firnfeldern an. Aus ihnen stiessen im Weissbad-Stadium letztmalig mehrere km lange Gletscherzungen ins Luteren-, Urnäsch- und Wissbachtal (rechts ausserhalb des Bildes) vor. Von der Säntis-Nordwand schiebt sich die Chammhalde vor (im Bild in der Mitte von links). Auf ihrer Ostflanke erkennt man über der Hochmulde der Potersalp (links der Bildmitte) eine deutliche Eisrandterrasse. Ihre Fortsetzung ist der mächtige Eisrandwall von Egg, der von der Bildmitte nach vorne rechts verläuft. Der Gletscher erfüllte dabei das ganze Karbecken der Potersalp (Mitte und links). Die Berggipfel sind der Grauchopf 2218 m (links) und der Grenzchopf.

len Gletscher am Säntis, am Speer, am Hohen Freschen oder auch am Alvier mit Längen, die weniger als 1 km bis höchstens 10 km betragen, weisen ganz allgemein die Merkmale eines schnellen, kräftigen Vorstosses auf (Kapitel 6). Die Gletscherriesen im Rhein- und im Illtal hingegen, die aus dem Alpeninnern stammten und zwischen 50 und 150 km lang waren, zeigen in ihren Eisrandablagerungen und Formen nur die Charakteristiken der Stabilisierung, eines Stillstandes während dem allgemeinen Abschmelzen in der Späteiszeit. Aus dieser Reaktionslosigkeit und unter Berücksichtigung des Fliessverhaltens der Eisströme kann auf eine kurze Dauer der Weissbad-Kaltphase von vielleicht 400 Jahren geschlossen werden. Wie die jüngsten Gletschervorstösse in den Alpen vom 16. bis ins 19. Jahrhundert – dem sogenannten «Kleinen Eis-

zeitalter» – klar demonstrieren, genügt diese Zeitspanne vollauf für einen markanten Vormarsch der kleinen, selbständigen Gletscher des Alpsteins. Weil der Weissbad-Komplex zeitlich einigermassen gesichert eingeordnet werden kann und die Dauer der Konstanz-Weissbad-Warmphase ebenfalls abzuschätzen ist, dürfte diese in den Zeitraum von 15 000–14 500 Jahren vor heute fallen. Für das Konstanz-Stadium selbst, das im Bodenseeraum nur als Rückschmelzunterbruch in Erscheinung tritt, sind wenige 100 Jahre um 15 000 vor heute anzunehmen. Das gilt damit auch für das mit Konstanz verknüpfte und deshalb zeitgleiche Appenzell-Stadium des Sittergletschers.

Aufgrund weiterer Überlegungen, Vergleiche und Modellrechnungen erhalten wir schliesslich für die Zeit vom Höchststand der letzten, der Würmeiszeit vor 18 000 Jahren bis zum Ende der Späteiszeit vor 10 000 Jahren eine zeitliche Ordnung, wie sie in der Tabelle 2 aufgeführt ist. Diese Eiszeitgliederung erscheint beim heutigen Forschungsstand plausibel, darf aber noch keineswegs als endgültig feststehend betrachtet werden.

Tabelle 2

Gliederung der Hoch- und Späteiszeit (Würm)				Klima: Temperaturen	
Zeit- räume	Kaltphasen, Stadien, Eisrand-Komplexe	Warmphasen, Interstadiale	Jahre vor heute	kalt	warm
Zeitliche Einteilung					
Post- glazial		Präboreal	10000	hocheiszeitlich	
	Egesen			eiszeitlich	
	Daun ?	Alleröd	12000	Übergang	
	Daun ? Gschnitz, Steinach	Bölling		interstadial	
	Weissbad-Koblenz =W/W	Interstadial ?	14000	warmzeitlich	
Hochglazial	Konstanz =W/K	Interstadial ?			
	Stein am Rhein =W/S		16000		
	Schaffhausen	Lascaux	18000		

W Ü R M - E I S Z E I T

Keller, 89

8. Ausblick: Eine neue Eiszeit in Sicht?

Überzog noch vor 14 000 Jahren während dem Weissbad-Stadium eine kräftige Vergletscherung den gesamten Alpstein (Kartenbeilage), so waren bereits 4000 Jahre später alle diese Eismassen weggeschmolzen. Nur noch am Säntis und am Altmann dürften sich kleine, überdauernde Firne gehalten haben, etwa wie gegenwärtig Blau Schnee und Gross Schnee. Seither, also während der ganzen Dauer der letzten 10 000 Jahre, blieb das Klima im grossen und ganzen so wie heute. Allenfalls lösten kleinere Schwankungen wie in den vergangenen Jahrhunderten begrenzte Gletschervorstösse aus, wodurch aber nur die Firne am Säntis und Altmann sich jeweils um einige hundert Meter ausdehnten.

Wie geht es weiter? Die letzte echte Zwischeneiszeit vor rund 120 000 Jahren mit sogar noch etwas höheren Temperaturen als heute dauerte keine 10 000 Jahre an. Sollte da eigentlich die nächste Eiszeit nicht schon begonnen haben? Zwar stiessen Ende der 70er Jahre die meisten Alpengletscher das erste Mal nach 1920–30 wieder vor, aber seit 1985 haben um die 90 Prozent bereits wieder rückläufige Tendenz.

Im Vergleich mit den vergangenen Eiszeiten, von denen man im Alpenvorland mindestens deren 6 nachgewiesen hat, sollte auch die heutige Warmzeit eine Zwischeneiszeit sein, die langsam ausklingen und in die nächste Eiszeit überleiten müsste. Ein solcher Wechsel würde sich aber nicht innerhalb eines Menschenalters abspielen, sondern wir müssten wohl einige 10 000 Jahre einsetzen, bis die nächste Hocheiszeit das Appenzellerland und das gesamte Bodenseebecken wieder unter einem Eispanzer verschwinden liesse.

Das jedenfalls wäre zu erwarten, falls sich der Klima- und Eiszeitenwechsel nach bisherigem Muster wiederholte. Diesmal ist jedoch noch ein neuer schwerwiegender Faktor zu berücksichtigen, nämlich die durch den Menschen erzeugte generelle Erwärmung der Atmosphäre. Infolge der durch Heizungen, Verbrennungsmotoren, Kohlekraftwerke und Grossindustrieanlagen produzierten, gewaltigen Mengen an Kohlendioxidgas (CO_2) beginnt die Lufthülle die Wärmeeinstrahlung zurückzuhalten, das heisst es stellt sich der bekannte Treibhauseffekt ein. Klimaforscher nehmen aufgrund von Modellrechnungen bis zum Jahr 2100 eine Temperaturzunahme um 4°C an. Solche Temperaturen entsprächen einer extremen Warmzeit, gewissermassen einer Super-Zwischeneiszeit, die ein starkes Abschmelzen der polaren und alpinen Eismassen zur Folge hätte. Neben andern schwerwiegenden Auswirkungen der Verschiebung von Klimazonen ergäbe sich ein katastrophaler Anstieg des Meeresspiegels. Unter solchen Aspekten wäre eine neue Eiszeit vorläufig noch nicht in Sicht.

Was wird uns die Zukunft aber wirklich bringen? Kommt die nächste Eiszeit oder eine Super-Warmzeit oder keines von beidem? Wir wissen es nicht, noch nicht!



Abbildung 8: Südwestlich Weissbad, nahezu 100 m über dem Talboden, wird die Hochfläche von Ebnet von 10–20 m mächtigen Ablagerungen bedeckt. Sie sind durch fliesendes Wasser hier aufgeschüttet worden, was nur verständlich ist, wenn ein Gletscher beim Weissbad den Ausgang des Wissbachtals verstopft hatte. Die typischen eiszeitlichen Schotter zeigen denn auch Schüttung aus dem Wissbachtal an (von rechts). Das Material mit viel Molasse-Nagelfluhanteil weist ebenfalls auf dieses Tal hin. Die Verbiegungen in den Schichten und grosse eingelagerte Blöcke (ob der Bildmitte) bezeugen den nahe gelegenen (links) Sitter-Schwendigletscher, der damals noch etwas über Weissbad hinaus bis Ibach-Steinegg gereicht hat.

9. Literatur

Einführende Literatur:

- Imbrie, J. und K. (1981): Die Eiszeiten; Naturgewalten verändern unsere Welt.* – Econ, Düsseldorf.
- Kahlke, H.D. (1981): Das Eiszeitalter.* – Aulis, Köln.
- Keller, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St.Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft.* – Jb.St.Gall. Natw. Ges. 81.
- Krayss, E. und Keller, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials.* – Schr. Ver. Gesch. Bodensee 101.
- Schweizerische Verkehrszentrale (1979): Die Schweiz und ihre Gletscher, von der Eiszeit bis zur Gegenwart.* – Kümmery und Frey, Bern.

Time-Life (1983): Der Planet Erde: Eiszeiten. – Time Life, Amsterdam.
Time-Life (1983): Der Planet Erde: Gletscher. – Time Life, Amsterdam.

Zitierte Fachliteratur:

- Eugster, H.* et al. (1960): Erläuterungen zu Blatt St.Gallen-Appenzell; Geol. Atlas der Schweiz. – Schweizer, Geol. Komm.
- Gutzwiller, A.* (1873): Das Verbreitungsgebiet des Santisgletschers zur Eiszeit. – Jb.St.Gall.Natw. Ges. 1871/72.
- Hantke, R.* (1970): Zur Datierung spätwürmzeitlicher Gletscherstände am Rande des Säntisgebirges. – Eclogae geol. Helv. 63/2.
- Hantke, R.* (1978, 80, 83): Eiszeitalter, 3 Bände. – Ott Verlag, Thun.
- Keller, O.* (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. Vol. 27, Zürich.
- Keller, O.* und *Krayss, E.* (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geogr. Helv. 87/2.
- Ludwig, A.* (1930): Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. – Jb.St.Gall. Natw. Ges. 1929/30.
- Lüthy, H.* (1938): Geomorphologische Untersuchungen im Säntisgebirge. – Jb.St.Gall. Natw. Ges. 1937/38.
- Penck, A.* und *Brückner, E.* (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bände. – Leipzig.
- Tappolet, W.* (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. – Jb.St.Gall. Natw. Ges. II/1922.

Der Plan über die spätglaziale Vergletscherung des Alpsteins (Säntisgebirge) befindet sich auf der vierten Umschlagseite.

Die spätglaziale Vergletscherung des Alpsteins (Säntisgebirge)

Eisrand-Komplex des Weissbad-Stadiums, Würmeiszeit (W/W)

Gletscher-Rekonstruktion für den Weissbad-Hauptstand

0 1 2 km

1 : 25'000



Topographische Grundlage : LK-CH 1:25'000 ; Blätter 1114; 1115
ferner 1095; 1134; 1135

Entwurf und Ausführung : O. Keller, 1987

