Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: 91 (2008)

Artikel: Zur letzteiszeitlichen Vergletscherung im Prättigau
Autor: Keller, Oskar / Krayss, Edgar
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-832598

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: 20.08.2025

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

91. Band | Seiten 55–75 | 19* Abbildungen | 1 Tabelle | St.Gallen 2008
* 1 Übersichtskarte 1:100 000 als Beilage

Zur letzteiszeitlichen Vergletscherung im Prättigau

Oskar Keller und Edgar Krayss

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung 55
1. Einleitung 56
2. Die Stellung des Prättigaus im Rhein-Linth-Gletschersystem 57
3. Eiszeitliche Relikte im Prättigau 58
4. Das Prättigau im Hochglazial 60
5. Das Weissbad-Stadial als glazialmorphologischer Leithorizont 60
6. Der Landquart-Gletscher im jüngeren Spätglazial 64
6.1 Das Stadium von Küblis 64
6.2 Das Stadium von Klosters 64
7. Rückschmelzprozesse in den untersten Seitentälern 65
7.1 Valzeina 65
7.2 Taschinastal 65
8. Der Ablösungsprozess des Schaniela-Gletschers (St. Antönien) vom Landquart-Gletscher 66
9. Das Abschmelzen des Eiskörpers im unteren Haupttal 68
9.1 Das Becken von Jenaz 68
9.2 Das Becken von Schiers 71
10. Eisaufbau und Eisabbau im Vergleich 71
10.1 Der Eisaufbau im frühen Hochglazial 71
10.2 Eisaufbau- und Abbau-Mechanismen 73
Literaturverzeichnis 75
Übersichtskarte 1:100000 ..... Beilage

Zusammenfassung

Eine Auswahl glazialer Relikte wie Geländeformen und Sedimente belegt den Verlauf der letzten Vergletscherung im Prättigau (Graubünden, Schweiz) zwischen 29000 und 12000 Jahren vor heute. Die einzelnen Phasen des Eisabbaus lassen sich zeitlich und räumlich mit Rückschmelzstadien des Rheingletschersystems im Rheintal und im Bodenseeraum verknüpfen. Wie in anderen Alpentälern ist auch im Prättigau eine Typologie der glazialen Bildungen nach Lage und Genese möglich. Als glazialmorphologischer Leithorizont für das ältere Spätglazial kann das Eisstromnetz des Stadials Weissbad/Koblach zwischen Silvretta und Landquart rekonstruiert werden. Es ist in einer Kartenbeilage 1:100000 dargestellt.

In Detailstudien wird auf Rückschmelzprozesse am Landquartgletscher sowie auf

Dr. phil. Oskar Keller, Sonderstrasse 22, CH-9034 Eggersriet
Edgar Krayss, Myrtenstrasse 9, CH-9010 St.Gallen

Vorgänge in den Seitentälern eingegangen. So zeigen die Lokalgletscher in den Tälern von St. Antönien und Valzeina unterschiedliche Formen der Ablösung vom Haupttalgletscher. Anlass zur Diskussion geben hochgelegene Stauschuttmassen in den Seitentälern zwischen Fideris und der Chlus. Ihre Genese könnte sowohl mit Rückschmelz-Intervallen während dem Eisaufbau als auch mit stark differierenden Niederschlagsverhältnissen (nass am Alpenkamm, trocken an der Nordabdachung) zusammenhängen.

1. Einleitung

Im Zusammenhang mit den Sorgen, die wir uns über die künftige Entwicklung des globalen Klimas machen, werden wir in zunehmendem Masse auf die ‹dramatischen› Veränderungen der alpinen Gletscherlandschaften hingewiesen. Das seit einigen Menschenaltern beobachtbare Rückschmelzen unserer Gletscher ist jedoch ein Vorgang, der sich im Alpenraum seit Hunderttausenden von Jahren immer wieder abgespielt hat. Er steht im Wechsel mit dem Aufbau neuer Eismassen und bedeutet die Antwort auf die bisher naturgemässen Schwankungen des Klimas.

Abbildung 1:
Blick vom Wannenspitz ins obere Prättigau mit Gross Litzner (links), Silvrettagletscher mit Piz Buin (Mitte) und Verstanclahorn (rechts). Aus der heute noch vergletscherten Hochzone stiess der eiszeitliche Landquart-Gletscher ins Prättigau vor.

Mit einem entsprechenden Zyklus grössten Ausmasses haben wir es indessen im Zeitabschnitt zwischen 30000 und 10000 Jahren vor heute zu tun: Mit dem Entstehen und Vergehen einer durchgehenden Eiskappe über den Alpen, deren Auslassgletscher ringsum bis weit ins Vorland vorstiessen. Diese letztmalige Grossvergletscherung ist der Gegenstand der vorliegenden Arbeit und zwar spezifiziert auf das Prättigau. Dieses

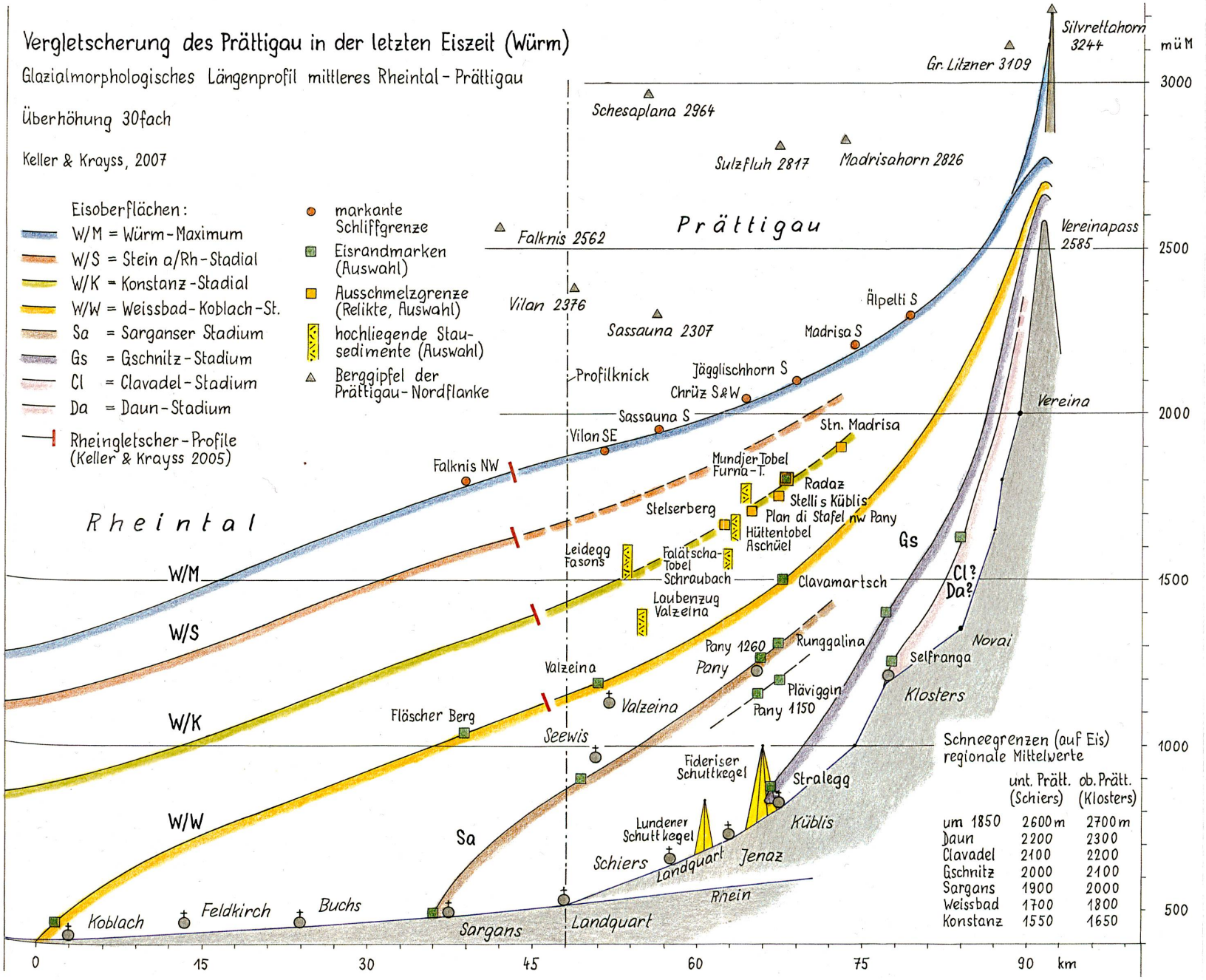

Abbildung 2:
Längsprofil von Koblach im St.Galler Rheintal nach Landquart und von dort ostwärts abgeknickt über das Prättigau zum Silvrettahorn. Die nach links abfallenden Linien markieren im Prättigau Eisoberflächen des letzteiszeitlichen Landquart-Gletschers im Maximalstand W/M und während den Eisabbauständen W/S bis W/W. Sie gehen bei Landquart in die entsprechenden Niveaus des ins Bodenseegebiet abfliessenden Rheingletschers über. Die untersten drei Linien im Prättigau beziehen sich auf späteiszeitliche Abschmelzphasen des Landquart-Gletschers mit Endlagen bei Sargans, Küblis und Klosters.

Graubündner Alpental erstreckt sich von der noch immer vergletscherten Silvretta über 40 km bis nach Landquart im Rheintal und wird durch die Landquart mit ihren Zuflüssen entwässert (Abbildung 1).

Die letzte Publikation zur Vergletscherung des Prättigaus erschien 1994. Nach langjähriger Feldarbeit veröffentlichte Dr. ERNST KOBLER, Schiers, unter dem Titel ‹Die spätiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau› eine umfassende Beschreibung und Kartierung der dortigen eiszeitlichen Relikte. Zu deren Einordnung verwendete er eine stadiale Gliederung, die sich weitgehend auf HANTKE (1980) sowie KELLER & KRAYSS (1987) abstützte.

In Erweiterung der Befunde von Dr. Kobler versuchen die Autoren in dieser Arbeit, die Erkenntnisse, die sie in der Publikation über den Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial (KELLER & KRAYSS 2005) vorstellten, auf die Talschaft Prättigau zu übertragen. Von Interesse ist dabei die Verknüpfung des Eisabbaus in einem Alpental mit den entsprechenden Phasen in den Vorlandbecken sowie im Auslasskanal im Rheintal. Auch soll auf die Genese der glazialen Relikte in den Seitentälern und am Haupttalboden näher eingegangen werden. Mit alpinen Problemen der Glazialmorphologie im Alpstein, in Vorarlberg und in Graubünden setzten sich die Autoren in KELLER (1988, 1996) und KRAYSS (1996) auseinander.

2. Die Stellung des Prättigaus im Rhein-Linth-Gletschersystem

Das an der Ostflanke des Rheingletscher-Systems gelegene Prättigau lieferte schon kurz nach Beginn der letzten Vorlandvereisung vor rund 29000 Jahren einen Beitrag zum Vorstoss des Rheingletschers ins Vorlandbecken. Die Nährgebiete des Landquartgletschers lagen in den Hochzonen vom Gross Litzner bis hinüber zum Scalettapass und erfassten zudem Teile der Landschaft Davos. Mit dem Absinken der Schneegrenze schlossen sich sukzessive die Sammelgebiete am Rätikon und an der Hochwangkette über die rechts- und linksseitigen Nebentäler an. Zur Zeit, als der Rheingletscher vorstossend das Bodenseebecken erreicht hatte, dürfte sich das Eisstromnetz im Prättigau voll ausgebildet haben. Nach weiteren drei bis vier Jahrtausenden war vor rund 24000 Jahren der Höchststand der Vergletscherung erreicht und über dem Prättigau lag die Oberfläche der mächtigen Eiskappe zwischen 1900 und 2800 m ü.M.

Im Unterschied zum Aufbau der grossen Vergletscherung im Alpenraum hinterliess der Eisabbau im Vorland genügend Relikte, die den Nachweis unterschiedlicher Rückzugsstadien ermöglichen (KELLER & KRAYSS 2005). So hat sich im Bereich des Bodensee-Rheingletschers eine Gliederung nach Eisrandlagen bei Schaffhausen (W/M), Feuerthalen (W/F), Stein am Rhein (W/S), Konstanz (W/K) und Weissbad/Koblach (W/W) eingebürgert. Unter Beachtung der durchgehenden Eisrandkomplexe und Schmelzwassersysteme lässt sich die dreidimensionale Form der jeweiligen Eiskörper rekonstruieren und kartieren. Schnitte durch den Vorlandgletscher ergeben verlässliche Oberflächenprofile wie sie in Abbildung 2 für den Auslasskanal des Rheingletschers im Abschnitt zwischen Landquart und Koblach dargestellt sind.

Die Profillinien im Prättigau zweigen bei Landquart vom Rheingletscher-Hauptprofil ab. Sie sind als Leitlinien zu betrachten, welche die Vorgänge des Eisabbaus im Prättigau mit dem Hauptstrom des Rheingletschersystems im Rheintal und im Bodenseeraum verknüpfen. Im Alpeninneren entspricht die oberste Profillinie W/M der Eiszeitkarte von JÄCKLI (1970), deren Rekonstruktion des Maximalstandes auf der Beobachtung der Schliffgrenzen und höchsten Erratiker beruht. Die tieferen Profillinien wurden aufgrund von glaziologischen Erwägungen sowie der Abschätzung von Schneegrenzlagen im Voralpengebiet gezogen (KELLER 1988).

3. Eiszeitliche Relikte im Prättigau

Alle Untersuchungen über das Ausmass und die Mechanik der eiszeitlichen Gletscher stützen sich auf das Studium der Relikte, die sie hinterlassen haben. Es handelt sich dabei zum überwiegenden Teil um Ablagerungen, sei es von Moränenmaterial, das als Ausschmelzprodukt am Grunde oder an den Rändern der Gletscher deponiert oder um Sande, Kiese und Blöcke, die vom Schmelzwasser umgelagert wurden. Neben den Ablagerungen spielen aber auch Erosionsformen eine Rolle, etwa Schliffspuren, Rundhöcker oder Schmelzwasserrinnen im Fels oder Lockermaterial.

Zur Lage solcher Relikte lässt sich wie in vielen Alpentälern auch im Prättigau eine Typologie vornehmen (KELLER 1988, KRAYSS 1996). Zu unterscheiden sind dabei einerseits Hangzonen von der Talsohle bis zur Gipfelregion und andererseits Seitentäler mit mächtigen Verfüllungen in deren Tiefenbereichen.

Wie in KRAYSS (1996) ausführlicher dargelegt, ist an Hangprofilen eines Alpentals häufig folgende Zonengliederung zu beobachten (Abbildung 3):

- Schliffgrenze: Höchststand des Eisstromnetzes, angezeigt durch glaziale Erosion an Graten und Hangrücken (Abbildungen 2 und 4).
- Verfirnungszone: Höhenbereich zwischen Schliffgrenze und Ausschmelzgrenze. Erratiker finden sich meist nur im unteren Teil der Verfirnungszone. Sie strandeten dort gewissermassen ‹trocken› infolge des Ausdünnens der Eisbedeckung beim Absinken des Eistromnetzes als Auswirkungen der zurückschmelzenden Vorlandgletscher.
- Ausschmelzgrenze: Niveau des höchsten Vorkommens von Moränenwällen, Erratikeranhäufungen, Stauterrassen und Schmelzwasserrinnen. In dieser Höhenlage kam es beim Absinken des Eisstromnetzes erstmalig zu anhaltendem sommerlichen Ausschmelzen der Gletscheroberfläche. Gleichzeitig aperten die höheren Hangteile des Gletscherumfelds aus. Die Ausschmelzgrenze liegt etwa auf der Höhe der klimabedingt angestiegenen Schneegrenze auf dem Eisstromnetz (Abbildung 5).
- Ausschmelzzone: Bereich zwischen Ausschmelzgrenze und Talboden, in dem Ausschmelzrelikte des Gletschers in verschiedenen Höhenlagen und mit unterschiedlicher Häufigkeit vorkommen können.

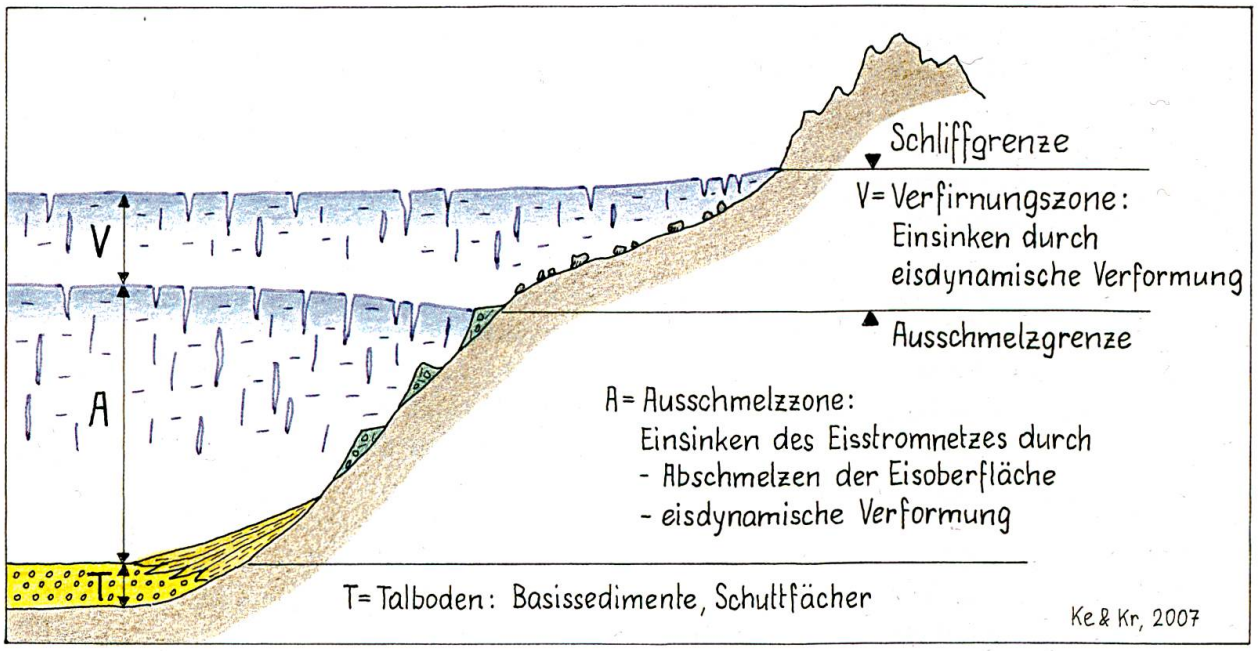

Abbildung 3:
Zonengliederung am Hangprofil eines Alpentals, wie sie auch im mittleren Prättigau typisch ausgebildet ist.

Abbildung 4:
Auf der Nordseite des Prättigaus verläuft die Schliffgrenze am Fuss der Drusenfluh (links) und der Sulzfluh (rechts). Am Stelserberg (rechts unten) markiert das Niveau des Stelsersees die Ausschmelzgrenze. Hangabwärts lassen sich Eisrandterrassen der Ausschmelzzone erkennen.

Abbildung 5:
Auf Plan di Stafel nordwestlich Pany wird die Ausschmelzgrenze durch eine Abfolge von Moränenwällen angezeigt. Der Furnerberg (im Hintergrund) liegt fast gänzlich in der Ausschmelzzone.

- Talboden: Schwemmfächer, Schuttkegel und Flussverlegungen können sowohl mit dem abschmelzenden Talgletscher als auch mit spät- und postglazialen Prozessen zusammenhängen.

Bezieht sich die Typologie am Hangprofil ausschliesslich auf Abfolgen während des generellen Eisabbaus, so können Sedimente im Tiefenbereich von Nebentälern sowohl während Phasen des generellen Eisaufbaus als auch des Abbaus gebildet worden sein (Abbildung 9). Moränenmaterial, Bachschutt und Seeablagerungen jeglicher Korngrösse finden sich häufig als Talfüllung unterschiedlicher Mächtigkeit im unteren oder mittleren Abschnitt eines Seitentals. Aber auch in höheren Teilen von Seitentälern oder Einmuldungen treten oft mächtige Füllmassen aus hart verdichtetem Feinmaterial mit blockigen Einschlüssen auf. Sie werden als hochgelegene Eisstausedimente angesprochen. Mit der Genese solcher Glazialrelikte befasst sich Kapitel 10.

4. Das Prättigau im Hochglazial

Für hochglaziale Lagen des Eisstromnetzes sind im Profil vom St.Galler Rheintal bis ins Silvrettagebiet drei Leitlinien repräsentativ (Abbildung 2): Der Höchststand des Würm-Maximums (W/M) sowie die Stadiale Stein am Rhein (W/S) und Konstanz (W/K). Zu diesen Stadien liegen in den Untersuchungen von KELLER & KRAYSS (2005) bezüglich der Vorlandvergletscherung umfassende Befunde zur Chronologie, zur Höhenlage der Schneegrenze und modellmässig zum Klima vor.

Wie bereits erwähnt, dürfte der Höchststand der alpinen Vergletscherung um 24000 J.v.h. erreicht worden sein. Zur chronologischen Abfolge vergleiche die Tabelle 1. Für das Stadial Stein am Rhein (W/S) wird ein Alter von 19500 J.v.h. angenommen. Die Schneegrenze kann während der ersten Abschmelzphase zwischen W/M und W/S kaum jemals unterhalb 1500 m ü.M. gelegen haben, sodass es auch im unteren Prättigau bei einer Minimalhöhe des Eisstromnetzes um 1700 m ü.M. noch nicht zum Abschmelzen kam. Das Einsinken der Eisoberfläche um 100 bis 150 m hängt mit der eisdynamischen Verformung infolge des Zurückschmelzens der Auslassgletscher im Vorland zusammen (HAEBERLI 1991). Für eine Zeitdauer von 4500 Jahren errechnet sich eine mittlere Absenkrate von rund 0,03 m/J.

Im Zeitabschnitt zwischen den Stadialen Stein am Rhein und Konstanz setzte im Vorland ein entschiedenes Abschmelzen auf internere Randlagen ein. Gemäss KELLER (1988) ist für diese Periode ein Anstieg der Schneegrenze in den Voralpen bis gegen 1700 m ü.M. anzunehmen. Dem Konstanz-Stadium um 18000 J.v.h. dürfte im Rätikongebiet eine Schneegrenze zwischen 1400 und 1600 m ü.M. je nach Exposition entsprochen haben. Wie aus Abbildung 2 ersichtlich, lag die Eisoberfläche gemäss der Leitlinie W/K im unteren Prättigau bereits in diesem Höhenbereich, sodass dort erste Abschmelzprozesse einsetzen konnten. Im Raum Schiers, in den das Abschmelzgebiet nun vorgerückt war, betrug das Absinken der Eisoberfläche um 200 m. Dem entspricht für die 1500 Jahre des Intervalls W/S bis W/K ein Absinkbetrag von 0,13 m/J. Dies wäre zu vergleichen mit einer Nettobilanz der Eismassen von minus 0,15 m/J bezogen auf das ganze Rhein-Linth-Gletschersystem (KELLER & KRAYSS 2005, Abbildung 12)

5. Das Weissbad-Stadial als glazialmorphologischer Leithorizont

Dazu ist die Karte 1:100 000 in der Beilage zu beachten.

Im Zeitraum von 700 Jahren zwischen den Stadialen Konstanz (W/K) und Weissbad/Koblach (W/W, ca. 17300 J.v.h.) setzte das eigentliche Spätglazial ein. Für das Rätikongebiet nimmt KELLER (1988, Fig. 33.15) eine regionale Schneegrenze auf 1700 bis 1800 m ü.M. an, die expositionsbedingt um

± 150 m schwanken kann. Damit ist das Eisstromnetz im Prättigau gemäss der Leitlinie W/W bis auf die Höhe von Klosters zum Abschmelzgebiet geworden. Wie Abbildung 2 zeigt, fällt eine Reihe von Relikten, die der Ausschmelzgrenze (Abbildung 3) zuzuordnen sind, in den Höhenbereich zwischen W/K und W/W. Dazu gehören auch die in KRAYSS (1996) als Belegstellen aufgeführten Lokalitäten Plan di Stafel NW Pany und Radaz N Saas, beide mit Moränenwällen, Höhbord/Stelli SW Conters mit Moränenwällen und Stauterrassen (alle auch aufgeführt in KOBLER 1994). Hinzuzufügen sind Wälle und Schmelzwasserrinnen auf dem Stelserberg und als höchste Relikte der Ausschmelz-

Tabelle 1:
Die hochglazialen Eisrandlagen des Rhein-Gletschers im Vorland und in den Randalpen lassen sich bis ins Prättigau im Innern der Alpen zurück verfolgen. Ebenso sind die in den Ostalpen definierten späteiszeitlichen Gletschervorstösse aufzufinden.

Chronologie des Hoch- und Spätglazials im Prättigau

Glazial-Gliederung innerhalb der Würm-Eiszeit	Kaltphasen mit Wiedervorstössen der Gletscher: Stadien und stadiale Eisrandkomplexe	Eisrandlagen am Landquart-Gletscher: unteres Prättigau	mittleres und oberes Prättigau	Datierung in kalibrierten *Jahren vor heute (Daten aus anderen Gletschergebieten)
Spätglazial	Egesen	–	innerste Silvrettatäler	12500 – 12000
	Daun	–	Klosters?	um 15000
	Clavadel	–	Klosters?	um 15500
	Gschnitz	–	Küblis	um 16000
	Domat-Ems	?	?	um 16500
	Sargans	Seewis 1000 m	Pany ±1300 m	um 16800
	Weissbad/Koblach W/W	Valzeina um 1200 m	NE ob Küblis 1500 m	±17300
Hochglazial	Konstanz W/K	beidseits Chlus um 1450 m	Radaz ob Küblis 1800 m	±18000
	Stein am Rhein W/S	Raum Chlus um 1700 m	NE ob Küblis 2000 m	±19500
	Schaffhausen W/M Würm-Maximum	Raum Chlus 1850 m	Jägglischhorn 06 Küblis 2100 m	±24000

*Die Datierungen sind sogenannte kalibrierte Werte, dass heisst Kalenderjahre, die gegenüber den bisher publizierten ^{14}C-Altern beträchtlich höher sein können.

Abbildung 6:
Im Salginatobel nordöstlich Schiers bildete sich im Weissbad-Stadial ein Eisstausee auf dem Niveau der markanten Terrasse. Moränenwälle bei den Hütten verweisen auf Endlagen steiler Lokalgletscher.

Abbildung 7:
Stelserberg mit Sassauna und Schesaplana (im Hintergrund links und rechts der Mitte). Im Weissbad-Stadial erfüllte ein steiler Lokalgletscher vom Chrüz her das Buchner Tobel (Vordergrund) und endete in einem Eisstausee in der Gegend des linken Bildrandes.

grenze Stauterrassen und Erratikeranhäufungen oberhalb der Bergstation der Madrisabahn. Die Absinkrate des nun voll im Abschmelzbereich liegenden Eisstromnetzes liegt zwischen der Chlus und Küblis bei 0,16 m/J. Sie entspricht einem massiven Rückschmelzen des Rheingletschers zwischen den Stadialen Konstanz und Weissbad/Koblach über eine Distanz von 60 km.

Die Weissbad-stadiale Vergletscherung stellt im Prättigau den Übergang vom alpinen Hochglazial mit einem grossenteils lückenlosen Eisstromnetz zum alpinen Spätglazial mit selbständigen Talgletschern dar. Das Eisstromnetz ist zwar noch vorhanden, doch es zeigen sich bereits ausgedehntere eisfreie Hangzonen und erste Ablösungen der Nebengletscher vom Hauptgletscher. Das Niveau W/W (Weissbad) des Rhein-Gletschers ist von der Zungenlage bei Koblach zurück bis Ragaz bekannt (Rekonstruktion in KELLER 1988), womit die Höhenlage der Konfluenz des Landquart-Gletschers mit dem Rhein-Gletscher am Ausgang des Prättigau über der Chlus gegeben ist.

Die W/W-Schneegrenze auf vergletschertem Areal (mittlere Höhenlinie, über der im Spätsommer der Schnee nicht mehr wegtaut) lag im mittleren Prättigau südexponiert auf ca. 1800 m ü.M., nordexponiert auf ca. 1600 m ü.M. Auf dem Eisstromnetz westlich Klosters spielte sie sich bei etwa 1700 m ü.M. ein. Demzufolge befand sich der Landquart-Gletscher talaufwärts bis gegen Klosters im Ablationsgebiet, sodass glazigene Sedimente ausaperten. Eine Reihe Eisrandrelikte lässt sich denn auch von der Chlus bis Klosters zwanglos korrelieren und dem Weissbad-Stadial zuordnen.

In den grossen Seitentälern sind aufgrund von Eisrandmarken die Gletscher des Weissbad-Stadials ebenfalls rekonstruierbar. Mit Ausnahme des Valzeina-Gletschers standen sie alle im Eiskontakt mit dem Haupttalgletscher. Im Weiteren reichten zwischen dem Becken von Jenaz und Klosters die verfirnten Talhänge zum grössten Teil bis zum Eisstrom hinab. Vom Haupttalgletscher gestaute Seen dürften sich bei Valzeina, im Salgina-Tobel nördlich Schiers (Abbildung 6) sowie im Buchner Tobel ob Lunden (Abbildung 7) gebildet haben. Westlich St. Antönien bestand eine Eistransfluenz des Schaniela-Gletschers zum Schraubach-Gletscher. Auf dem Furner Berg ist für W/W eine Plateau-Verfirnung mit kleinen Auslassgletschern anzunehmen. Im Silvrettagebiet oberhalb Klosters fehlen zwar Eisrandzeugen, aber die Weissbad-Vergletscherung kann im Vergleich zur Maximalvereisung und zu den rezenten Hochgebirgsgletschern zwischengeschaltet werden. Entsprechendes gilt für die Landschaft Davos, die vor der letzten Vergletscherung hydrographisch noch dem Prättigau angehörte und somit im Weissbad-Stadial noch Akkumulationsgebiet des Landquart-Gletschers war. Der Wolfgangpass entstand erst nach dem Eisabbau durch den Niedergang des Totalp-Bergsturzes (MAISCH 1981), dessen Trümmermassen bis Selfranga südlich Klosters reichen.

Wie in den Alpenrandregionen eignet sich die Vergletscherung des Weissbad-Stadials auch im Prättigau als glazialmorphologischer Leithorizont. Als Resultat ergibt sich die in der Kartenbeilage gezeichnete Vergletscherung des gesamten Prättigaus im Weissbad-Stadial. Davon ausgehend können nun höher und externer liegende Relikte älteren hochglazialen Stadialen zugewiesen werden, während tiefer und interner vorhandene Eisrandzeugen jünger sind und ins Spätglazial eingestuft werden (Abbildung 8).

Die tiefste Leitlinie im Profil bezieht sich auf eine Endlage der Rheingletschers bei Sargans (16800 J.v.h.). Diese wurde in KELLER & KRAYSS (2005) nicht behandelt, findet sich jedoch in der Literatur (HANTKE 1980, JORDI 1986) häufig zitiert. Es scheint, dass kurz nach dem Sarganser Stand das Eisstromnetz im Prättigau seinen Zusammenhang mit dem Eiskörper im Landwasser/Albula-System verloren hat. Der Sarganser Stand steht im Zusammenhang mit der Ablösung des Schaniela-Gletschers bei Pany, auf die im Kapitel 8 eingegangen wird.

Zur chronologischen Abfolge vergleiche die Tabelle 1.

6. Der Landquart-Gletscher im jüngeren Spätglazial

6.1 Das Stadium von Küblis

Im Umkreis von Küblis treten bruchstückhaft Eisrandzeugen auf, die sich mit weiteren Relikten bis ins Silvretta-Massiv verfolgen lassen und zu einem Gletschersystem zusammengefügt werden können. Die Schneegrenzberechnung ist hier schwierig und birgt Unsicherheiten. Neue Bestimmungsmethoden, z. B. zeitliche absolute Altersdatierung, könnten mehr Klarheit bringen. Immerhin ergibt sich als Mittelwert der Schneegrenzen aller Teilgletscher 2150 m ü.M., was einer Depression von 550 m gegenüber dem 1850er BZN (Bezugsniveau der Schneegrenze um 1850) von 2700 m ü.M. in der Silvretta entspricht und somit Gschnitz zuzuordnen ist. Dies passt auch ins Muster der bezüglich Einzugsgebiet ähnlich grossen Gletscher der Umgebung: Landwasser Gletscher bis Wiesen 28 km, Hinterrhein-Gletscher bis Andeer 33 km, Ill-Gletscher bis oberhalb Schruns 30 km, Landquart-Gletscher bis Küblis 26 km. Die ziemlich flach auslaufende Zunge ist damit erklärbar, dass der Gletscher am gleichzeitig im Aufbau begriffenen, riesigen Fideriser Schuttkegel aufgelaufen ist. Zwei Schuttfächer-Relikte beidseits des Schaniela-Tobels auf rund 900 m ü.M. direkt nördlich Küblis machen klar, dass der Schanielabach von St. Antönien herunter am Eis gestaut worden ist und der Schaniela-Gletscher weit zurück gelegen haben muss.

6.2 Das Stadium von Klosters

Bei Selfranga direkt südlich Klosters ist ein Doppelwallsystem erhalten, das durch Prägnanz der Formen auffällt. Es handelt sich um frontnahe Seitenmoränenwälle des Landquart-Gletschers, dessen Zungenende etwa

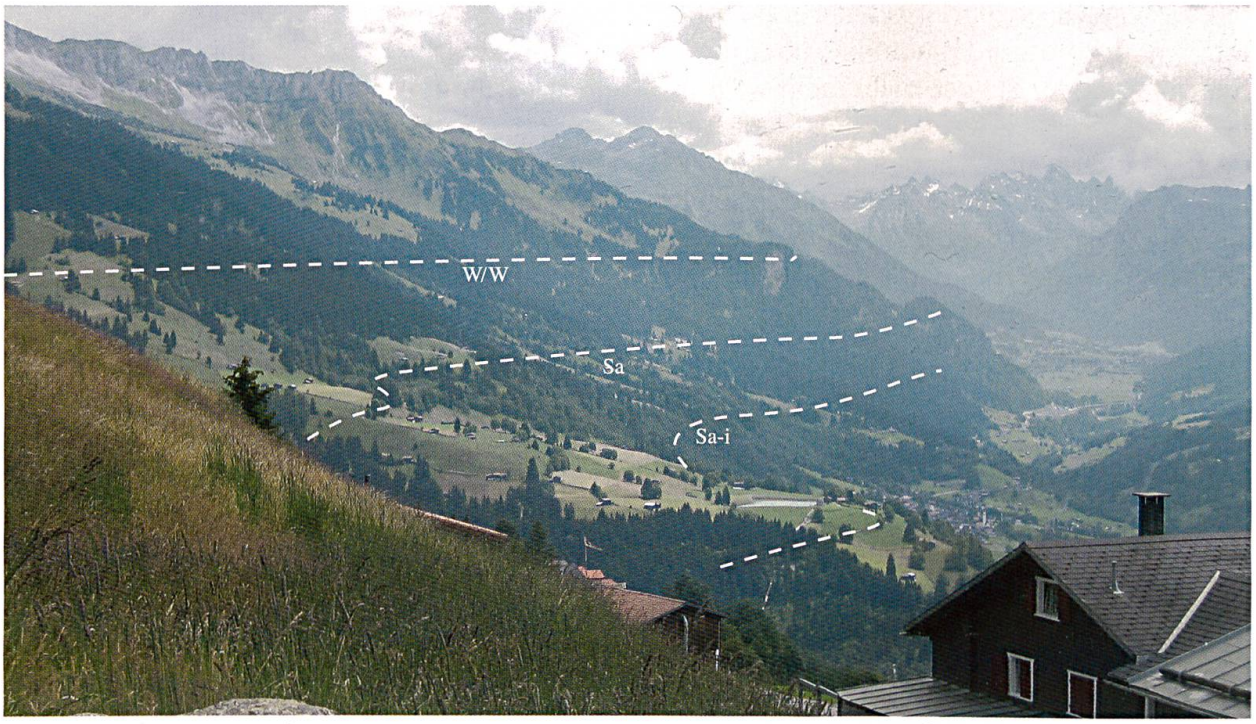

Abbildung 8:
Prättigau-Nordhang oberhalb Saas und Küblis. Die Verflachungen am Rand des Schanielatobels (im Mittelgrund von links) erweisen sich als Eisrandterrassen zwischen dem Weissbad-Stadial (W/W) und den Sarganser Ständen (Sa und Sa-i) des Landquart-Gletschers.

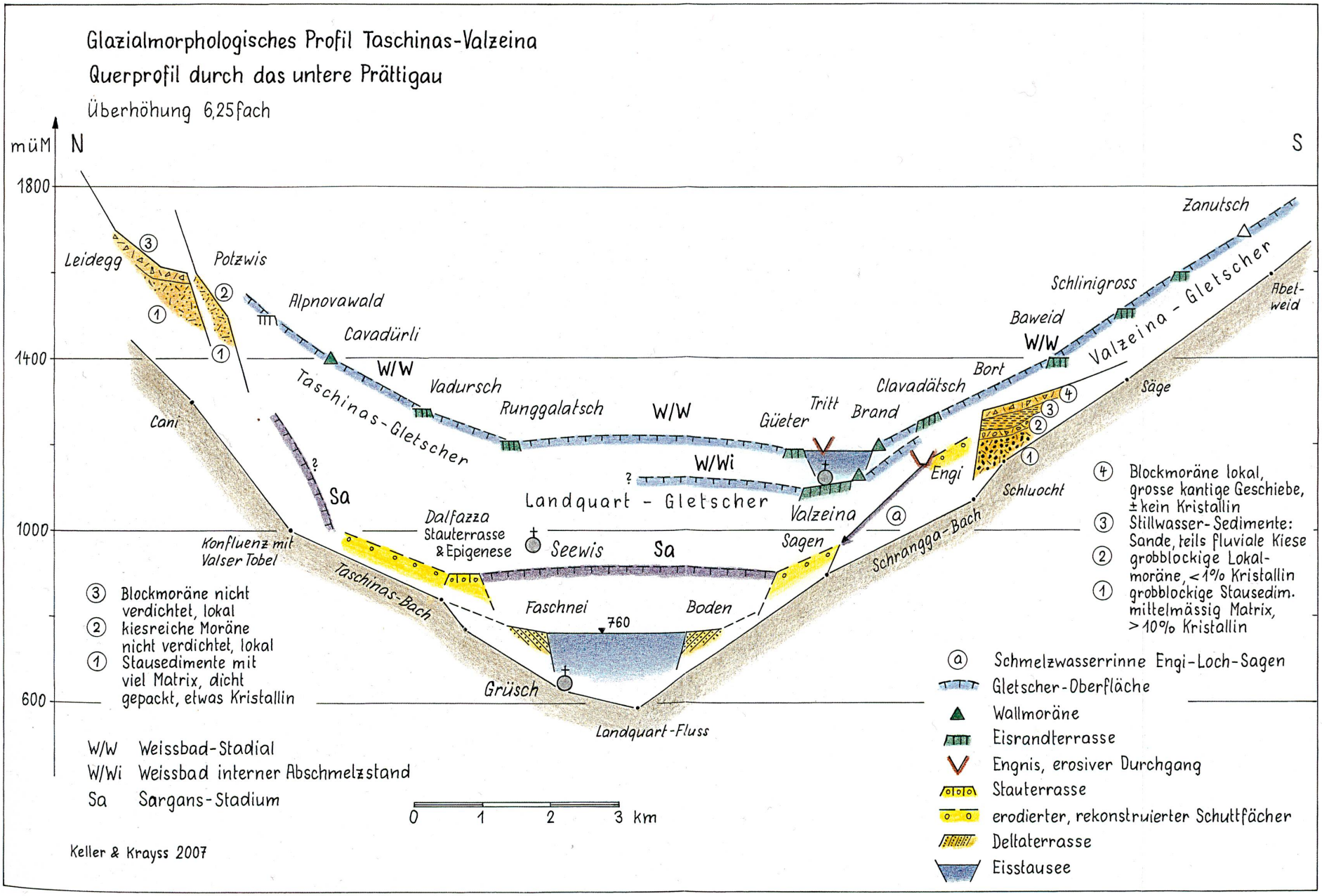

Abbildung 9:
Im Profil durch das Valzeina und das gegenüber liegende Taschinastal lassen sich unterschiedliche Arten des Eisabbaus erkennen. Während im Weissbad-Stadial die Eisfelder im Taschinas-System noch in direktem Eiskontakt mit dem Landquart-Gletscher standen, hatte sich im Valzeina ein Eisstausee zwischen dem Seitengletscher und dem Haupttalgletscher gebildet. Im Sarganser Stand richteten sich beidseits Schwemmkegel auf den Eisrand des Landquart-Gletschers aus. Auf einem Niveau um 760 m ü. M. belegen Deltarelikte die Existenz eines Schierser Sees.

1 km talabwärts anzunehmen ist. CADISCH (1929) sieht darin das Äquivalent zum Daun-Stadium der Ostalpen. In früheren Arbeiten (1921, 1925/26) stellt er diese Eisrandlage jedoch ins Gschnitz (Ostalpenstadium älter als Daun). Auch HANTKE (1980), MAISCH (1981, 1992) und KOBLER (1992) vertreten Gschnitz.

Talaufwärts Richtung Inneres des Silvretta-Massivs finden sich an den Talhängen zurück bis Novai (Konfluenz der Silvretta-Haupttäler) Relikte von Eisrandterrassen, die die Höhenlage dieses Klosterser Gletschers markieren. Die Rekonstruktion des Gletschers und die Schneegrenzberechnung mit einem Wert um 2330 m ü.M. lassen allerdings keine eindeutige Zuordnung zu Clavadel oder zu Daun zu, hingegen scheidet Gschnitz klar aus.

7. Rückschmelzprozesse in den untersten Seitentälern

7.1 Valzeina

In diesem westlichsten Seitental des Prättigau sind die vielen Glazialbildungen (Moränenwälle, Eisrandterrassen, Talverfüllungen, Schmelzwasserrinnen, Erratikum) meist morphologisch markant, aber nirgends über grössere Strecken zusammenhängend. Dies erschwert ihre Deutung (WICK 1970, HANTKE 1980, KOBLER 1994). Die Felduntersuchungen der Autoren dieses Artikels und ihre Feststellungen über das Zurückgreifen der stadialen Eisrandkomplexe aus dem Vorland in den Alpenraum (KELLER & KRAYSS 2005) machen es nötig, die bisherigen Vorstellungen zu revidieren. Besonders wichtig ist die Erkenntnis, dass der Weissbad-stadiale Landquart-Gletscher bis auf rund 1200 m Meereshöhe von NE her ins Valzeina eingedrungen ist, während gleichzeitig der Valzeina-Gletscher den Hauptgletscher nicht mehr erreicht hat. Seesedimente im mittleren Valzeina zeigen, dass es zwischen den beiden Eisströmen zur Bildung eines Eisstausees kam (Abbildung 9). Das Gewässer dürfte durch die tektonisch als Verwerfung vorgezeichnete und erosiv ausgeformte Rinne des ‹Tritt› direkt westwärts zum Eisrand des Rhein-Gletschers abgeflossen sein. Der im See aufschwimmende und deshalb ziemlich flach auslaufende Gletscher lässt sich mit den weit talauf vorhandenen Eisrandrelikten rekonstruieren (Kartenbeilage). Die Berechnung seiner Schneegrenze bestätigt das Weissbad-Stadial.

Etwas interner und auch tiefer liegen Terrasse und Wall von Valzeina-Dorf (Abbildung 9). Dies entspricht einem Zurückschmelzen des Landquart-Gletschers vertikal um 70–80 m, was eine internere Eisrandlage zu Weissbad bedeutet.

Das weitere Abtauen des Landquart-Gletschers erfolgte schubweise, indem sich während den Schmelzpausen eisrandliche Stauterrassen aufbauten. Sie treten im unteren Valzeina und an den Abhängen beidseits des Talausganges gehäuft auf. Es kann sich dabei nicht um Wallrelikte des Valzeina-Gletschers handeln, denn dieser zog sich von seiner Frontlage beim Dorf Valzeina etappenweise talauf zurück. Einen Beleg für das weitere Rückschmelzen liefert der Stand von Falsch 5 km taleinwärts, der durch auffallende Eisrandformen und durch die Schneegrenzberechnung als Gschnitz-Stadium ausgewiesen ist.

7.2 Taschinastal

Bedingt durch ausgedehnte Hochtäler und Hochterrassen auf 1600 bis über 2000 m ü.M. als Akkumulationsgebiete erreichte der Taschinas-Gletscher trotz Südexposition im Weissbad-Stadial noch den Hauptgletscher (Kartenbeilage und Abbildung 9). Hingegen war im Sarganser-Stadium der Eiskontakt abgebrochen; der Gletscher endete im Bereich der Konfluenz der beiden Taschinas-Haupttäler. Gleichzeitig verbarrikadierte der Landquart-Gletscher das untere Taschinastal nordöstlich Seewis bei Dalfazza, wo sich Stauterrassen bildeten, die auch die Epi-

genese von Rosnas zur Folge hatten. Der Taschinasbach fand nämlich den verfüllten alten Talweg nicht mehr und tiefte sich westwärts davon im Anstehenden ein. Markante Wallmoränen auf den Hochterrassen und in den Hochtalmulden zeigen weit zurück liegend das Gschnitz und jüngere Stände an (KELLER 1988).

8. Der Ablösungsprozess des Schaniela-Gletschers (St. Antönien) vom Landquart-Gletscher

Letztmals während dem Weissbad-Stadial, als das Eisstromnetz im St. Antönien-Gebiet noch über 1800 m ü.M. hinaufreichte, floss das Schaniela-Eis sowohl talabwärts im Raum Küblis mit dem Landquart-Gletscher zusammen, als auch über den Aschüel-Sattel westwärts via Schraubach-Gletscher dem Hauptgletscher zu (Kartenbeilage). In der jüngeren Späteiszeit sind um St.Antönien vor allem die Lokalgletscher des Gschnitz-Stadiums durch Eisrandbildungen sehr gut dokumentiert. Hier zeigt es sich, dass diese aus hochgelegenen Karmulden im Norden und Osten nochmals gegen das St. Antönien-Haupttal vorgestossen sind und sich zum Teil darin auch noch ausgebreitet haben.

Zwischen Weissbad-Eisrandlage und Gschnitzzungen schieben sich noch zwei Stände ein, die durch zahlreiche Relikte belegt sind. In dieser dem Sarganser Stadium zuzuordnenden Periode rückte der Schaniela-Gletscher, unterstützt von den Lokalgletschern, bis Ascharina vor (Abbildung 10), erreichte aber den Landquart-Gletscher bei Küblis nicht mehr (Abbildung 11). Zwischen Schaniela- und Landquart-Gletscher wurde das Schaniela-Tobel infolge Abdämmung durch eine mächtige Schotterflur verfüllt, die als Sander des Schaniela-Gletschers ab Ascharina funktionierte. Mit Hilfe der Terrassenreste und der Schotterrelikte unterhalb Ascharina und in den ‹Eggen› kann der Schaniela-Gletscher über die Talverfüllung mit dem Landquart-Gletscher (Abbildung 8) korreliert werden. Das Gefälle des Schotterfeldes und die Höhenlage der stauenden Eisbarriere des Hauptgletschers deuten darauf hin, dass der Schotterstrang auf 1260 m ü.M. in einen Eisstausee gemündet hat: Stand Pany 1260 m ü.M. (Abbildung 11 und 12). Eine etwas internere Eisrandlage im Raum Ascharina sowie Reste des zugehörigen Sanders spielen auf tiefere Stauterrassen des Landquart-Gletschers ein: Stand Pany 1150 m ü.M. Die Rekonstruktion der beiden Sarganser Stände des Schaniela-Gletschers zeigt, dass

Abbildung 10:
St. Antönien-Ascharina mit Schijenflue im Talabschluss. Eisrandterrassen und Moränenwälle bei den Häusern von Mittel-Ascharina belegen die Rekonstruktion der beiden zusammenfliessenden Gletscher in Abbildung 11.

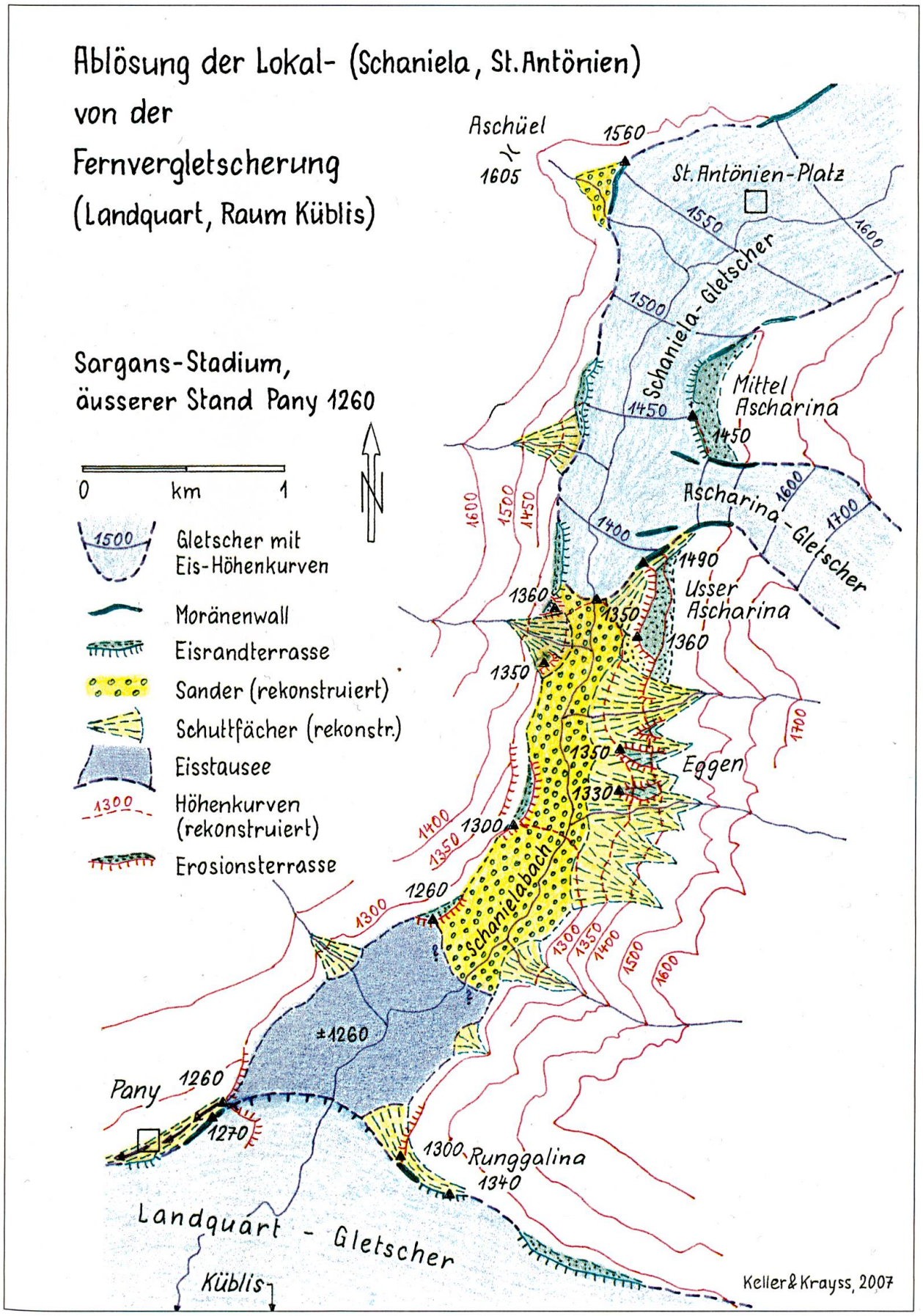

Abbildung 11:
Beim Rückschmelzen vom Weissbad-Stadial kam es auch im Tal von St. Antönien zur Ablösung der Lokalvergletscherung vom Haupttalgletscher. Im Stand von Sargans entwässerte sich der Schaniela-Gletscher über eine mächtige Schotterflur in einen Eisstausee auf 1260 m ü.M. bei Pany.

Abbildung 12:
Wallmoräne Cresta nordöstlich Pany mit Blick auf das Schanielatobel. Die Wallmoräne bildete sich am Rand des den Eisstausee von Pany abdämmenden Lanquart-Gletschers. Links davon verlief die Entwässerung des Sees (vergleiche Karte Abbildung 11).

der Eiskontakt mit dem Landquart-Gletscher nach dem Weissbad-Stadial endgültig abgebrochen ist und sich seither im St. Antönien-Gebiet nur noch selbständige Lokalgletscher aufbauten.

9. Das Abschmelzen des Eiskörpers im unteren Haupttal

9.1 Das Becken von Jenaz

Die Landschaftsgestalt des Jenazer Talabschnitts zwischen Küblis und Schiers wird durch auffallende morphologische Elemente bestimmt. Vorab sind es die zwei mächtigen Schuttkegel von Fideris und von Lunden, die die Talschaft oben und unten abriegeln. Innerhalb des Beckens stechen eine Reihe von Terrassen hervor, die vor allem die südliche Talflanke betreffen (Abbildung 13).

Die höheren Terrassen sind Hangschutt-Gebilde, die in unterschiedlicher Höhe reliktisch erhalten sind. Sie lassen sich durch Eisstau des im Spätglazial abtauenden Landquart-Gletschers erklären, an dessen Eisrand sie während Stagnationsphasen angeschüttet wurden (Abbildung 14). Gleichzeitig begannen sich die grossen Schuttkegel aus dem Buchner Tobel und dem Ariesch-Tobel aufzubauen, waren doch zumindest ihre unteren Tobelbereiche bereits eisfrei. Der Fideriser Kegel aus dem Arieschtal (Abbildung 15) weist im tieferen Nordteil eine Reihe grosser ‹Löcher› auf, die erst nach der Kegelbildung entstanden sein können. Da sich keine Erosionsrinnen finden und die Vertiefungen sich

durch rundliche Formen auszeichnen, muss während der Schüttung Toteis vorhanden gewesen sein, das erst nach Beendigung des Aufbaus abgetaut ist. Daher ist anzunehmen, dass gegen Ende der Abschmelzphase der Eismassen im Jenazer Becken deren Eiskontakt zum Landquart-Gletscher im Küblis Talabschnitt unterbunden wurde, sodass sich ein Toteiskörper abspaltete.

Der Moränenwall der Ruine Stralegg und die dortige Schmelzwasserrinne (Abbildung 13) zeigen, dass am Ende der Schuttkegelbil-

Abbildung 13:
Mit einer Reihe morphologischer Elemente ist im Jenazer Becken zwischen Lunden und Fideris eine späte Phase des Eisabbaus im Prättigau vorzüglich dokumentiert: Mächtige Schuttkegel bei Lunden und Fideris mit Toteislöchern, Ausschwemmungsmulden in den Hanganschüttungen und Terrassen in der Talverfüllung bei Jenaz.

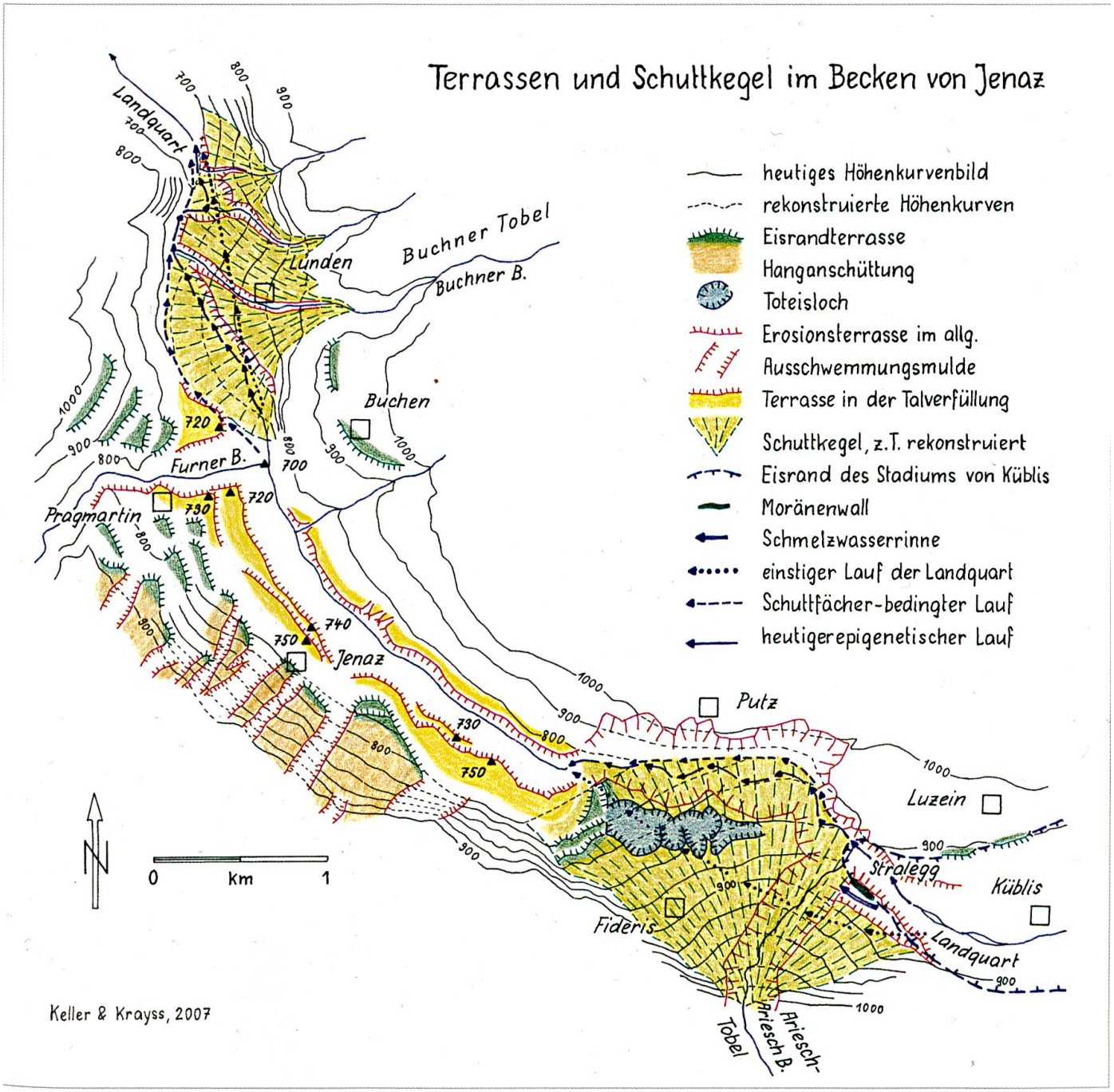

Abbildung 14:
Am Hang westlich Jenaz (links) wurden massive Eisrandablagerungen des Landquart-Gletschers vom Berg her muldenförmig ausgeschwemmt.
Die sich später in der Talbodenverfüllung eintiefende Landquart bildete markante Terrassen aus (Vordergrund).

Abbildung 15:
Schuttkegel von Fideris (rechts) und Teilstück von Stralegg (links), dazwischen das Arieschtobel. Vor der letzten Vergletscherung floss die Landquart quer über den mittleren Kegelbereich zwischen den beiden Siedlungen von links nach rechts. Seit dem Eisrückzug ab Stralegg hat sie sich epigenetisch in einer Felsschlucht (unterer Bildrand) eingetieft. Mit der Tiefenerosion hielt auch der Arieschbach Schritt.

dung der Landquart-Gletscher nochmals bis hierher auf den östlichen Kegel vorgestossen ist (Kapitel 6.1). Erst nach diesem Kübliser Stand begann die Landquart sich in die Schuttmassen einzutiefen und dabei den Steilhang unter Putz zu erodieren. Dabei wurde das heutige epigenetische Talstück am Fusse des Fideriser Schuttkegels angelegt. Parallel dazu passte sich der Arieschbach an und zerschnitt seinen eigenen Schuttkörper (Abbildung 15). Diese Erosionsphase konnte erst einsetzen, nachdem im Jenazer Becken das Resteis abgetaut war, denn erst jetzt kam die Talstufe von über 100 m Höhendifferenz auf nur 1½ km Distanz zum Vorschein und bewirkte die Tiefenerosion der Flüsse.

Unterdessen hatte auch der Lundener Schuttkegel seine volle Grösse erreicht und riegelte das Jenazer Becken auf mehr als 720 m ü.M. ab (Abbildung 13). Damit wurde das gesamte Becken bis auf 750 m ü.M. am oberen Ende aufgeschüttet. Als später der Materialnachschub aus dem Buchner Tobel nachliess, vermochte sich die Landquart auch in dieser Talverfüllung einzutiefen, das Engnis westlich Lunden in den Kegel einzuschneiden und dessen Südteil abzutragen. Die Eintiefung wirkte sich im ganzen Becken von Jenaz aus. Die zwei weit durchziehenden Flussterrassen zeigen, dass die Tieferlegung des Talbodens etappenweise erfolgte (Abbildung 14).

Gemäss der Gleichsetzung des Gletscherstandes von Küblis mit Gschnitz (Kapitel 6.1) erfolgte der Abschmelzprozess des Landquart-Gletschers im Jenazer Talbecken hauptsächlich vor diesem Gletschervorstoss. Das Wegtauen der restlichen Toteismassen, die anschliessende Talverfüllung und die darauf folgende fluviale Eintiefung ist aber erst nach dem Kübliser Stand anzusetzen.

9.2 Das Becken von Schiers

Am Ausgang des Schraubachtals bei Schiers, des Taschinastals bei Grüsch und des Valzeinas blieben auf 760 m ü.M. Delta- und Schuttfächerrelikte erhalten (Abbildung 9: Faschnei und Boden). Gleiche Höhenlage und Deltaschichtungen belegen ein stehendes Gewässer im Haupttal. Als Stauer kommt der Rheingletscher im Raum Landquart in Frage oder eine Lockermaterial-Verfüllung der Chlus (Abbildung 16). Da sich weiter talauf keine 760 m-Relikte finden, lag zur Zeit des Schierser Staugewässers im Jenazer Becken noch das Resteis des Landquart-Gletschers. Demzufolge muss der Schierser See ein kurzfristiges Ereignis während der Rückschmelzperiode vom Sarganser-Stadium gewesen sein.

10. Eisaufbau und Eisabbau im Vergleich

10.1 Der Eisaufbau im frühen Hochglazial

Wie im Illtal-Walgau (KELLER 1985, 1988) und im Schanfigg (KELLER 1996) finden sich auch im Prättigau verbreitet mächtige Stauschuttmassen (Abbildung 17). Sie zeichnen sich durch ihre hohe Lage, ihre Mächtigkeit von oft über 100 m und ihren charakteristischen Sedimentinhalt aus. Morphologisch treten sie nur noch als Terrassenreste und als Relikte von Talfüllungen in Erscheinung. Sie sind oberflächlich glazial überarbeitet und mit lokalen Grundmoränen oder Moränenwällen diskordant überdeckt. Zudem hat die postglaziale fluviale Erosion tiefe Furchen geschaffen, sodass hier sowie auch in Rutschungen Einblicke in den Sedimentaufbau möglich sind. Die liegende Hauptmasse der Sedimente besteht aus einer eisrandnahen Schüttung oder aus Grundmoräne. Sie ist blockreich, teils mit Geröllblöcken von mehr als Kopfgrösse, und weist eine sandig-siltige, meist gut vertretene Matrix auf. Sortierung oder Schichtung fehlen oder sind nur andeutungsweise vorhanden. Besonders typisch ist das Vorhandensein von Silvretta-Kristallin, das in der Block-Fraktion bis mehr als 10% ausmachen kann. Auflagernd kommen kristallinfreie Lokalmoräne und Horizonte von flach liegenden Silt-Sand-Schichten mit Geröllbändern vor. Die liegenden mächtigen Sedimentmassen sind standfest verdichtet,

Abbildung 16:
Talausgang des Prättigaus mit der Felsschlucht der Chlus. Beidseits des bei Grüsch (links unten) von rechts einmündenden Taschinasbachs beweisen hochliegende Deltaterrassen die Existenz eines eiszeitlichen Schierser Sees.

Abbildung 17:
Blick von Schuders ins Chleinbachtal, links oben das Chüenihorn. Im ganzen oberen Talbereich liegen verbreitet mächtige Stauschuttmassen. Sie reichen am Übergang von Aschüel nach St. Antönien (rechts oben) bis auf eine Höhe von 1700 m ü.M.

nicht aber die hängenden Abdeckungen. Die vertikale Abfolge der Talverfüllungen ist generalisiert im Profil der Abbildung 9 dargestellt.

Auffallend ist die Verbreitung dieser Stausedimente. Sie treten in den inneren höheren Bereichen der äusseren Seitentäler des Prättigaus in 1200–1800 m ü.M. auf: Taschinastal, Schraubachtal, Valzeina, Varnezza-Furner Tobel, Arieschtal (Abbildung 2). Sie fehlen in den inneren, Silvretta-nahen Seitentälern wie Schaniela – St. Antönien und Schlappin sowie generell im Haupttal. Eine entsprechende Charakteristik gilt auch für das nördlicher liegende Illtal und im Süden für das Schanfigg. Daraus ergibt sich eine Gliederung in drei Taltypen (Abbildung 18):

1. Haupttäler:
grosse, zum Alpenrhein entwässernde Täler mit stufenloser Mündung und mit auf das Rheintal einspielenden Becken.

2. Innere Seitentäler:
grössere Nebentäler, meist mit Stufenmündung, ohne hochliegende Stausedimente.

3. Äussere Seitentäler:
grössere Nebentäler, meist mit Stufenmündung und mit hochliegenden mächtigen Stausedimenten.

10.2 Eisaufbau- und Abbau-Mechanismus

Verdichtung und Kristallin-Anteil der Stausedimente belegen, dass der vorrückende und sich aufbauende Landquart-Hauptgletscher tief in die äusseren Seitentäler eingedrungen ist, als deren Lokalgletscher noch weit zurück lagen. Demgegenüber waren die inneren Seitentäler bereits auf die ganze Länge vergletschert und lieferten dem Hauptgletscher Zuschuss. Zeitlich verzögert stiessen dann auch die lokalen Nebengletscher in den äusseren Seitentälern vor, bis das hochglaziale Eisstromnetz voll entwickelt war.

Beim Eisabbau nach der Maximalvereisung erfolgte die Trennung der Nebengletscher vom Hauptgletscher nicht auf der Höhe der Stausedimente weit im Innern der Seitentäler, sondern in wesentlich tieferer Lage nahe dem noch eiserfüllten Haupttal. Zudem kam es zu den Lokalgletscher-Vorstössen, wie sie in den Kapiteln 7 und 8 erläutert sind.
Wie lässt sich das erklären?

Variante 1:
Der Eisaufbau und der Vorstoss der Gletscher erfolgte nicht gleichmässig, sondern war mit klimatisch bedingten Rückschmelz- und Stagnationsphasen verbunden. Der aus den Hochalpen der Silvretta stammende mächtige Landquart-Gletscher reagierte auf kürzere wärmere Perioden während des allgemeinen Vorstosses wenig oder gar nicht, während die Lokalgletscher der niedrigeren Randalpen ihren Nachschub verloren und zurückschmolzen. Dadurch konnte der hochstehende Hauptgletscher nachrücken und weit in die Seitentäler eindringen. In der nächsten Kaltphase, verbunden mit einer Absenkung der Schneegrenze, stiessen die Lokalgletscher wieder bis an den im Haupttal schon hoch stehenden Hauptgletscher vor. Während der Maximalvereisung mit tief liegender Schneegrenze wurden dann die Seitengletscher ebenfalls zu wichtigen Eislieferanten für das Eisstromnetz.

Eine derartige wärmere Periode verursachte vermutlich im Vorland nach dem Obersee-Stadial den Gletscher-Rückzug während dem Ravensburg-Interstadial (KELLER & KRAYSS 1993, 2005).

Variante 2:
Der Eisaufbau verlief in den inneren, hohen Zentralalpen wesentlich rascher als in den nördlich gelegenen und niedrigeren Randalpen, sodass der Landquart-Gletscher weit vorrücken und auch in die äusseren Seitentäler eindringen konnte, bevor sich dort verzögert die Lokalgletscher entwickelt hatten (KELLER & KRAYSS 2005). In diesem Fall müssten aber die Niederschläge und damit die Eisproduktion in den zentralen Hochalpen gegenüber den trockeneren alpenrand-

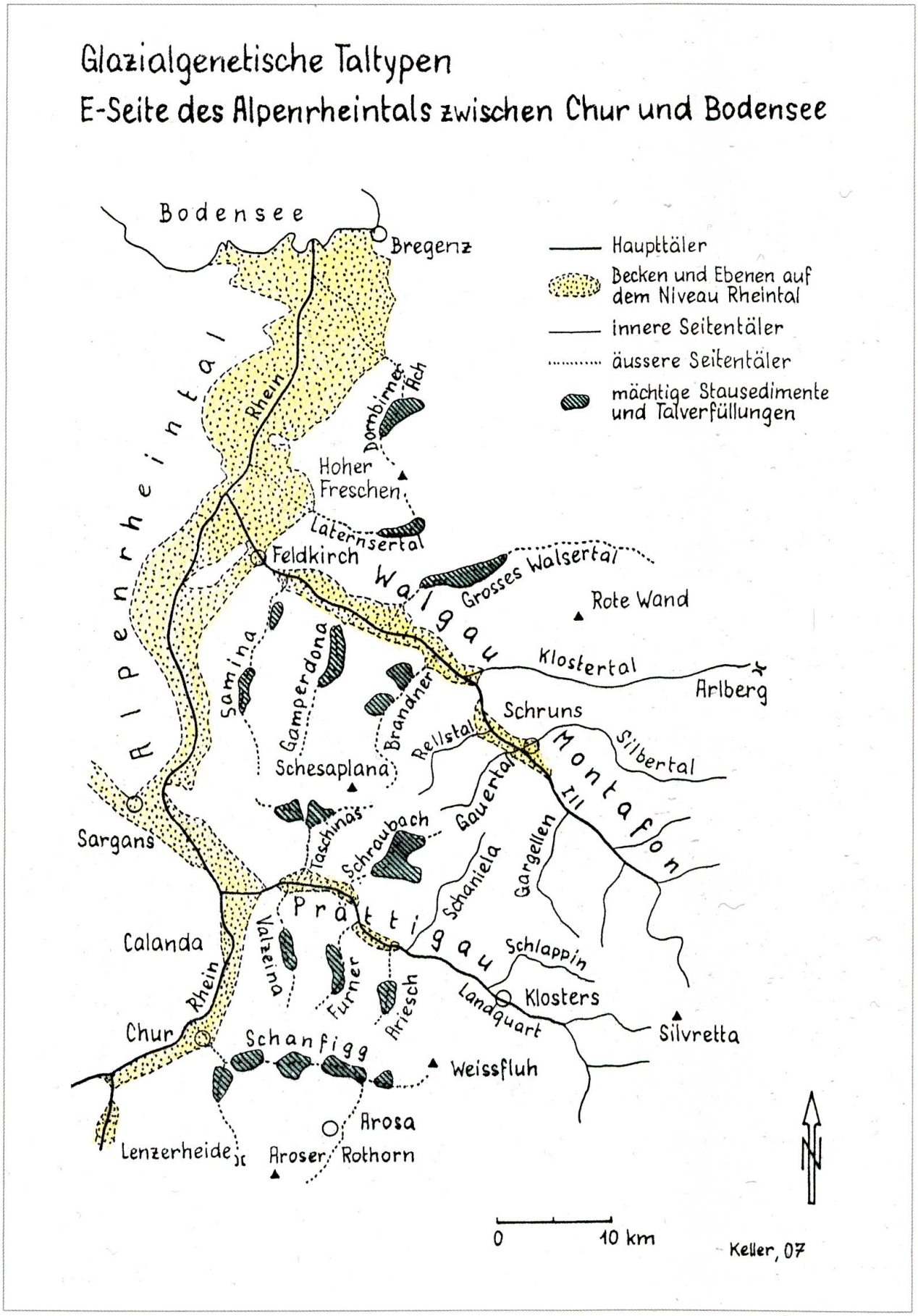

Abbildung 18:
Hoch emporreichende eiszeitliche Stausedimente wie im Prättigau finden sich auch im Schanfigg und in den Seitentälern des Walgaus in Vorarlberg.

lichen Gebirgen bedeutend grösser gewesen sein. Über die dazu nötige erhöhte Zufuhr feuchter Luftmassen von Süden her diskutieren FLORINETH und SCHLÜCHTER (1998). Der Alpenraum wäre dann zeitweise statt vom Atlantik her überwiegend mit Wasser vom Mittelmeer versorgt worden.

Variante 3:
Eine Kombination der Varianten 1 und 2 könnte in Betracht gezogen werden. Einerseits wäre dann gemäss Variante 2 der Eisaufbau im Silvretta-Massiv intensiver erfolgt mit entsprechend stetigem und kräftigerem Vorstoss der Gletscher aus den gebirgsinneren Tälern. Andererseits hätten interstadiale wärmere Perioden gemäss Variante 1 den randalpinen Gletschern der äusseren und tiefer liegenden Seitentäler kurzfristig so stark zugesetzt, dass es dem Hauptgletscher möglich wurde, in die Seitentäler bis aufs Niveau der prähochglazialen Stausedimente (Abbildung 2) vorzurücken.

Literaturverzeichnis

CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. – Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F., 2. Lieferung.

– (1925/26): Zur Talgeschichte von Davos. – Jahresbericht der Naturf. Ges. Graubünden, N.F., LXIV. Bd.

– (1929): Zur Geologie von Davos. – Festschr. Für die 110. Jahresversammlung der Schweizer. Naturf. Ges. in Davos.

FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, CH. (1998): Reconstructing the Late Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. – Eclogae geologicae Helvetiae 91, 391–407.

HAEBERLI, W. (1991): Alpengletscher im Treibhausklima. – Regio basiliensis 32/2, 59–72.

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Band 2. – Ott Verlag Thun.

JÄCKLI, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit. – Atlas der Schweiz, Blatt 6.

JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. – Geographica Bernensia G. 27.

KELLER, O. (1985): Zum Eisaufbau des hochwürmzeitlichen Rheingletschers im Bereich des Alpenrandes. – Physische Geogr. 16, Zürich, 31–42.

– (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weisbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Physische Geogr. 27A und 27B, Zürich, 241 pp. und 291 pp.

– (1996): Stausedimente am Rande des Rheingletscher-Eisstromnetzes im Schanfigg (Graubünden). – Eclogae geologicae Helvetiae 89 (3), Basel, 1093–1103.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geographica Helvetica 1987 (2), 169–178.

– (1993): The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation. – Quaternary International 18, INQUA/Pergamon Press Ltd., Oxford/New York, 15–27.

– (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – Vierteljahresschr. der Naturf. Ges. in Zürich 150 (1–2), 19–32 und 150 (3–3), 69–85.

KOBLER, E. (1994): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. – Jahresberichte Naturf. Ges. Graubünden 107, Chur, 45–128.

KRAYSS, E. (1996): Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm). – Eclogae geologicae Helvetiae 89 (3), Basel, 1105–1113.

MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – Physische Geogr. 3, Zürich.

– (1992): Die Gletscher Graubündens, 2 Teile. – Geogr. Institut Univ. Zürich, 324 pp. und 128 pp.

WICK, P. (1970): Geomorphologische Untersuchungen im Valzeinatal (Prättigau GR). – Diplomarbeit Geogr. Institut Univ. Zürich.