

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 107 (1991-1993)

Artikel: Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau
Autor: Kobler, Ernst
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-594559>

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: 11.12.2025

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

Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau

von Ernst Kobler

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ernst Kobler

7220 Schiers

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den siebziger und achtziger Jahren und wurde 1977–1979 im Rahmen des Nationalfonds-Projekts Nr. 2.700.-0.76 finanziell unterstützt. Das stete Interesse, die alljährlichen Feldbegehungen und die Korrektur meines Manuskripts durch Herrn Professor Dr. R. Hantke (ETH Zürich) bedeuteten für mich eine grosse Hilfe, wofür ich ihm ganz herzlich danke. Ihm verdanke ich auch die Möglichkeit der Teilnahme an zahlreichen Exkursionen, die mich unter anderem auch zu den stadialen Typlokalitäten führten.

Mein herzlicher Dank richtet sich auch an:

- Prof. Dr. G. Furrer und PD Dr. M. Maisch, Geographisches Institut der Universität Zürich, für die Unterstützung und die kritische Durchsicht des Textes;
 - Prof. Dr. J.-P. Schaer und Prof. Dr. D. Aubert †, Geologisches Institut der Universität Neuenburg, die mir seinerzeit den Zutritt zum Nationalfonds ermöglichten und meine Arbeiten mit Interesse verfolgten;
 - Prof. Dr. H. Oeschger und Frau T. Riesen vom Physikalischen Institut der Universität Bern für die zwei ^{14}C -Datierungen;
 - PD Dr. C. Burga, Geographisches Institut der Universität Zürich, der mir die Ergebnisse seiner im Prättigau durchgeföhrten Forschungsarbeiten überliess;
 - Dr. T. Lardelli und P. Zwahlen (Büro für Technische Geologie und Hydrogeologie, Chur) für mehrere Bohrresultate und weitere geologische Informationen;
 - Lic. phil. W. Helg, für die sorgfältige Korrektur etlicher Zeitungsartikel;
 - Ing. agr. ETH T. Anken und H. Bärtsch, für ihr Interesse und ihre Hilfe im unwegsamen Tobelgelände;
 - Dr. P. Nänny, Geologe, für seine Ratschläge und seinen Zuspruch;
 - K. Gähler, Naturwissenschaftler, für seine Begleitung im Gelände und Hilfe im administrativen Bereich;
 - Chr. Hansemann, Reallehrer, für seinen regen Anteil an meiner Arbeit, für seine Begleitung im Gelände und die Durchsicht der Bildertexte.
- Ganz besonders danke ich der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden, die den Druck finanziell sichergestellt hat, und ihrem Redaktor, Dr. J. P. Müller, Bündner Naturmuseum.
- Meinen herzlichen Dank schulde ich meiner verstorbenen Gattin, Thérèse Kobler-Mello, die mich im Sommer bei meinen Feldarbeiten begleitete und mir durch ihr Verständnis und ihre stete Aufmunterung eine grosse Hilfe war. Ihr sei diese Arbeit gewidmet.
- Infolge gesundheitlicher Schwierigkeiten konnten die Feldarbeiten nicht wunschgemäß bis ins Silvrettagebiet abgeschlossen werden.

	Seite
Inhaltsverzeichnis	
A. Einleitung	51
1. Allgemeiner Rahmen der Arbeit	51
2. Das Untersuchungsgebiet	51
2.1. Abgrenzung	51
2.2. Die Niederschläge	52
2.3. Geologie	52
3. Die Gliederung der Eisstände	52
4. Zur Schneegrenzbestimmung	53
B. Die Rückzugsstände des Landquart-Gletschers	53
1. Die stirnnahen Lagen des Haupttaleises	53
1.1. Das Abschmelzen des Rhein-Gletschers vom Stadium von Sargans	53
1.2. Das Stadium von Hinter Lunden	53
1.3. Das Stadium von Fideris	57
1.4. Der Eisstand von Küblis	57
1.5. Die Eisstände von Serneus	59
1.6. Das Stadium von Klosters	60
2. Die Eisrandlagen der rechten Talseite	60
2.1. Das Madrisagebiet	60
2.2. Das Gebiet nördlich der Schwarz Flue	63
2.3. Das Gebiet von Klosters bis Mezzaselva	63
2.4. Der Saaser Hang	64
2.5. Der Kübliser Berg und das Gebiet zwischen Saas und Küblis	64
2.6. Das Gebiet zwischen Schanielatobel und Buchner Tobel	66
2.7. Der Landquart-Gletscher zwischen Buchner Tobel und Schraubachtobel	69
2.8. Das Gebiet zwischen Schraubach und Taschinas Bach	72
2.9. Der Seewiserberg	73
3. Die Eisrandlagen der linken Talseite	74
3.1. Das Gebiet zwischen der Luftseilbahn Gotschna und dem Drostobel	74
3.2. Das Gebiet zwischen Drostobel und Schiferbach	75
3.3. Das Gebiet zwischen Schifer- und Arieschbach	76
3.4. Das Gebiet zwischen Arieschtobel und Furner Tobel	78
3.5. Das Gebiet zwischen Furner Tobel und Valzeiner Tal	80
C. Die Eisstände der rechtsseitigen Nebentalgletscher	81
I. Die Gletscherstände im Seitental von Seewis/Fanas	81
1. Der Taschinas-Gletscher	81
2. Der gegen Osten fliessende Vilan-Gletscher	84
3. Das Sanalada-Eis	84
4. Der Falknis-Gletscher	84

5. Die Landschaft des Ijes-Gletschers	89
5.1. Das Stadium von Hinter-Lumadun/Valschinar	89
5.2. Das Stadium von Dalfazza hinter Fanas	89
5.3. Das Stadium von Hinter Cani des Falknis-Eises	89
5.4. Das Stadium von Stürfis	90
5.4.1. Der erste Eisstand von Stürfis	90
5.4.2. Der zweite Eisstand von Stürfis	90
5.5. Die Kleinlandschaft nordwestlich der Alpgebäude von Egg	92
5.6. Das Daun-Stadium des Ijes-Gletschers	92
5.7. Das Egesen-Stadium im Ijes Tal	93
5.7.1. Der Maximalstand des Egesen-Stadiums	93
5.7.2. Der zweite Eisstand des Egesen-Stadiums	94
5.7.3. Der dritte Eisstand des Egesen-Stadiums	94
6. Das Kamm-Glegghorn-Eis	96
7. Der Vilan-Gletscher	96
7.1. Das nach Nordnordwesten abfliessende Vilan-Eis	96
7.2. Das nach Nordosten abfliessende Vilan-Eis	97
8. Der Valser Gletscher und seine Zuschüsse	99
8.1. Der Valser Gletscher	99
8.2. Die seitlichen Eiszuflüsse des Valser-Gletschers	101
8.2.1. Der Valar-Gletscher	101
8.2.2. Der Fasons-Palus-Gletscher	101
8.2.3. Das Corves-Eis	102
8.2.4. Der Sassauna/Pfäwi-Gletscher	103
9. Der Tschingel-Fasons-Gletscher	105
 II. Die Gletscherstände im Schraubachgebiet	105
1. Der Drusen-Gletscher	105
2. Die seitlichen Gletscherzungen	108
2.1. Der Grossganda-Gletscher	108
2.2. Der Mittelganda-Gletscher	108
2.3. Der Heidbüelganda-Gletscher	109
2.4. Das nach Südwesten fliessende Schafberg-Eis	109
2.5. Der Fadur-Gletscher	109
 III. Die Gletscherstände im Seitental von St. Antönien	111
1. Der Schaniela-Gletscher	111
2. Die seitlichen Gletscherzungen	114
2.1. Der Ganda-Carschina-Gletscher	114
2.2. Die Eisvorstösse am südöstlichen Fuss der Sulzfluh	115
2.3. Das Plassegggen- und Tälli-Eis	115
2.4. Das Schollberg-Eis	116
2.5. Der Gafier Gletscher	116
2.6. Der Alpbach-Gletscher	116

IV. Der Saaser Hang	117
1. Der Saaser Calanda-Gletscher	117
2. Rutschungen und Sackungen	119
3. Die Rüfen	120
 D. Die Eisstände der linksseitigen Nebental-Gletscher	 120
1. Der Valzeina-Gletscher	120
2. Der Furner Gletscher	122
3. Der Ariesch-Gletscher	125
 Literaturverzeichnis	127
Liste der Figuren	128
Karte: Die Gletscherstände im Prättigau 1: 50 000	Beilage

Die Detailkarten der Figuren 24, 27, 29 und 35 im Massstab 1: 25 000 sind beim Verfasser erhältlich.

Dr. Ernst Kobler
7220 Schiers

A. Einleitung

1. Allgemeiner Rahmen der Arbeit

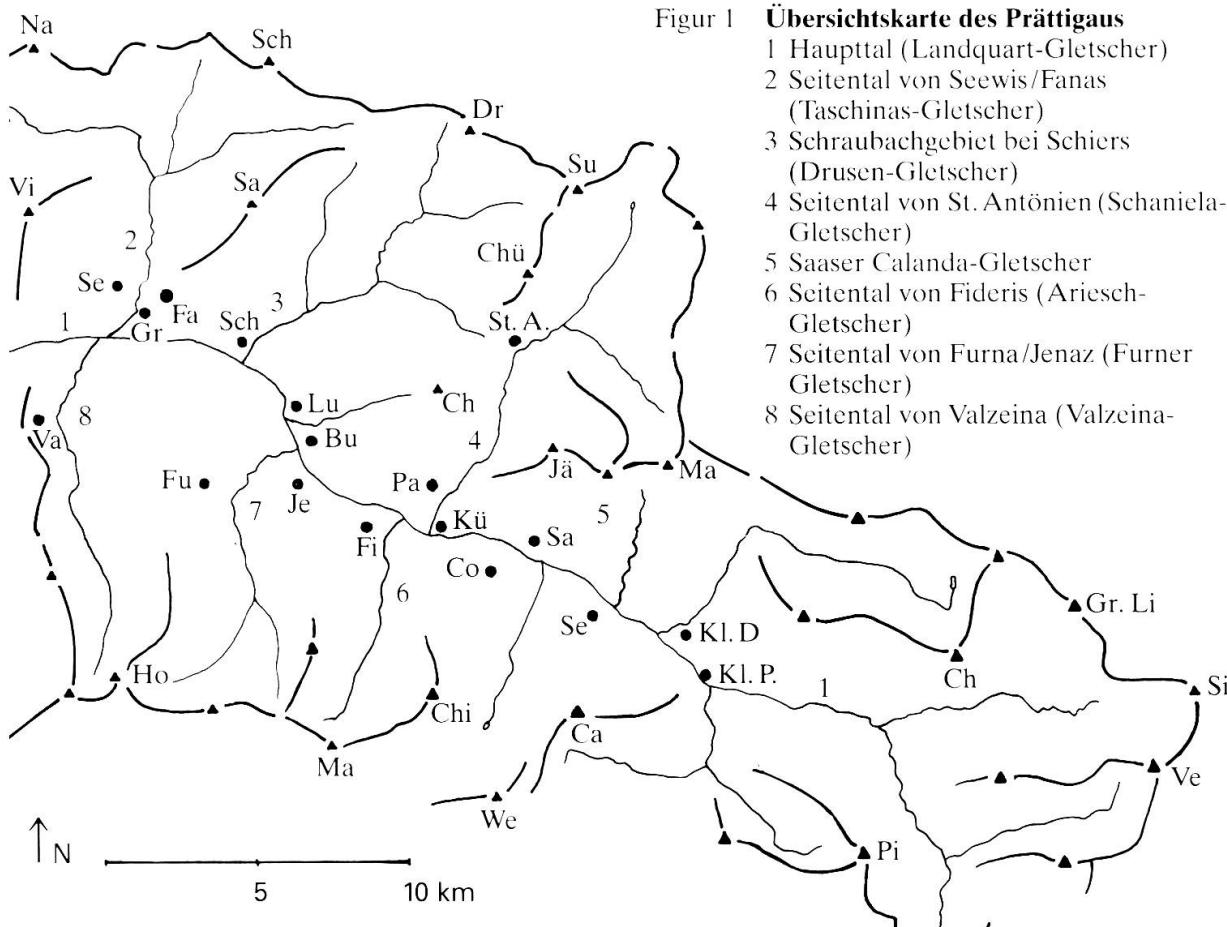
Die vorliegende Arbeit soll einen regionalen Beitrag zur Erforschung der spätglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen leisten. Die Wende vom Spät- zum Postglazial ist mit 10200 Jahren BP (before present, vor «heute»; heute = 1950) konventionell festgelegt. Die Erwärmung während des Spätglazials erfolgte nicht kontinuierlich, sondern wurde mehrmals durch Klimarückschläge unterbrochen. Die Eistände der wiederholt etwas vorstossenden Gletscher werden nach der frontalen Endlage in Hauptgletschersystemen «Stadien» genannt. Die morphologische Zuordnung zu einem Stadium erfolgt vor allem aufgrund von Moränen, Stauterrassen, Schotterfluren und -hügel, Schmelzwasserrinnen und Fremdgestein. Die zahl-

reichen natürlichen und durch Bauarbeiten bedingten Aufschlüsse stellten zur Klärung der Probleme eine weitere wertvolle Hilfe dar. Auch Berechnungen zur Schneegrenzdepression sind geeignet, die stadiale Gliederung der Gletscherstände einigermassen zu überprüfen. Als Schema zur Einteilung der Feldbefunde in die verschiedenen Moränensysteme benützte ich die Gliederung in meinem benachbarten Arbeitsgebiet (M. Maisch, 1981 und 1987), die Ergebnisse von R. Hantke (1978, 1980) und diejenigen von O. Keller und E. Krayss (1987).

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Abgrenzung

Das Untersuchungsgebiet (Figur 1) umfasst das Prättigau links der Landquart bis zur



Gotschnabahn, rechts bis östlich der Madrisabahn. Die Bezeichnungen der Lokalitäten sind der Landeskarte der Schweiz (Blatt 1156–1157, 1176–1178 und 1196–1198, Massstab 1:25 000) entnommen.

2.2. Die Niederschläge

Die Niederschlagskarte (Blatt 12 des Atlas der Schweiz, 1978) zeigt, wie feucht das Untersuchungsgebiet heute ist. In den südlichen Einzugsgebieten der Seitental-Gletscher betragen die Niederschläge bis 160 cm pro Jahr, während sie in den höchsten Lagen des Rätikon bis über 200 cm steigen.

2.3. Geologie

Die Oberflächenformen des Prättigaus verraten einen engen Zusammenhang mit dem geologischen Bau. Die Täler sind tektonisch vorgegeben. Das Untersuchungsgebiet hat an folgenden tektonischen Einheiten Anteil:

- Der grösste Teil des Prättigaus liegt in der Zone der Bündnerschiefer. Diese bestehen aus harten Sandkalken, Mergel- und Schieferkalken mit feinblättrigen Tonschieferlagen. Im Bereich des kretazisch-alttertiären penninischen Prättigau-Flyschs finden sich sanft gewellte Oberflächenformen und zum Verwechseln ähnlich aussehende Gipfel: das Kreuz (2175,7 m), der Sassauna (2307,6 m), der Vilan (2375,9 m).
- Darüber folgen die Falknis- und Sulzfluh-Decken, die im Rätikon hohe Kalkberge aufbauen (Falknis, Drusenfluh, Sulzfluh, Schijenfluh und Rätschenhorn). Auf der linken Talseite bestehen Casanna und Weissfluh aus diesen Kalkgesteinen.
- In St. Antönien und weiter östlich werden die erwähnten Kalkmauern von der Aroser Schuppenzone mit ihren mannigfachen Gesteinen überlagert.
- Die darübergefahrenen ostalpine Schesaplana- und Silvretta-Decke bilden den tektonischen Abschluss. Die Sedimente

der Schesaplana bestehen aus Trias-, Rhät-, Jura- und Kreidegesteinen. In der Kette Plasseggpass–Madrisa greift das Kristallin in unser Gebiet hinein; es baut vor allem das Gebirge der Silvretta auf.

Der ehemalige Landquart-Gletscher verfügte somit über ein geologisch vielfältiges und recht weites Einzugsgebiet, in dem viel Schutt durch Spaltenfrost entstand, was zur Bildung der Moränen wichtig war.

3. Die Gliederung der Eisstände

Nach heutiger Auffassung werden die stadialen Abläufe (nach O.Keller, 1987; Geogr. Institut der Universität Zürich) wie folgt zusammengefasst:

Zeit- räume	Eisrand- komplexe, Stadien		14C- Jahre vor heute		Heute (1950 A.D.)	10 000	11 000	13 000	15 000	18 000	durch Interstadiale unterbrochene Kaltphase
	Holozän	Postglazial	Kalt phase	Wärme phase							
Jüngstes Pleistozän (Spätwürm)					Gletscher maxi- mal so gross wie 1850 A.D.						
Hochglazial	Spätglazial	Egesen				10 000	11 000	13 000	15 000	18 000	
		Daun									
		Clavadel									
		Gschnitz									
		Steinach									
		Bühl									
		Konstanz									
		Stein am Rhein									
		Schaffhausen (Würm- Maximum)									

Jüngere Dryas
Alleröd
Ältere Dryas
Bölling

Älteste Dryas

Im Prättigau lassen sich meines Erachtens nach morphologischen und stellenweise stratigraphischen Kriterien folgende Eisrandkomplexe ausgliedern:

- Egesen-Stadium:
 - Dritter Egesen-Stand etwa 10 200 Jahre vor heute
 - Zweiter Egesen-Stand etwa 10 500 Jahre vor heute
 - Egesen-Maximalstand (= Stadium von Sardasca) etwa 10 000 Jahre vor heute
- Daun-Stadium etwa 13 000 Jahre vor heute
- Stadium von Klosters (= Gschnitz-Stadium)
- Stadium von Serneus
- Stadium von Küblis
- Stadium von Fideris (= Stadium von Steinach am Brenner, = Stadium von Andeer, nach R. Hantke; 1983)

- Stadium von Lunden (= Stadium von Chur)
- Stadium von Sargans
- Stadium von Koblach /Feldkirch (= Stadium von Weesen?)
- Stadium von Konstanz (= Hurden-Stadium)
- Stadium von Stein am Rhein (= Stadium von Zürich)
- Letzter würmzeitlicher Maximalstand über 18 000 Jahre vor heute

4. Zur Schneegrenzbestimmung

Zuerst wird nach der 2:1-Flächenteilungsmethode die Gleichgewichtslinie ermittelt. Je nach Exposition des Gletschers habe ich dann noch eine Korrektur angebracht. Bei Südost- und bei Westexposition entspricht die klimatische Schneegrenze nahezu der Gleichgewichtslinie (vgl. R. Hantke, 1978; S. 57).

B. Die Rückzugsstände des Landquart-Gletschers

1. Die stirnnahen Lagen des Haupttaleises

1.1. Das Abschmelzen des Rhein-Gletschers vom Stadium von Sargans

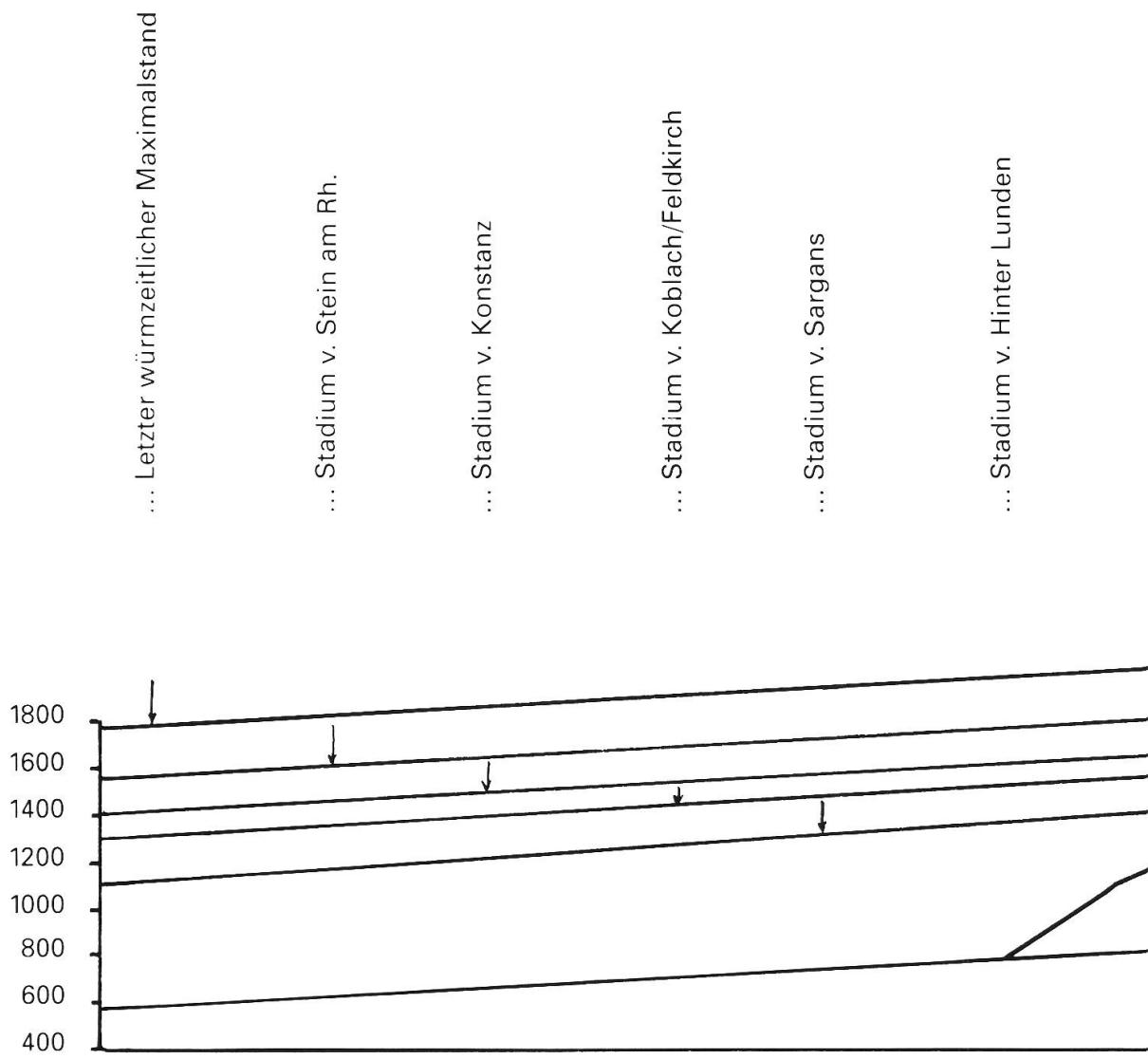
Nach dem Zurückschmelzen des Rhein-Gletschers vom Stadium von Sargans wurde der Landquart-Gletscher selbständig. Er stiess zunächst bis in die Gegend von Pardisla vor. Allfällige Moränen des Zungenendes wurden indessen von den Schmelzwässern zerstört. Aber nordwestlich von Grüschi liess der Haupttalgletscher auf 760m eine etwa 300 Meter lange und nach Süd-südwest abfallende stirnnahe Ufermoräne zurück. Dadurch kam es zwischen Grüschi und Pardisla zur Abdämmung der seitlichen Schmelzwässer (Eisstausee!) und damit zur Bildung der randglatziären Stauschotterterrasse, welche sich aus deltaförmigen Sanden und Kiesen zusammensetzt (Figur 3).

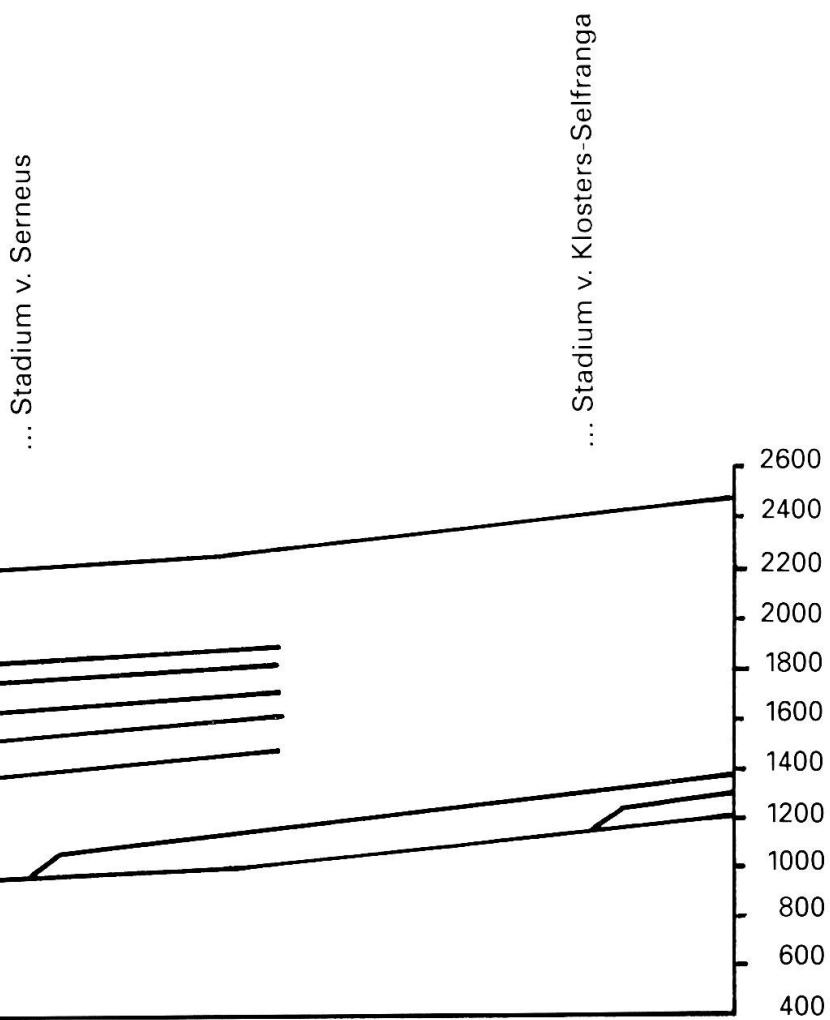
1.2. Das Stadium von Hinter Lunden

Nach dem Stadium von Sargans schmolz der Landquart-Gletscher bis weit ins Prättigau zurück. In den tieferen Talabschnitten wie um Küblis verblieb Toteis. Ein erneuter Klimarückschlag vor gut 15 000 Jahren liess die Gletscher nochmals stark vorstoßen. Das dem Churer Vorstoss des Rhein-Gletschers entsprechende Stadium des Landquart-Gletschers gibt sich im Prättigau auf der rechten Talseite in Hinter Lunden zu erkennen, was durch den stirnnahen Moränenwall bei den Häusern von Büel belegt wird, der von Punkt 796 bis gegen die Talsohle (770 m) absteigt. In Büel konnte im Jahre 1980 bei Aushubarbeiten in zwei Kellern Grundmoräne mit gekritztem Geschiebe sowie Fremdgestein der kristallinen Silvretta-Decke festgestellt werden. Bereits beim hintersten, unmittelbar an der Strasse gelegenen Haus, tritt im Keller wieder der

Figur 2:

Die Stände des Landquart-Gletschers vom letzten würmzeitlichen Hochstand (gut 18 000 Jahre vor heute) bis zum Stadium von Klosters-Selfranga (etwa 14500 Jahre vor heute)







Figur 3

(1986): In der Kiesgrube von Pardisla (700 m nordöstlich der Station Seewis-Valzeina) sind über 30 Meter mächtige randglatziäre Schrägschichten aufgeschlossen, die gegen Südwesten einfallen. Über diesen fluvioglazialen Sanden und Schottern folgt eine horizontale, durch den Lehm verkitte Moränenschicht, welche einen Wiedervorstoß des Landquart-Gletschers bezeugt. Etwa weiter hinten im Wald tritt die nach Südwesten abfallende Obermoräne des ausgehenden Sarganser Stadiums in Erscheinung.

Bündnerschieferfelsen in Erscheinung. Weiter oben, um Furggaleidis (925 m), sind die Moränenablagerungen am Weg gut aufgeschlossen. Von hier kann der ehemalige Eisrand durch Moränenreste, erratisches Geschiebe und Schmelzwasserrinnen bis nach Prada und weiter bis nach Plattis hinauf verfolgt werden. Östlich von Plattis führt der alte Weg längs einem 250 Meter langen, blockreichen und bachablenkenden Wall. Dieser leitet das Abfallen des Eises zur Gletscherstirn ein.

Auch der Furner Gletscher erreichte noch das Haupttal und stiess damals zusammen mit dem Landquart-Gletscher noch bis über Hinter Lunden hinaus vor, wobei der weite Schuttfächer des Buchner Baches aufgestaut wurde.

Die bis nach Lunden vorgestossenen Eismassen des Landquart-Gletschers wurden mit der nachfolgenden Klimagunst etappenweise abgebaut. Eine deutliche Rückzugslage zeichnet sich etwa 200 Meter nordwest-

lich von Taufs beim Gehöft ab, das (unmittelbar im Norden des Punktes 1300,9) auf einer Stauterrasse steht. Von ihr trennt sich ein deutlicher Moränenwall, der in den Wald des Putzer Berges absteigt und den dortigen Bach auf einer Länge von 150 Meter gegen Nordwesten ablenkt.

Es folgen noch weitere Rückzugslagen:

- Mitten im Putzer Wald beobachtet man westlich der kleinen Felsköpfe eine geistes- und blockreiche, 200 Meter lange Moränenschüttung, die bei einem Gefälle von 150 % von 1150 m Höhe auf 1120 m absteigt und damit das nahe Gletscherende anzeigt. Die sanfte Schmelzwasserrinne hat dem Fussweg einen natürlichen Verlauf vorgezeichnet.
- Am taleinwärts gelegenen Ende der Wiesen von Terfals wird die dort in den Wald führende Strasse auf der linken Seite von einer etwa 200 Meter langen, wallartigen Moränenablagerung begleitet. Ihre Fortsetzung kann unterhalb Terfals auf 920 m Höhe ausgemacht werden. Die in der Nähe des Terfalsser Baches einsetzenden Moränenreste und erratischen Gesteine fügen sich zu einer etwa 200 Meter langen Eisrandlinie zusammen, die östlich an Punkt 906,9 vorbeiführt.
- Am Südwestrand von Buchen zeichnet sich eine weitere Abschmelzstufe ab: sie setzt mit Stauschottern auf 920 m Höhe ein und zieht in Nordwestrichtung bis gegen das Strassenknie.
- Schliesslich zeigt eine nördlich von Unter-Putz steil von 1140 auf 1080 m abfallende Moräne das nahe Gletscherende an.

Der Rückzugslage von Terfals dürfte auf der linken Talseite diejenige bei Pragmartin im vorderen Jenazer Becken entsprechen. Dort verläuft von Brach zunächst mit geringem Gefälle eine markante Moräne nordwärts Richtung Pragmartin gegen den Talboden. Beim Schützenhaus nimmt die

Schüttung imposante Formen an und fällt steil gegen die Häuser ab. Diese Moräne enthält viel Fremdgestein, während die weiteren Wälle dieser Gegend – abgesehen von der Mittelmoräne der Gmeingüeteregg – vom Furner Eis abgesetzt wurden und daher wenig fremdes Material enthalten.

Als im Jenazer Becken das Abschmelzen des Landquart-Gletschers in seine letzten Phasen eintrat, bildeten sich auf der linken Talseite die drei Eis-Stauterrassen.

1.3. Das Stadium von Fideris (= Steinach-Stadium)

Auch nach dem Abschmelzen des spätwürmzeitlichen Landquart-Eises ins hintere Prättigau stiess es bei einem nächsten Klimarückschlag vor über 14 500 Jahren nochmals bis Fideris vor, wo anlässlich des Strassenbaus im Jahre 1979 in Chleifeld (840 m) und westlich Grossfeld (830–800 m) Moräne des Stirnbereiches mit ihrem stark verkitteten Material und imposanten, geschrammten Blöcken sichtbar wurde. Die Schmelzwässer verteilten die Schotter und Sande in deltaförmigen Strukturen über den ganzen Abhang, der Richtung Schanänn und Fideris-Au ziemlich steil abfällt.

Ebenfalls belegen die zahlreichen Erratiker im südlichen Stralegger Raum das nahe Gletscherende. Auch die westlich von Luzein sich einstellenden und talwärts rundhöckerartig überschliffenen Felspartien können nur unter geringer Eisbedeckung eines nicht weit von dort stirnenden Gletschers gebildet worden sein.

Am nördlichen Dorfrand von Luzein gibt sich eine deutliche Rückzugslage zu erkennen, was von den begleitenden Moränenresten und dem markanten Schotterhügel in Büel (Punkt 1063) belegt wird. Auf der linken Talseite geben sich die noch jüngeren Abschmelzphasen von Hell (südwestlich Stralegg)–Böden–Bawald vor allem durch markante Blockablagerungen und einige Moränenreste zu erkennen. In der

Gegend der Böden lassen sich gar einzelne Abschmelzstufen feststellen. Hingegen führte ein nochmaliger Vorstoss des Eises zur Bildung einer stirnnahen Moräne mit eindrücklicher Blockfracht. Diese Ablagerung setzt bei Punkt 996 mit etwas erratischem Geschiebe ein und zieht sich in nordwestlicher Richtung nördlich der Böden in einem talwärts gerichteten, markanten Bogen, dem der Waldrand folgt, bis zum Weg Stralegg – Bawald (920 m).

1.4. Der Eisstand von Küblis

In einer späteren Rückzugslage endete der erneut vorstossende Landquart-Gletscher westlich von Küblis, was sich auf beiden Talflanken in stirnnahen Moränen, auf der linken Talseite auch in einer Schmelzwasserrinne und auf der rechten Seite in randglaziären Stauschotterterrassen östlich Fasmeraus (930 m) äussert.

Der Eisstand der linken Talseite lässt sich 425 Meter südlich der Kirche von Küblis, auf knapp 930 m Höhe, bei den sogenannten Tolen leicht erkennen. Der im Jahre 1981 bis Tolen erbaute Holzfuhrweg schneidet in einer Entfernung von 130 Meter von der Hauptstrasse die stirnnahe, bereits steil abfallende Moräne auf 900 m Höhe. Die als Tolen bezeichnete Rinne entspricht der seitlichen Schmelzwasserrinne, wo während der kurzen Sommermonate die Schmelzwässer entlang der Gletscherzungue den Weg talwärts gesucht haben. Die Stelle dient heute als Holzlagerplatz. Die bewaldete stirnnahe Seitenmoräne des ehemaligen Landquart-Gletschers hat eine Länge von 200 Meter und ist gut 5 Meter hoch (Figur 4).

Die Schotter von Saas-Farnals

In Saas-Farnals (250 Meter südwestlich der Bahnstation von Saas) hat die Landquart eine etwa 20 Meter mächtige (860–880 m) Schotterschicht durchschnitten (Figur 5). Dem Talboden liegt vorerst das periglaziale Material des sich nach dem Stadium von



Figur 4

Zum Stadium von Küblis, 430 Meter südlich der Kirche von Küblis (in Tolen, 930 m) kann man die bewaldete stirnnahe Seitenmoräne des ehemaligen Landquart-Gletschers beobachten. Sie zieht sich von der Mitte des rechten Bildrandes gegen den linken oberen Bildrand hin und biegt dort talwärts nach rechts ab. Die Schmelzwasserrinne wurde 1981 zu einem Holzlagerplatz ausgeweitet.



Figur 5

Von der Landquart durchschnittener Schotterkomplex in Farnals, 250 Meter südwestlich der Bahnhofstation Saas. Unten das von den Schmelzwässern abgelagerte Schottermaterial des sich zurückziehenden Landquart-Gletschers. Darüber die Moränenschicht, die den Wiedervorstoß des Eises dokumentiert und dem Stadium von Küblis entsprechen dürfte.

Fideris zurückziehenden Landquart-Gletschers auf. Die damit sich verstärkende Wirkung der Schmelzwässer kommt etwa in der Mitte des Aufschlusses durch den Transport des grösseren Blockgeschiebes zum Ausdruck. Die oberste, etwa 8 Meter mächtige Schicht dokumentiert den letzten markanten Wiedervorstoss des Eises und dürfte dem Stadium von Küblis entsprechen. Da der vom Saaser Oberberg vorstossende Seitengletscher den Talboden vor dem wieder wachsenden Landquart-Gletscher erreichte, ist glazigenes Material aus dem hintersten Prättigau erst nach oben besser vertreten. An der Basis der Wiedervorstoss-Schotter ist ein dünnes, kompaktes Band erkennbar, das wegen seines Lehmgehaltes wasserausstossend wirkt, so dass auf dieser Höhe immer wieder Quellen austreten.

1.5. Die Eisstände von Serneus

Dem seit dem Stand von Küblis erfolgten Eisabbau wurde bei Serneus erneut Einhalt geboten. Nach einer Klimaverschlechterung erreichte der Landquart-Gletscher nochmals den Serneuser Raum, was auf der linken Talseite durch einen stirnnahen und bewaldeten, von Rüteli (1180 m) steil auf 1060 m absteigenden markanten und mit viel erratischen Blöcken versehenen Moränenwall belegt wird. Dieser Moränenzug lenkt den Dorfbach auf einer Länge von 250 Meter fast rechtwinklig gegen Westen ab.

Auf der rechten Talseite gibt sich der stadiale Rückzugshalt in Loch zu erkennen, wo der Landquart-Gletscher (etwa 800 Meter nordwestlich der Kirche von Serneus) kurz vor der Talverengung eine mächt-



Figur 6

Etwa 800 Meter nordwestlich der Kirche von Serneus. In der Bildmitte der markante Stirnmoränenwall (Punkt 972,8), den der Landquart-Gletscher im Stadium von Serneus absetzte.

tige Stirnmoräne (Punkt 972,8) absetzte (Figur 6). Das Wasser der Landquart hat den Weg talauswärts auf der linken Seite gefunden, wo sich vielleicht wegen der Mündung des Parzelva Baches keine Moräne bilden konnte. Die erste Erosionsleistung dürfte indessen das durch das ehemalige Gletschertor austretende Schmelzwasser vollbracht haben. Unmittelbar rechts der erwähnten Stirnmoräne zeichnet sich die ehemalige Schmelzwasserrinne (= im Loch) ab. Eine westlich der Bahnstation Serneus von ziemlich genau 1000 m ü. M. sanft abfallende, lockere Erratiker-Zeile von gut 300 Meter Länge zeigt das nahe Zungenende an.

Im Bereich des Talbodens sind auf der linken Talseite Moränenschüttungen sowohl in Serneus-Pardisla als auch westlich von Bad Serneus aufgeschlossen. Der Aufschluss von Pardisla mit seinem glazigenen und nach oben in fluvioglaziale Schotter und Sande übergehenden Material befindet sich etwa 70 Meter südöstlich Punkt 954, unmittelbar am Weg, welcher von der Tal ebene auf die Schotterterrasse führt.

Die Schotter von Serneus, die sich vom Feld (1040 m) bis Pardisla (955 m) hinziehen, stellen eine Abschmelzstappe des Landquart-Gletschers dar. R. Hantke (1980: S. 225) deutet diese Schotter als Sander der abschmelzenden Eiszung des Stadiums von Klosters.

Mit dem Serneuser Wiedervorstoß vereinigten sich seitliche Eiszungen aus der Chüe- sowie der Schafcalanda und aus dem Schlappintal noch immer mit dem Gletscher des Haupttales. In Mezzaselva lassen sich die beiden, den Alpbach bis in die Gegend der Walki begleitenden Seitenmoränen, unmittelbar im Osten der Bahn station leicht erkennen. Während die Eisenbahnlinie die beiden steil abfallenden Wälle mit einer etwa 100 Meter langen Brücke direkt miteinander verbindet, folgt die Tal strasse in einer markanten S-Kurve der gegebenen Geländeform.

Früher lagen in der Nähe der Walki zwei Verrucano-Blöcke, die aus der Aroser Schuppenzone der Chüecalanda stammen dürften und auf dem Eis den Weg ins Tal gefunden haben.

1.6. Das Stadium von Klosters

Die Stirnlage des Landquart-Gletschers von Klosters wurde bereits von J. Cadisch kartiert (in J. Cadisch & W. Leupold, 1928) und entspricht im Innengebiet dem Gschnitz-Stadium und im Rheingebiet dem Stadium von Sufers. Der Eisvorstoß von Klosters dürfte vor gut 14 000 Jahren stattgefunden haben.

Bei Selfranga (südöstlich von Klosters Platz) liegen stirnnahe und wallartige Moränen der linken Gletscherseite. Der Eisvorstoß erfolgte mehrphasig, und die einzelnen Eisränder zeichnen sich auch noch etwas weiter taleinwärts ab (Figur 7).

2. Die Eisrandlagen der rechten Talseite

2.1. Das Madrisagebiet

Im Maximalstand der ausgehenden Würm-Eiszeit dürfte die Eisdecke im Hinterprättigau bei Klosters eine Höhe von etwa 2300 m erreicht haben (H. Jäckli, 1962). Im Nordwesten der Alp Albeina zeigen die vom Geisshorn (2270,7 m) nach Süden absteigenden Felspartien deutliche glaziale Überprägung.

Im Konstanz (= Hurden)-Stadium, vor etwa 17 500 Jahren, erreichte die Eisoberfläche des Landquart-Gletschers nördlich der Bergstation der Luftseilbahn Madrisa den untersten Teil der Alp Albeina (1920–1900 m). Dort kann man unmittelbar oberhalb des Bergrestaurants Moränenablagerungen und eine fast 100 Meter breite und 600 Meter lange, stellenweise lockere Blockzeile beobachten (Figur 8). Auch auf der andern Talseite, im Gotschnagebiet, reichte damals das Eis bis in die Gegend nördlich des Gips-Chilchli hinauf (1930 m). Auf der Weide von



Figur 7
Klosters-Selfranga, Blick in Richtung Monbiel und Silvretta-Gletscher. Vor uns die stirnnahen Moränen, die der Landquart-Gletscher vor etwa 14500 Jahren hier ablagerte (Stadium von Klosters = Gschnitz-Stadium).



Figur 8
Auf der rechten Talseite des Hinterpättigaus, 200 Meter nordwestlich der Bergstation Madrisa, Blick ostwärts: Vor uns die imposante Blockzeile des Konstanz (= Hurden)-Stadiums (1925–1900 m ü. M., welche vor etwa 17 500 Jahren dem rechten Eisrand entlang des Landquart-Gletschers abgesetzt wurde.

Mutt (etwa 1 Kilometer westnordwestlich der Bergstation Madrisa) gibt sich wiederum der Eisrand des Konstanz (= Hurden)-Stadiums durch eine 150 Meter lange, sehr lockere Erratikerzeile (1860–1830 m) zu erkennen.

Bereits beim letzten Mast der Luftseilbahn (1870 m) treten eine lockere, unscheinbare Blockzeile und flache Moränenablagerungen auf, die dem Stadium von Koblach/Feldkirch (=Weesen) zuzuordnen sind.

Die jüngeren Stände folgen sich in kurzen Abständen. Eine morphologische Einstufung der glazialen Ereignisse wird durch den Umstand erleichtert, dass man auf der linken Talseite, im Gotschnagebiet, dieselbe Abfolge vorfindet. Zunächst ist auf 1840 m, unmittelbar westlich der Luftseilbahn, der äussere Sarganser Eisstand durch deutliche Moränenablagerungen ausgebildet, die sich dem Waldrand entlang hinziehen. Die stadialen Ablagerungen reichen im eher steilen Hang bis zur Alpstrasse (1815m) hinunter.

Die Gletscher-Randlage des Stadiums von Hinter Lunden (= Chur) gibt sich östlich der Luftseilbahn in 1770 m Höhe auf einer Länge von 300 Meter durch Moränenablagerungen und eine über 100 Meter lange Wallmoräne mit einzelnen grossen Blöcken zu erkennen. Der letzte Eisstand der ganzen Abfolge, derjenige des Stadiums von Fideris (= Stadium von Andeer, Steinach-Stadium) lässt sich mit Unterbrüchen etwa 1 Kilometer weit verfolgen. Die Moränenablagerungen setzen unmittelbar westlich des Günscharüelbaches auf 1720 m und auf 1730 m Höhe ein und markieren über etwa 200 Meter zwei parallel verlaufende Ablagerungszonen. Da vermochte die untere sich zu einer imposanten Ufermoräne zu entwickeln. Auch in der Waldschneise der Luftseilbahn fällt ein Geländeabsatz auf (Punkt 1701), der die Position der Moränenablagerungen anzeigen. 100 Meter westlich der Luftseilbahn folgt das von wallartigen Moränen auf einer Länge von 300 Meter hinterstaute Ried.

Das ganze Gebiet (mit Sulzfluhkalk) ist aber hier um nahezu 50 Meter talwärts gesackt. Etwas weiter talauswärts, unweit des Alpweges, belegt Punkt 1752 mit einer Wallmoräne ein letztes Mal die bedeutende Eisrandlage des Stadiums von Fideris.

Hoch über dem Talboden von Klosters Dorf zeigt sich im Osten der Madrisabahn im Raum Flue–Bündi eine charakteristische spätglaziale Landschaft. In Flue setzt knapp 100 Meter östlich Punkt 1488 eine vom Haupttalgletscher abgesetzte Moräne ein, die sich in nordwestlicher Richtung fortsetzt und mit zunehmender Höhe eine immer markantere Wallform annimmt. Unmittelbar unterhalb Bündi quert dieser Wall eine Senke und dient auch dem Fahrweg als Trassee. Nach Bündi (1590 m) biegt der Moränenzug nach Norden ab und verliert sich im Steilhang. Die etwa 500 Meter lange Ufermoräne des Landquart-Gletschers lässt sich – aufgrund des fehlenden Moränenmaterials oberhalb des Wanderweges – mit dem Stadium von Fideris verbinden. Dieser Schluss dürfte sich noch aus einem andern Grund aufdrängen: zwischen dem Günscharüelbach und der Madrisabahn verlaufen die beiden Moränenablagerungen parallel nebeneinander.

Eine weitere, etwa 200 Meter lange, wallartige Moränenablagerung wurde nördlich von Flue vom Schlappin-Gletscher geschüttet und bildet auf 1530 m Höhe in einer Waldlichtung den Schmalen Boden. Etwas weiter westlich wurde das Schlappin-Material vom etwas später eintreffenden Landquart-Eis überfahren.

Eine andere Moräne steigt vom ganz im Osten der Flue gelegenen Gehöft (Punkt 1487) steil ab: sie wurde beim Wegbau angeschnitten. Sie schiebt sich mit Unterbrüchen bis gegen den Talboden vor und dürfte der Moräne der linken Talseite entsprechen, die bei Schlifitschuggen von der Strasse geschnitten wird und das Stadium von Klosters – Selfranga dokumentiert. Weiter talauswärts geben sich mehrere noch jüngere

Rückzugslagen des Landquart-Gletschers zu erkennen, so diejenige von Soppen mit ihren drei nebeneinander verlaufenden Moränenwällen (1660 m, 1650 m und 1630 m) und zwei hinterstauten Tümpeln. In Ober-Sattel (Punkt 1544) folgt eine über 100 Meter lange Moränenablagerung, welche hangwärts von einer lockeren Erratikerzeile begleitet wird (1560–1540 m). In Unter-Sattel (Punkt 1448) folgt die dritte Eisrandlage mit zwei kurzen Schottersträngen, denen sich ostwärts Erratiker anschliessen. Im Südwesten der versteinerten Bergwiesen von Tschägi (1570–1560 m) befinden sich mehrere Silvretta-Erratiker. Auch diese scheinen vom Haupttalgletscher nach dem Stadium von Fideris abgesetzt worden zu sein.

2.2. Das Gebiet nördlich der Schwarz Flue

Im Konstanz (= Hurden)-Stadium stand das Eis in Mutt (etwa 0.7 Kilometer westlich Albeina-Untersäss) noch auf rund 1860 m, was Moränenreste und eine lockere, etwa 200 Meter lange Erratikerzeile belegen.

Das Stadium von Weesen (= Feldkirch) zeichnet sich am alten Alpweg (westlich von Mangals) mit erratischem Gestein und Schotterresten ab (1730–1670 m).

Am neuen Alpweg kann man bei Läger (1650–1640 m) deutliche Moränenablagerungen beobachten, welche das Sarganser Stadium markieren. Nordwestlich der Läger zieht sich über der Strasse im Walde (1640–1620 m) eine lockere Blockzeile hin. Dann schmolz das Eis etwas ab, so dass nur noch ein schmaler Lappen durch die Senke «Zwüschet den Flüenen» vorzustossen vermochte. Dort liegen wallartige Moränenreste, die sich nordwestlich der Schwarz Flue um 1600 m vom Hang lösen und zwei Bachablenkungen bewirkten.

2.3. Das Gebiet von Klosters bis Mezzaselva

Auf der rechten Talseite lässt sich der Eisstand von Serneus-Loch von der stirnnahen Moränenablagerung in Boden (1000 m), auf welcher ein Gehöft steht, in östlicher Rich-

tung gegen das «Bödeli» (1040 m) hinauf verfolgen, was Staumoränen und Erratiker belegen. In der Steinschlagzone der Sattelflue fehlen direkte Zeugen dieses Gletscherstandes bis in die Klosterser Talerweiterung, wo nördlich der Chlus in den glazial transportierten kristallinen Blöcken etwa längs des Waldrandes eine Fortsetzung des Eisrandes gegen Osten (1140–1150 m) zu erkennen ist. Westlich und östlich des Günscharüelbaches tritt dann auf 1160–1180 m Höhe die lockere Erratikerzeile wieder in Erscheinung. Mit den mehr oder weniger verkitten Stauschottern von Palfarn (1150–1170 m), wo entlang dem Waldrand sich ein kleiner, fast 100 Meter langer Moränenwall beobachten lässt, erreicht man den Eingang zum Schlappintal. Diese schlecht sortierten Schotter von Palfarn wurden also im Winkel zwischen den beiden Eismassen des Haupt- und Nebentales abgelagert; sie liegen direkt dem Fels auf.

In den steil nach Norden ansteigenden Wiesen von Palfarn (1250–1280 m) wurden Findlinge abgesetzt, was dem Serneuser Vorstoss entsprechen dürfte. Weiter taleinwärts, südöstlich von Klosters Dorf, kennzeichnen Stauschotter (1260 m «Am Berg» und 1270 m gegen den Skilift) den Rand des Landquart-Gletschers. So ergibt sich für das etwa 4 Kilometer lange Talstück von Klosters bis zum Zungenende nach Serneus ein Gefälle der stadialen Gletscheroberfläche von 80%. Die Eisdecke erreichte noch eine Mächtigkeit von gut 100 Meter.

Ein jüngerer Abschmelzstand zieht sich auf der rechten Talseite von «Boden» (1000 m) in Mezzaselva südlich der Eisenbahnlinie taleinwärts bis zur Klosterser Talöffnung (1095 m) hin. Auf dieser etwa 2.5 Kilometer langen Strecke wird er immer wieder durch eine auffällige Terrasse dokumentiert (nördlich Walki 1020 m, in Büel 1040 m, südlich Chlus 1080 m). Südlich der Chlus folgt die Eisenbahnlinie in einer weit ausholenden Kurve ungefähr diesem Schotterniveau um 1085 m Höhe.

In der Gegend Büel (nördlich Bad Säckingen) – Au (in der Talenge westlich Klosters Dorf) tritt ortsfremdes Gesteinsmaterial auf, wobei vor allem die rötlichen Verrucano-Blöcke auffallen. Letztere deuten auf eine Herkunft aus dem Gebiet der Saaser Alp und der Chüe calanda und dürften wohl auf dem vorrückenden seitlichen Eis ihren heutigen Standort erreicht haben. Möglicherweise sind sie wegen der Steilheit des Geländes stellenweise auch gestürzt. Das Liefergebiet dieser Verrucano-Erratiker ist die Aroser Schuppenzone.

2.4. Der Saaser Hang

Auf dem ganzen Saaser Hang findet sich keine repräsentative Ufermoräne des Landquart-Gletschers. Die grossen Verrucano-Blöcke von Zastia, auf dem Saaser Berg (1,9 Kilometer südsüdöstlich Jäggisch Horn, 1880–1940 m), wurden vom Landquart-Gletscher in einer Rückzugsphase des Stein am Rhein-Stadiums abgesetzt. Ein weiteres stadiales Niveau dürfte sich vielleicht noch um 1750 m, östlich der «Lauenen» auf der Saaser Kälberweide, einstellen. Dort finden sich zwei enggestaffelte Sackungspakete und mehrere grössere Blöcke, die offenbar am ehemaligen Eisrand abgelagert wurden. Dies könnte durchaus dem Stadium von Koblach (=Weesen) entsprechen.

In Waldhof östlich von Saas setzt unmittelbar nach dem Bach auf 1050 m eine 100 Meter lange Moränenablagerung ein mit dem erratischen Geschiebe des Landquart-Gletschers; sie zieht sich dem Fussweg entlang durch den Wald bis gegen Matteli hin und ist einer Rückzugsphase des Stadiums von Fideris oder dem Stadium von Küblis zuzuweisen.

2.5. Der Kübliser Berg und das Gebiet zwischen Saas und Küblis

Im Mündungsbereich des Tales von St. Antonien erreichte das Eis im Würm-Maximum eine Höhe von über 2100 m. Am Südwestgrat des Jäggisch Horn ist auf 2200 m Höhe eine Schürfarbeit des risszeitlichen Eises zu

beobachten. Auf 2010 m stellt sich eine Verebnung (Flurisch-Boden) ein, die dem Stein am Rhein-(= Zürich)-Stadium entsprechen dürfte. Man findet dort eine ganz kleine lockere Blockschar lokaler Herkunft. Diese Eisrandlage lässt sich auf der linken Talseite auf der Alp Casanna und weiter talauswärts in der Gegend von Larein feststellen (etwa 18000 Jahre vor heute).

Ein nächster markanter Hinweis eines stadialen Eisstandes zeichnet sich am Südwestgrat des Jäggisch Horn in Radaz auf 1800–1760 m ab und entspricht dem Konstanz (= Hurden)-Stadium (etwa 17500 Jahre vor heute). Dort findet sich am oberen Rand einer weiten Verebnung eine kurze, mit Erratikern durchsetzte Blockzeile. Auf der Ebene verlaufen deutliche Moränenablagerungen über Punkt 1795 gegen Nordwesten und gehen am Weg in eine lockere, aber deutliche Blockzeile über, die tobelwärts im Wald verschwindet (1740 m). Der nächsttiefe Eisstand setzt auf 1700 m unmittelbar am Anrissrand einer Rutschung ein. Die Moränenablagerungen mit ihren erratischen Geschieben und Blöcken steigen ebenfalls gegen Nordwesten tobelwärts ab und entsprechen einer Rückzugslage des Konstanz-Stadiums.

Weiter unten zeichnet sich bei Clavamartsch (1480–1450 m) ein markanter Wall von 150 Meter Länge ab, der wohl dem Stadium von Koblach/Feldkirch zuzuordnen ist. Bezuglich der Höhenlage dieser Moräne muss berücksichtigt werden, dass das ganze Gebiet gegen Saas im Bereich latenter Sackungen und Rutschungen liegt. Vom Gegenhang aus lässt sich leicht feststellen, dass die Südwestgratlinie des Jäggisch Horn im Raum Clavamartsch die Merkmale vergangener, sich talwärts vollzogener Verschiebungen aufweist. Die von Clavamartsch aus in das Schanielatobel absteigende Moräne kann in Westnordwest-Richtung bis zu Punkt 1329 verfolgt werden, wo sie in einer Kiesgrube aufgeschlossen ist und von ihrer Mächtigkeit zeugt. Auf der andern Tobelseite setzen

nordöstlich der Haderegg (1320 m) auf einer Breite von etwa 150 Meter etwas lehmige, stellenweise vernässte Böden und eine lokkere Erratikerzeile als Fortsetzung dieses stadialen Eisrandes ein. Auf der linken Tobelseite folgt auf 1420 m eine Stauterrasse, welche zusammen mit der Anhäufung des erratischen Gesteins am alten Weg eine Rückzugsstaffel bekundet.

Zu Beginn des Sarganser Stadiums (etwa 16 500 Jahre vor heute) scheint der Landquart-Gletscher das mit Lokaleis gefüllte Seitental von St. Antönien aus der Gegend nördlich von Runggalina (1380–1360 m) mit einer blockreichen Moräne gegen Nordwesten traversiert zu haben. Ein weiterer Wiedervorstoß des Eises bei Runggalina während des Sarganser Stadiums (1130 m mit 300 Meter langer Moränenablagerung) dürfte den inneren Sarganser Eisstand belegen.

Im Stadium von Hinter Lunden (=Chur) vereinigte sich der Schaniela-Gletscher nochmals mit dem Landquart-Eis. Letzteres hinterliess nördlich von Plävigglin bei Orts Moränenablagerungen und Erratiker, die sich in 1255–1275 m Höhe über eine Länge von über 200 Meter hinziehen. Östlich des Weges fallen zwei flachere Schotterhügel auf (Punkt 1272 und Gehöft Orts). Weiter westlich, gegen Catrüschi, setzt die stirnnahe, über mehrere 100 Meter nordwärts verfolgbare Moräne des Schaniela-Gletschers ein.

In Plävigglin wurden mächtige Schotter des Landquart-Gletschers im Stadium von Fideris zu Terrassen gestaut (1185 m), was die Anrisse zweier Sackungen bekunden (Figur 9). Etwas weiter unten folgen Moränenablagerungen und Erratiker einer Rückzugsstaffel.



Figur 9
(1975): In Plävigglin (1.2 Kilometer nordöstlich der Kirche von Küblis) wurden die Schotter des Landquart-Gletschers im Stadium von Fideris (etwa 15000 Jahre vor heute) zu einer Terrasse gestaut (1185 m), was die Anrisse zweier Sackungen bekunden.

Gegen den Ausgang des St. Antönier Seitentales stellen sich beidseits, vor allem auf der linken Tobelseite unterhalb Pläviggin ausgedehnte, den Hängen entlang sich hinziehende Schotterschüttungen ein. Sie belegen die späten Rückzugsstände des Haupttalgletschers, vor allem diejenigen des ausgehenden Stadiums von Fideris und weiter unten noch diejenigen des Eisstandes von Küblis. Weiter taleinwärts könnte die 250 Meter lange und lockere Blockzeile am Saaser Mittelberg (1340–1290 m) dem Stadium von Hinter Lunden entsprechen.

Am östlichen Dorfausgang von Saas (1030 m) kann man Moränenreste feststellen. Der Beleg einer Randlage des Landquart-Gletschers setzt sich etwa 300 Meter nordwestlich des Dorfes als spärliche Erratikerzeile talaus in Richtung Tälfesch fort. Die Gegend nordöstlich von Prada ist mit kristallinen Gesteinsblöcken und weiteren Moränenresten übersät. Die höher gelegenen Blöcke dokumentieren wohl eine Rückzugslage des Fideriser Stadiums, während die Schüttungen von Prada (z.B. in 940 m Höhe) dem Eisvorstoss von Küblis zuzuordnen sind. Auch die Terrasse von Saas (990–980 m) entspricht einer Abschmelzphase des Fideris-Stadiums (R. Hantke, 1980; S. 224), ebenso die Stauterrassen von Conters auf der linken Talseite. In Saas werden bei Bauarbeiten immer wieder kompakte Moränenschotter und erratische Blöcke ausgebaggert. Indessen folgen unter der Humusschicht in den meisten Fällen vorerst Rüfeschotter. Im östlichen Dorfteil von Saas ist nur 25 Meter tiefer noch eine kleinere, aufgrund des Eisschwundes zustandegekommene Randlage ausgebildet.

2.6. Das Gebiet zwischen Schanielatobel und Buchner Tobel

Auf der rechten Talseite des Mittelprättigaus, von Gauis bis Gauiseri (etwa 2 Kilometer nordwestlich Pany) kennzeichnen drei Rinnen (1910 m, 1890 m und 1840 m) die Gestalt jener Gegend. Wohl wurde ihre

Bildung durch tektonische Begebenheiten begünstigt, doch zeigen ihre Lage ehemalige Eisränder mit Schmelzwasserrinne an. In der untersten Rinne findet sich erratisches Geschiebe. In der näheren und weiteren Umgebung von Pany sind umfangreiche Moränenablagerungen als eindrückliches Dokument der spätglazialen Vorstoss- und Abschmelzphasen des Landquart-Gletschers anzutreffen. Die glazialen Randbereiche legten sich quer über das bei Pany nicht nur bergwärts, sondern auch talauswärts ansteigende Gelände. Dabei haben die ausapernden Moränen gegenüber dem ursprünglichen Eisrand an Höhe eingebüßt.

Zwischen Unter-Calondis und Calondis zieht sich eine auf 1700 m unmittelbar am Weg einsetzende und etwa 100 Meter lange Moräne in südöstlicher Richtung hin und belegt das Konstanz (= Hurden)-Stadium. Am Fusse des grossen Steilhangs, der sich südlich Gauiseri und Calondis westwärts ausdehnt, lassen sich Reste einer über 300 Meter langen, buckeligen Schüttungsform und mit viel erratischem Geschiebe zusammengesetzten Ufermoräne des Landquart-Gletschers erkennen, die aus der Gegend von Unter-Calondis (1690 m) in nordwestlicher Richtung bis auf 1760 m Höhe ansteigt. Dieses Moränengut, welches ebenfalls das Hurden-Stadium belegt, verliert gegen das Buchner Tobel nur wenig an Höhe. Dies darf als Hinweis gedeutet werden, dass der oberste Tobelabschnitt damals noch ganz vom Lokaleis erfüllt war. Die Moränenablagerungen mit ihrem hohen sauren, erratischen Anteil wiesen vor den in den siebziger Jahren nordöstlich von Stafel vorgenommenen Ausebnungsarbeiten eine für die ganze Gegend typische Heidelbeer-Ericaceen-Zwergstrauchvegetation auf.

Den Konstanz-stadialen Moränenablagerungen folgen nun wesentlich stärker differenzierte Rückzugslagen als auf der Ostseite des Schanielatobels. Weiter fällt auf, dass die Ablagerungen nördlich der Gerade Pany-Tratza nicht der Hanglinie folgen,

sondern talauswärts gegen den Rand des Buchner Tobels ansteigen. Die erste Rückzugslage wird durch einen über 600 Meter langen Moränenzug markiert, der bereits in Unter-Calondis als nur schwach ausgebildete Akkumulation auf 1670 m einsetzt, was gleichwohl zur Ablenkung des Baches ausreichte. Diese Moräne tritt bis auf 1740 m hinauf als immer deutlicher ausgebildeter, mehrere Meter hoher und breiter Wall in Erscheinung. Auf den letzten 200 Meter gegen Plan di Stafel (1700 m) geht sie in Stauschotter über. In den siebziger Jahren wurden durch Planierungsarbeiten an der Naturlandschaft verschiedene Veränderungen vorgenommen.

Die lockere, etwa 400 Meter lange Erratikerzeile in der steilen Chällenhalde (1630–1640 m), 1,7 Kilometer nordwestlich von Pany, stellt eine weitere deutliche Rückzugslage des Landquart-Gletschers dar. Richtung Tratza geht sie in flache Moränenablagerungen über, die eine kleine Bachablenkung bewirkten und durch die abdämmende Wirkung auch zur Riedbildung führten. Um Unter Tratza liegen Moränenablagerungen, die sich Richtung Promisaun hinziehen. Die obere setzt sich bis Maiensässhalde fort und lässt sich von dort als Eisrandlage über Schurli–Ronggaltz – westlich von Punkt 1439.2 und weiter in Südostrichtung bis zum Waldrand verfolgen.

Die sich von Unter Tratza bis zur Maiensässhalde hinziehende Lächersch Tolen entsprechen einer ehemaligen Schmelzwasserrinne. Noch heute sammeln sich dort die Wässer dieser Gegend und durchbrechen östlich Punkt 1534 die Moränenablagerungen. Die Schüttungen werden vielfach durch Waldstreifen in Fliessrichtung des Eises verdeutlicht.

Die im Stadium von Weesen den Schaniela-Gletscher querende Moräne geht auf der rechten Tobelseite bei Pany in eine Fortsetzung über. Nordöstlich der Haderegg (1320 m) setzen auf einer Breite von etwa 150 Meter lehmige, stellenweise vernässte

Böden und eine lockere Erratikerzeile ein. Im Gebiet nördlich des bekannten Tüfstein dreht die vom ehemaligen Eisrand geprägte Zone gegen Westen ab. Noch weiter talaus lassen sich die wohl zum Stadium von Weesen (= Feldkirch) gehörenden, sanft ansteigenden Moränenreste und Gesteinsblöcke bis zu den Riedwiesen verfolgen, wo sie sich in zwei immer deutlicher getrennte Moränenkomplexe zu teilen beginnen. Der nördliche Teil liegt auf 1530 m und stellt eine fast 400 Meter lange, flache und mehrere Meter hohe Moräne dar, die bergseits von einer Schmelzwasserrinne begleitet wird. Südlich davon liegt die zweite, etwas höhere und längere Moräne von Gaschneida, die ebenfalls gegen Nordwesten verläuft. Im Stadium von Sargans hat der vor etwa 16 500 Jahren wieder vorstossende Landquart-Gletscher das Schaniatobel aus der Gegend von Runggalina (1330 m) nordwestwärts überquert. Die am Gegenhang fast rechtwinklig anbrandenden Eismassen lagerten ihr Schotter- und Steinsgut 400 Meter nördlich von Pany, im heute noch gesteins- und blockreichen Gebiet, ab. Dazu gehört vor allem der markante, etwa 150 Meter lange und bewaldete Moränenwall, der sich über dem Schwimmbad hinzieht. Südwestlich dieses gegen die Maiensäss vorgeschobenen Moränenknies wurden die glazialen Schotter- und Blockfrachten weiträumiger und spärlicher abgesetzt. Im flachen Gelände verblieb der Eisrand jeweils nicht lange genug im selben Bereich, so dass das Moränengut für die Ausbildung sichtbarer und durchgehender Wälle und Moränenstreifen nicht ausgereicht hat. Flachere, geringere Moränenablagerungen können bis in die Gegend von Börtji (1420 m) und von dort weiter nordwestwärts, etwas tiefer über Nuois (1380 m), noch tiefer bis Plausi (1340–1260 m) und an den Rand des Buchner Tobels verfolgt werden. Das östlich Börtji auf einer Länge von 300 Meter sich ausdehnende Ried lässt sich als glazial hinterstaute Ablagerung erkennen.

nen. Als in den siebziger Jahren Entwässerungsarbeiten begonnen wurden, kamen ganze Baumstämme zum Vorschein. Diese typische, etwa 1,5 Kilometer westlich von Pany gelegene Glaziallandschaft ist wegen ihrer Lage zu einem bevorzugten Standort für Ferienhäuser geworden.

Zwei anlässlich des Wegbaus nach Nuois bei Punkt 1366 entstandene, nicht mehr bestehende Aufschlüsse, einer auf 1360 m, der zweite etwas höher, zeigten eine mehrere Meter tiefe, von grösseren erratischen Geschieben durchmischte Schottermasse des Stadiums von Sargans.

Die am nördlichen Dorfrand von Pany über Güpeli und weiter westwärts sich hinziehenden Schüttungen des Landquart-Gletschers dürften das Stadium von Hinter Lun-

den belegen. Zu diesem gehört auch der weithin bekannte «Güggelstein» als repräsentativer Erratiker der Gegend (Figur 10). Eine schwer abgrenzbare Eisrandlage zieht sich von der Skiliftstation aus in etwa 1340 bis 1370 m Höhe westwärts dem Hang entlang, während eine zweite, als Fortsetzung einer östlich des Baches ausgebildeten Moränenterrasse, bereits auf 1320 m Höhe folgt. Bei Castanna (1370 m) und etwas weiter südlich treten vereinzelt erratische Blöcke und Geschiebe in Erscheinung; die kleineren wurden im Verlaufe der Zeit, aus früheren Äckern herausgelesen, dem Waldrand entlang aufgehäuft. Es fällt auf, dass das spärliche Moränengut von Pany bis nach Castanna hinaus auf der etwa einen Kilometer langen Strecke fast ohne Gefälle abgelagert



Figur 10

Oberhalb des Dorfes Pany steht der als «Güggelstein» bekannte Gneisblock aus dem Silvrettagebiet, der vom Landquart-Gletscher talauswärts transportiert wurde und im Stadium von Hinter Lunden (= Stadium von Chur) vor etwa 15 500 Jahren seinen heutigen Platz gefunden hat.

wurde. Diese Tatsache dürfte ihre Erklärung darin finden, dass die im Talgrund für den Eisstrom bestehende Geländebarriere von Stralegg–Fideris eine Stauwirkung haben musste. Von Castanna aus quert die kaum erkennbare Eisrandlage den Wald von Valcoppa und führt jenseits des Baches, wo sich die Bäume zu lichten beginnen, an einem Bargaun (1350 m) vorbei. Nordöstlich von Taufs setzt in dieser Höhe schon bei den ersten Bergwiesen eine deutliche, talauswärts sich verbreiternde Moränenterrasse ein, die von einer lockeren Blockzeile begleitet wird. Östlich des Heimwesens Parsot mit dem riesigen Findling beobachtet man längs der erwähnten Verebnung noch eine kleinere, wallartige, von Bäumen bestandene Moränenablagerung. Westlich von Parsot verlieren die den ehemaligen Eisrand des Landquart-Gletschers begleitenden Ablagerungen rasch an Höhe, das gröbere Geschiebegut tritt dichter auf. Das nahe Gletscherende wird vor allem durch den 250 Meter langen, wohl ausgebildeten, blockreichen und bachablenkenden Wall (1280–1240 m) markiert, dem der alte Weg nach Plattis hinunter folgt. Zwischen Plattis und Prada fallen sowohl in der stark geneigten Wiese als auch in der übrigen, mehr oder weniger bewaldeten Gegend mehrere erratische Blöcke auf. In der Fortsetzung steigen 500 Meter östlich von Buchen, in Wegnähe, deutliche, etwas bewaldete Moränenreste bis 1080 m ab, wo sie von einer kleinen Schmelzwasserrinne begleitet werden. Viel weiter unten, in der Gegend von Furggaleidis (925 m), sind die Gletscherablagerungen am Weg gut aufgeschlossen. Die nun steil absteigenden, stirnnahen Moränenreste enden in Hinter Lunden bei Büel.

Eine deutliche, viel erratisches Gut enthaltende Rückzugslage zieht sich vom neuen Schulhaus in Pany (1260 m) über Malutt-Matraufa–Galenna bis nördlich von Unter-Putz hin, wo eine steil abfallende Moräne (1140–1080 m) das nahe Gletscherende an-

zeigt. Der für jene Gegend gebräuchliche Flurname «im Loch» entspricht der Schmelzwasserrinne des Eisstandes.

2.7. Der Landquart-Gletscher zwischen Buchner Tobel und Schraubachtobel

Noch vor knapp 20000 Jahren, im letzten Würm-Maximum, reichte das Landquart-Eis über dem Stelserberg bis auf 1950 m, bis über die Drostolen hinauf. Damals befand sich der ganze Stelserberg noch tief unter dem Eis. Von den ersten Rückzugsphasen ist im Gelände ausser den raren Geschieben nicht viel zu sehen. Erst auf dem Stelserberg treten die Vereisungsstände als parallel verlaufende Gürtel des Stadiums von Zürich (= Stein am Rhein) und des Konstanz (= Hurden)-Stadiums mit ihren Rückzugsstaffeln klar zutage. Die von Moränenablagerungen, vernässten Stauschottern und zahllosen Findlingen gekennzeichneten Gürtel ziehen in einzelnen Abschnitten über Hunderte von Metern dahin. Allerdings wurden die einst für die Gegend so typischen Erratikerzeilen im Verlaufe der Zeit durch Sprengung stark gelockert und teilweise aufgelöst.

Das durch Moränenablagerungen und erratische Blöcke in Erscheinung tretende Zürich (= Stein am Rhein)-Stadium (gut 18000 Jahre vor heute) setzt etwa 200 Meter südöstlich Stäfel auf 1720 m unmittelbar an einem kaum sichtbaren Fussweg ein. Bis Stäfel prägen vor allem gestaute Moräenschotter das Bild der Kleinlandschaft. Die beiden Gebäude von Stäfel (Punkt 1721) liegen am Fuss einer kuppenartigen Moränenschüttung; dort ist heute noch erratisches Gestein zu sehen. In der anschliessenden Geländemulde liegt der Stelsersee (1668 m), der seit 1947 unter Naturschutz steht (Figuren 11 und 12). Das Seelein war ursprünglich viel grösser. Seither hat der Seebach in die wallartig abdämmenden Schotter eine mehrere Meter tiefe Erosionskerbe geschnitten und gar den Felsgrund erodiert. Trotzdem vermochte das Seelein

bis heute zu überdauern; nun verlandet es aber immer mehr zu einem Moor.

Der beschriebenen Eisrandlage von Zürich folgen Rückzugsstaffeln, welche kurzfristige Wiedervorstöße oder kurze Halte bekunden und durchaus vergleichbar sind mit denjenigen des Rhein-Gletschers im Unterland. Die erste Rückzugsstaffel ist bei Waiza gegeben, wo eine aus Moränen-schottern ausgebildete Verebnung anzutreffen ist, die auch grössere Blöcke enthält. Die Terrasse zieht sich auf einer Höhe von 1650 m von Junker in nordwestliche Richtung über Waiza bis gegen Punkt 1664 hin. Der Eisrand quert dann beim Bergrestaurant «Zum See» die Strasse und setzt sich zwischen Stöck und Lazärра gegen Nordwesten fort. Die bei Waiza abgelagerten Moränenreste hinterstauten eine Riedwiese. Über zwei Meter mächtige Moränenablagerungen findet man auch bei der ehemaligen Kiesgrube in Junker, unmittelbar östlich des Seebaches. Als zweite, allerdings unscheinbare Rückzugslage tritt durch Findlinge und Schotter diejenige von Büel–Lazärра in Erscheinung.

Zwei weitere, am Tobelrand markant einsetzende Eisstände bekunden das Konstanz (= Hurden)-Stadium. Der erste setzt 300 Meter westlich von Sässi bei Punkt 1596 als 300 Meter lange, blockreiche, breite und mehrere Meter hohe Wallmoräne ein, die Richtung Seebach absteigt. Jenseits der tiefen Rinne setzt sich der Eisrand als lokkere Erratikerzeile fort, die südlich von Büel vorbei zieht. Westlich der Stelserstrasse ist das Gestein aus den Wiesen verschwunden und tritt erst bei Cug als Erratikerschwarm in Erscheinung, während die Moränenreste noch weiter nordwestwärts verfolgt werden können.

Ebenfalls der zweite Eisstand setzt mit einem markanten Wall am Rand des Buchner Tobels auf 1570 m ein; er ist etwa 250 Meter lang und steigt bei Ganils auf 1540 m Höhe ab. Jenseits des Seebaches

ist die Fortsetzung der Eisrandlage etwas talwärts verschoben. Die betreffenden Moränenablagerungen setzen nördlich von Ober Pardiela bereits im Steilhang ein und ziehen sich über Punkt 1550 (nördlich von Windegg) nach Nordwesten auf einer Länge von 300 Meter bis zur Strasse hin. Die dadurch erfolgte Abdämmung der Verebnung von Fulried führte zu ihrer Vernässung und zur Bildung einer mächtigen Torfschicht. Beim Aushub für den Bau eines Ferienhauses wurden Holzstämme gefunden. Etwas westlich der Stelserstrasse zeichnet sich Richtung Crap ein vorerst unauffälliger Schotterzug ab, der in Crap durch einen Erratikerschwarm verstärkt wird.

Bei der nächsten Abschmelzphase des Stadiums von Konstanz (= Hurden) dürfte die Eisoberfläche im Steilhang zwischen Ganils und Ober Pardiela gelegen haben, wo Moränenablagerungen und Blöcke gut vertreten sind. Die Fortsetzung des Eisstandes befindet sich bei der aufgeschlossenen Moränenablagerung in Ober Pardiela; sie zieht sich als wallartige Form parallel zum Eisstand von Fulried den Hang hinauf. Oberhalb Windegg biegt sie auf einer Höhe um 1520–1530 m Richtung Schanenn ab. Da das Eis den Stelserberg (Punkt 1588,9) nur noch südlich zu umgehen vermochte, wurden die (heute vielfach gesprengten) Erratiker in der damaligen Eibucht von Schanenn – Mataun in grosser Zahl abgesetzt und zum Teil noch Richtung Niggliisch Wis weiter transportiert.

Die letzte Rückzugslage lässt sich als lokkere, aber doch eindrückliche Erratikerzeile um 1440–1460 m von Cavadura bis nach Crals ausmachen.

Bei Windegg fällt auf, dass die beiden Wallmoränen talwärts verschoben sind. Offenbar muss in der Seebach-Rinne eine vom Hangfirn genährte Eiszunge vorgerückt sein, wodurch die beiden vom Landquart-Gletscher darauf abgesetzten



Figur 11

Gut 4 Kilometer östlich von Schiers der Stelsersee von Südosten gesehen. Links davon ziehen sich bis zum unteren Bildrand die seitlichen Moränenschotter des Landquart-Gletschers hin. Diese dürften vor etwa 18000 Jahren im Stadium von Stein am Rhein (= Stadium von Zürich) abgelagert worden sein.



Figur 12

150 Meter südöstlich des Stelsersees (Detail von Bild 11). Der am Weg gelegene Aufschluss lässt Moränenschotter mit Kristallinanteil erkennen.



Figur 13

1 Kilometer nördlich von Schiers, in der westlichen Gegend des Marier Berges; Markanter Moränenwall (von Osten gesehen), der im Stadium von Sargans vor etwa 16500 Jahren vom Landquart-Gletscher geschüttet wurde und zuoberst das Bovaseelein hinterstaute.

Moränen abgesichert und talwärts versetzt wurden.

In der Kiesgrube von Ober Pardiela (südlich Punkt 1434) sind fluvioglaziale Schotter aufgeschlossen. Sie gehören zu einem gut 150 Meter langen und etwa 50 Meter breiten Schotterkörper, der subglaziär entstanden sein dürfte und heute noch die Abflussrichtung des Seebaches bestimmt.

Im Stadium von Koblach/Feldkirch erreichte das anlässlich eines klimatischen Rückslages wiedervorstossende Landquart-Eis noch das Niveau von Surri, wo der bei Punkt 1449 am Tobelrand einsetzende 200 Meter lange und mehrere Meter hohe Moränenwall zusammen mit etwas weiter westlich sich hinziehenden Ablagerungen dieses Stadium markieren. Spätere Rückzugslagen werden durch die noch tiefer gelegenen Moränenreste und Erratiker von Foppa/Juol (1300–1200 m) – Lär – Stein – Gafia (1240–1200 m) – Tit bekundet. Ebenso zählen die oberhalb Stels – Prodavos (1240 m) vorhandenen etwa 100 Meter langen Moränenablagerungen dazu.

2.8. Das Gebiet zwischen Schraubach und Taschinas Bach

Am Fusse des Sassauna liegt die erratische Grenze nördlich Huoben auf 1815 m Höhe. In der selben Gegend ist eine auffallende, durch den Landquart-Gletscher verursachte randliche Geländeschürfung festzustellen (1810 m). Da im unteren Prättigau das Eis im Würm-Maximum bis auf eine Höhe von 1900 m stand (R. Hantke, II/222), dürfte die erwähnte randliche Erosionskerbe im Verlaufe des Stein am Rhein (= Zürich)-Stadiums entstanden sein. Die grösseren erratischen Blöcke sind erst unter 1700 m und nur in einzelnen Exemplaren auszumachen (so südlich von Furner, bei Tarnals bereits um 1540 m). In grösserer Zahl sind die Erratiker in Fatans (zwischen 1460 und 1360 m), nördlich und nordöstlich von Sponda (von 1470–1380 m) und in Spinis (1460–1370 m) anzutreffen, wo sie stellenweise als lockerer Schwarm in Erscheinung treten und wohl das Konstanz (= Hurden)-Stadium belegen. Eine stärker in Erscheinung tretende, etwa 50 Meter lange Mo-

ränenablagerung befindet sich nördlich von Sponda in 1430 m Höhe, eine kleinere etwa 10 Meter höher beim Heuschober. Auch auf der Westseite des Baches, in Fatans, ist um 1440 m eine kleine, aber doch wallähnliche Ablagerung vorhanden.

Etwa 200 Meter südlich von Spinis befindet sich unmittelbar am Fahrweg die einzige deutliche Rückzugslage des Hurden-Stadions: nämlich etwa 150 Meter lange, wallartige Moränenreste (Punkt 1296) mit einer vernässten Schmelzwasserrinne. Schliesslich ist noch eine kleine, lockere Erratikerzeile weiter unten – im Gebiet von Camascholis – (1440–1400 m) als weitere Rückzugslage auszumachen.

Das Stadium von Koblach/Feldkirch ist im Schierser Raum sehr deutlich belegt. Es lässt sich nördlich des Marier Berges leicht verfolgen. Die Reste der ehemaligen Ufermoräne setzen nordöstlich von Mundaditsch auf 1100 m ein und ziehen sich bis südlich von Camascholis (1190 m) hin, wo auch eine Schmelzwasserrinne und Findlinge vorhanden sind. Nördlich von Lassein (1150–1120 m) deuten einzelne Blöcke eine Rückzugslage dieses Stadiums an.

Der Eisvorstoss des Landquart-Gletschers, der das Stadium von Sargans dokumentiert, ist vor allem durch einen (in den sechziger Jahren fast ganz abgetragenen) Drumlin (400 Meter nordnordwestlich von Montagna) sowie durch eine fast 300 Meter lange Moräne gegeben. Diese setzt unmittelbar hinter dem Drumlin (nordwestlich von Loch) auf 850 m Höhe ein, steigt auf 890 m an und biegt bei der Wegkurve abrupt nach Westen ab, wo sie noch als 1 bis 2 Meter hoher Wall den ehemaligen Eisrand markiert (Figur 13). Vor dem Bau der Strasse und der Ausführung weiterer Planierungsarbeiten zierte noch das hinterstaute Bovaseelein die einzigartige spätglaziale Gegend. Die erste Sarganser Vorstossphase hat nordöstlich von Schiers noch weitere Spuren hinterlassen: über dem Gehöft Molla glattpolierte und von erratischem Geschiebe übersäte Morä-

nengehänge im Zungenbereich des seitlichen Drusen-Gletschers.

Die zweite Staffel des Sarganser Stadiums wird durch einen über 50 Meter langen und markanten Wall unmittelbar westlich von Loch belegt. Eine weitere Rückzugslage wird bei Jaruschgel ebenfalls durch eine markante Moränenablagerung angezeigt. Weiter talauswärts deuten Moränenreste und einzelne Findlinge immer wieder die Lage des ehemaligen Eisrandes an, so in Ganeiles und in Daiz an der Fanaser Strasse.

Die Vorderprättigauer Schotterterrassen nördlich von Schiers (Figur 15) und weiter talaus- und taleinwärts, die wegen ihrer Deltastruktur lange für Seeablagerungen gehalten wurden, sind Terrassen, die sich in den randglaziären Seen des ausgehenden Sarganser Stadiums bildeten (=randglaziäre Stauterrassen). Die abgelagerten Schotter und Sande sind zur Hauptsache glazifluvialer Herkunft selbständig gewordener Seitengletscher.

Im Schierser Raum sind zudem noch späte Abschmelzphasen des Sarganser-Eises belegt. Auf der linken Talseite kann man in Ober Partschils (745 Meter Höhe, 600 Meter westnordwestlich Scheibenstand) mittler im Wald eine 100 Meter lange und mit erratischem Gestein versehene Stauschotterterrasse finden. Hingegen dürfte es eher ein Zufall sein, dass sich auf der anderen Talseite, in Tersier, in derselben Höhenlage eine Verebnung dem Hang entlang hinzieht. Schliesslich entspricht der Terrasse um 640 m in Schiers-Feld der gleich hohen Verebnung in Unter Partschils auf der linken Talseite, wo glazogene Stauschotter mit Fremdgestein aufgeschlossen sind.

2.9. Der Seewiserberg

Am Seewiserberg sind die höchsten deutlichen Moränenreste und Erratiker in Galflarieng, bergseits des Weges anzutreffen. Beim Stall Punkt 1473, wo der Unterbau des Gebäudes fast ausschliesslich aus Silvretta-

gneisen besteht, und in der weiteren Umgebung hat der Landquart-Gletscher seine Spuren hinterlassen. Diese dürften dem Stadium von Konstanz/Hurden zuzuordnen sein; sie liegen etwa in gleicher Höhe wie taleinwärts jene in Ober Munt hinter Fanas. Bei Galflarieng weist die Seitenmoräne eine Höhenausdehnung von gut 40 Meter auf (1480–1440 m).

Etwa 500 Meter talauswärts findet man beim ersten Heuschober an der Strasse die Fortsetzung dieses Eisstandes, der sich von dort aus rechts der Strasse bis über Punkt 1432 zu erkennen gibt. Bei Punkt 1417 liegen zwei grosse Gneissblöcke, die anlässlich des Strassenbaus freigelegt wurden und die Fortsetzung des Moränenzuges bis zum Matantobel (1370 m) anzeigen. Damit dürfte im Hurden-Stadium das Eis am rechten Talausgang in einer Höhe von nicht ganz 1400 m gestanden haben, so dass die Eisoberfläche des Prättigauer Haupttalgletschers damals ein Gefälle von etwa 25% aufwies. Zu diesem Zeitpunkt vereinigten sich noch alle Seitentalgletscher mit dem Haupttaleis und lieferten immer noch kräftige Zuschüsse.

Etwas weiter unten verläuft die nördlich von Matan sich hinziehende Moränenablagerung horizontal (um 1320 m). Sie enthält dieselbe helle Brekzie wie die Moränenablagerungen auf dem Sutersch Boden (1520 m) auf der anderen Talseite und wurde von dem ins Prättigau eingedrungenen Rhein-Gletscher abgesetzt.

Weitere Moränenschotter und Erratiker des Landquart-Gletschers wurden in der Gegend von Plinezza (etwa 1.3 km nordwestlich von Seewis) abgelagert, wo ein imposanter Gneissblock anzutreffen ist. Etwas weiter nordöstlich folgen auf einer Länge von 200 Meter Stauschotter und vernässte Böden. Der Moränenzug von Plinezza zieht sich mit seinem oberen Rand in einer Höhe von 1380–1400 m hin und dürfte bereits dem Stadium von Weesen (= Feldkirch) zuzuordnen sein.

3. Die Eisrandlagen der linken Talseite

3.1. Das Gebiet zwischen der Luftseilbahn Gotschna und dem Drostobel

Die ersten hochgelegenen erratischen Gesteine des Prättigaus treten auf der linken Talseite im Gotschnagebiet südwestlich des Gips-Chilchli in über 2100 m Höhe auf.

Das Konstanz (=Hurden)-Stadium des Landquart-Gletschers gibt sich nördlich des Gips-Chilchli auf 1930 m Höhe zu erkennen, wo eine über 200 Meter lange, markante Blockzeile sich dem Hang entlang zieht. Die Blockfracht besteht zur Hauptsache aus lokalen Sturzblöcken, die sich längs des Eisrandes angesammelt haben. Außerdem sind noch ortsfremde granitische Gneisse anzutreffen. Eine Fortsetzung der Rändlage dieses Stadiums findet sich nur etwa 700 Meter weiter talauswärts im Chalbersäss, wo umfangreiches seitliches Schottergut zu einer Verebnung (1945–1930 m) gestaut wurde. Im tiefen Graben des Drosbaches, der die Rändlage des Haupttalgletschers quert, ist im oberen Teil die mit etwas erratischem Gestein durchsetzte Moräne aufgeschlossen. Die zweite stadiale Marke, jene des Feldkirch (=Weesen)-Stadiums, wurde auf 1870 m Höhe gesetzt, und zwar mit kleineren Moränenablagerungen und einigen Blöcken. Die Ablagerungen setzen 70 Meter südöstlich von Punkt 1921,2 unmittelbar am Waldrand ein und sind etwa 150 Meter lang. An ortsfremden Gestein kommen in dieser Höhenlage noch seltene Totalp-Serpentine dazu.

Im Stadium von Sargans bekunden zwei Niveaus mit einer Höhendifferenz von 15 Meter Wiedervorstösse des Landquart-Gletschers in der Gegend von Mad. Das höhere Niveau wird unmittelbar westlich der Mulde von Gotschnaboden von einem etwa 2 Meter hohen, sehr markanten, etwa 100 Meter langen Moränenwall gebildet, der sich links über den Wanderweg auf 1815m hinzieht. Ein späterer Stand reichte noch bis etwa 1800m und folgt ungefähr dem Wanderweg (Figur 14).



Figur 14

Standort 550 Meter nordwestlich der Mittelstation Gotschnaboden, Blick Richtung Klosters. Im Vordergrund die durch die Bildmitte sich hinziehende äussere Moränenstaffel, welche der Landquart-Gletscher im Stadium von Sargans (etwa 16500 Jahre vor heute) hier in 1815 m Höhe absetzte.

Unterhalb Mad fällt in einer Waldschneise ein vorspringender Geländestreifen auf: es ist der markante, über 200 Meter lange Moränenwall des Stadiums von Hinter Lunden. Die Eisoberfläche lag um 1740 m. Seitliche Schmelzwässer haben in den Wall eine Erosionsmulde eingetieft.

Bereits 20 Meter tiefer, also auf 1720 m Höhe, folgt die ebenfalls markante, etwa 200 Meter lange Ufermoräne, welche der Landquart-Gletscher im Fideriser Stadium absetzte.

Eine lockere Blockzeile auf 1680 m und erratisches Geschiebe am Wanderweg, kurz nach dem Eingang in den Wald, dürften den Eisstand von Küblis dokumentieren.

Die eindrückliche, mit sechs Stadien belegte Moränenabfolge entspricht höhenmässig derjenigen der rechten Talseite im Gebiet der Madrisabahn.

3.2. Das Gebiet zwischen Drostobel und Schiferbach

Die höchsten Spuren des spätwürmzeitlichen Landquart-Gletschers sind auf der Alp Casanna zu erkennen. Auf der vom Untersäss westwärts sich hinziehende Verebnung liegt die obere Grenze der nur geringen Moränenreste und Erratikergutes – darunter solches vom Grüenhorn – um 1950 m. Diese Randslage dürfte derjenigen des Stein am Rhein (= Zürich)-Stadiums entsprechen. Etwas weiter westlich (200 Meter von Punkt 2032,8) erkennt man eine Fortsetzung dieser Randslage. Dort musste für die Schiferpiste der Hang etwas angeschnitten werden (1930 m). Dadurch wurde typisches Moränengut mit Fremdgestein aufgeschlossen. Etwa 400 Meter nordwestlich des Untersäss zeichnet sich um 1900 m eine Rückzugslage ab, und zwar in der Gegend wo

der Alpweg zurückbiegt. Ein weiteres Abschmelzniveau lässt sich zwischen 1880 und 1840 m Höhe, wo der Alpweg mehrere Kurven beschreibt, erkennen. Einen Beleg dieser Rückzugslage stellt das Grossried (1860–1830 m) mit seiner hinterstaunten und vernässten Eisrandterrasse dar.

Die zwischen Casanna und Schiferwald gelegene Gegend liefert noch einen markanten Beleg für das Konstanz (= Hurden)-Stadium: Die flachwelligen, aber doch deutlichen Moränenreste und Stauschotter von Wuostboden (1830–1820 m). Sie setzen am Alpweg ein und lassen sich in östlicher Richtung etwa 600 Meter weit verfolgen.

Die nächste typische späteiszeitliche Kleinalandschaft folgt in Cavadürli, 1 Kilometer westlich der Serneuser Schwendi und belegt das Stadium von Feldkirch (=Weesen). Ganz im Süden der Waldlichtung folgt eine erste Moräne ungefähr 200 Meter weit dem Alpweg (1735–1730 m); sie kann erst seit den Bauarbeiten besser erkannt werden.

Etwas weiter unten setzt ebenfalls in Cavadürli auf 1710 m die nächste Abschmelzlage ein; sie zeichnet sich vor allem durch das gegen Punkt 1685 und Schiferbach sichtbare Fremdgestein aus. Fast auf gleicher Höhe (1710 m) zieht sich am Nordrand der Waldlichtung eine etwas hinterstaute Ufermoräne des Landquart-Gletschers hin, welche auf 1700 m markant nach Nordwesten abbiegt und dem Bach den Weg talwärts weist und die S-kurve des Alpweges erklärt.

Taleinwärts ist das Stadium von Weesen bei der Geländekante zwischen oberem und unterem Schwinboden (1710 m) durch Moränenablagerungen mit Fremdgestein dokumentiert, die beiderseits der Wegkurve beobachtet werden können.

3.3. Das Gebiet zwischen Schifer- und Arieschbach

Die höchsten Spuren von Fremdgestein treten unterhalb der Conterser Duranna auf 1820 m auf. Dies dürfte dem Niveau

des Stein am Rhein (= Zürich)-Stadiums entsprechen. Am südöstlichen Rand der vernässten Verebnung «Uf den Rieder» (1760 m) ziehen sich mehr oder weniger dem Waldrand entlang (1735–1765 m) Moränenablagerungen hin und dürften bereits das Hurden-Stadium mit einer Eis Höhe um 1770 m belegen. Etwas weiter nordwestlich vermochte sich – bei leicht schwankender Eishöhe – ein seitlicher Lappen zu bilden, was durch entsprechend schwach ausgebildete Moränen belegt wird. Die linke Seitenmoräne dieses Eislappens setzt auf 1775 m am Waldrand ein (450 Meter westsüdwestlich Punkt 1720) und wies dem Bach den Weg. Die rechte Seitenmoräne verläuft dem gegenüberliegenden die Rieder im Norden begrenzenden Waldrand entlang (1740–1750 m). In der vom Bach begleiteten Stirnzone liegt ebenfalls etwas Fremdgestein, und in der weiteren Umgebung kann man die auf der Landeskarte vermerkten «Erratischen Blöcke» beobachten.

Ein etwas jüngerer Eisstand zeichnet sich im obersten Abschnitt des Schindeltobels ab, wo vorerst zwei und dann drei Moränenzüge zueinander parallel verlaufen. Die jüngere dieser Rückzugsstaffel setzt am Nordrand der Rieder auf 1740 m ein und zieht sich auf einer Länge von 400 Meter über Punkt 1740, einem Schotterhügel bis nach Stelli (1730 m) hin.

Ganz im Nordosten der Rieder setzt bei Punkt 1720 (Schotterhügel) eine wallartige Moräne ein und belegt, dass das Eis von hier gegen Punkt 1679 markant abstieg.

Die Belege des Stadiums von Feldkirch (=Weesen) sind weniger gut erhalten, aber – obwohl im Bergwald verdeckt – erkennbar. In Verleggi kann in der Gegend des zwischen Punkt 1630 und Punkt 1679 durchfliessenden Baches eine etwa 150 Meter lange Eisrandlage ausgemacht werden. Die Moränenablagerungen setzen östlich des Baches auf 1650 m ein und verlieren sich westlich des Baches. Fremdgestein kann



Figur 15

Am Weg, der Conters mit der Conterser Schwendi verbindet. Von Wisli über Stäfischwendi bis gegen das Chalttobel lagern 600 Meter weit Moränenschotter dem Abhang entlang, die vom Landquart-Gletscher im Stadium von Hinter Lunden vor etwa 15500 Jahren abgesetzt worden sind. In Wisli (hier im Bild) sind die Ablagerungen sehr lehmreich.

noch bis auf 1630 m Höhe verfolgt werden. Zuoberst im Maiensässgebiet von Plandagorz deutet das um 1495 m sich hinziehende, allerdings nur seltene Fremdgestein auf eine Rückzugslage hin.

Noch im Stadium von Sargans lag die Eisoberfläche im Gebiet von Plandagorz, und zwar mit einer äusseren und einer inneren Moränenmarke. Die Moränenablagerungen des höheren Eisrandes setzen gleich beim Wiss Bach auf 1450 m Höhe ein und queren das Wiesland in nordwestlicher Richtung. Die Moränenreste und lockeren Geschiebezeilen ziehen sich dann durch den Enthalbwald, an einem von den glazialen Schottern hinterstauten Tümpel (1440 m) vorbei bis in die Waldlichtung/Bergwiese von Cavadura. Auch weiter östlich von Plandagorz gibt sich der ehemalige Eisrand durch Moränenablagerungen und Fremdgestein bis zu den hinterstauten Rietwiesen von Pludiseidis und der südlichen Stäfischwendi zu erkennen. Die vernässten Böden breiten sich auf

einer ausgedehnten Stauschotterterrasse in 1500–1520 m Höhe etwa 500 Meter lang aus. In Plandagorz lässt sich noch ein tieferer, schwach ausgebildeter Moränenzug beobachten, der gut 100 Meter westsüdwestlich von Punkt 1414,5 um 1425 m einsetzt und sich nordwestwärts – von Sträuchern und einzelnen Bäumen markiert – fortsetzt. Auch östlich des Wiss-Baches lassen sich die drei Eisniveaus von Plandagorz erkennen, wo sie allerdings nur durch geringere Moränenablagerungen belegt sind.

Für das Stadium von Sargans ergibt sich somit auf der linken Talseite ein 2,8–3 Kilometer langer Eisrandabschnitt von Plaudiseidis (1500 m) bis Cavadura (1400 m) mit einem Gefälle der Eisoberfläche von gut 30‰.

Im Sarganser Stadium lieferten die seitlichen Eiszungen dem Landquart-Gletscher noch kräftige Eiszuschüsse.

Auch das Stadium von Hinter Lunden ist auf der linken Talseite des Mittelprättigaus

deutlich belegt durch einen etwa 700 Meter langen Schotterzug, der gut 1,5 Kilometer südsüdöstlich von Conters in Stäfischwendi auf 1460 m einsetzt und bis nach Wisli auf 1400 m absteigt (Figur 15). In der Nähe des Schwarzbaches verlieren sich die Spuren dieses imposanten Eisstandes, der auch den Wegverlauf bestimmt. Die Schotteranhäufung des ganzen Moränenkomplexes ist nur an einigen wenigen Stellen gut aufgeschlossen; dort ist Fremdgestein der Totalp und des Gotschnagebietes reich vertreten. Spuren dieses Eisrandes sind auch in der Gegend von Pardels durch Erratiker und Schotter angedeutet, die zwischen Punkt 1323 und dem abzweigenden Flurweg (1270 m) beobachtet werden können.

In der Höhenlage des Stadiums von Fideris sind kaum Belege zu erkennen. Indessen erfolgte der Eisabbau in mehreren Abschmelzphasen, welche sich da und dort im Gelände abzeichnen. Solche jüngere, tiefere Abschmelzstände finden sich bei den markanten Stauterrassen von Conters. Die letzte Strassenkurve, welche in den nördlichen Dorfteil führt, überwindet den dort sich hinziehenden Terrassenrand in fast 1100 m Höhe. Früher konnte man vom nördlichen Dorfteil aus ein aus Serpentiniten bestehendes, lockeres Gesteinsband talauswärts durch die Wiesen – bei nur leicht abnehmender Höhenlage – bis in den Wald hinein verfolgen. Erfolgte Sprengungen und Entfernen des Gesteins führten zu einer Verarmung, so dass nur noch sehr wenige Blöcke zu finden sind. Indessen beobachtet man in der Gegend von Heldenhof, in 1080–1020 m Höhe, noch heute eine beachtliche Anhäufung von Erratikern. Von Conters ausgehend trifft man den erwähnten serpentinitreichen Gesteinszug in bescheidenem Masse über 1 Kilometer weiter taleinwärts im Enthalbwald auf ungefähr 1200 m Höhe an.

Am nördlichen Dorfrand von Conters folgt dann nur 20 Meter unter der erwähnten Stauterrasse eine zweite (1080 m), auf wel-

cher die Kirche steht. Ein weiterer sehr ausgeprägter Abschmelzstand findet sich in 1060 m Höhe, wo die Stauschotter noch von einzelnen kleinen Erratikern begleitet werden.

Auch in der Gegend von Brunnen–Küblis erkennt man Moränenschüttungen und randglaziäre Stauschotter. Dabei charakterisieren ausgeprägte Sackungen die Geländeformer da und dort. Die Wiedervorstoßbelege des Landquart-Gletschers bei Küblis wurden bereits beschrieben.

Zur Zeit des Stadiums von Fideris vermochte der Ariesch-Gletscher aus den Fideriser Heubergen das Haupttal gerade noch zu erreichen. Auch der Schaniela-Gletscher erreichte das Haupttal nur knapp.

3.4. Das Gebiet zwischen Arieschtobel und Furner Tobel

Die höchstgelegenen Erratikerspuren des Landquart-Gletschers findet man auf 1820 m am Geissweg (700 Meter westsüdwestlich von Untersäss Larein). In jener Gegend sind stellenweise auch geringere Moränenablagerungen vorhanden. Die Wälle bei Larein Obersäss stellen Sackungswälle dar.

Im Mittelprättigau liefert die linke Talseite mehrere stadiale Belege. Der nordwestlich der Alp Larein ins Haupttal absteigende Kamm wirkte als Eisscheide, sowohl zwischen Furner und Fideriser Gletscher, zeitweise auch zwischen Furner- und Landquart-Gletscher. Die gut ausgebildeten, zueinander parallel verlaufenden Wälle, die in der Kammzone um 1800 m Höhe einsetzen, stellen Mittelmoränen des Stadiums von Konstanz dar, was auch aus ihrer gesteinsmässigen Zusammensetzung hervorgeht. Während zwei der vier Moränen auf 1730 m Höhe auslaufen, steigen die beiden anderen noch weiter ab.

Nördlich des Lenzen-Bodens setzen schwache Moränenablagerungen um 1620 m ein; sie gruppieren sich nordöstlich von Särrä zu drei Schotterzügen, welche zwischen 1630 und 1590 m zunächst den Höhenlinien ent-

lang verlaufen und eine Abschmelzphase des Hurden-Stadiums dokumentieren.

Zwischen Särrä und Schlegel folgen um Punkt 1527 bereits die Belege des Stadiums von Feldkirch (= Weesen). Dort sind dem Weg entlang drei über 100 Meter lange bandartige Moränenablagerungen auszumachen, die den Weg in 1535, 1510 und 1500 m Höhe schneiden. Der mittlere dieser drei Schotterzüge ist der deutlichste; er ist etwa 150 Meter lang und fällt durch sein wallartiges Aussehen auf.

Weniger deutlich zeichnet sich auf der linken Talseite des mittleren Prättigaus das Stadium von Sargans ab. Der Haupttalgletscher mit seinem Eiszuschuss von den Fideriser Heubergen stiess über Bovis und Versals ins Jenazer Becken vor. Die flachwelligen Moränenreste der Hänge liefern nur unklare Hinweise auf einstige Randalagen des Eises. Indessen dürfte die etwa 150 Meter lange Moränenablagerung, die sich westsüdwestlich von Runggalätsch auf 1380–1370 m Höhe hinzieht, einen der Eisstände von Sargans bekunden. Weiter nordwestlich drang das Landquart-Eis noch immer ins Furner Tal ein, was z.B. die beachtliche Moränenterrasse von Rossboden, etwa 1 Kilometer südöstlich von Furna-Hinterberg (1330–1310 m) belegt.

Das nächste Glied der stadialen Abfolge besteht aus verschiedenen eiszeitlichen Belegen, die sich zu einer 2.2 Kilometer langen Eisrandlage mit einem Gefälle von nur etwa 10% zusammenfügen lassen. Der Eisrand setzt 1 Kilometer südsüdwestlich von Fideris im nördlichen Versals auf 1270 m Höhe mit einer eher spärlichen Moränenablagerung ein. Diese kann als 120 Meter lange Seitenmoräne auf 1280 m Höhe über Parmartsch und als Stauschotter weiter westwärts über Schlegel (1265 m), Charstlig (1260 m) bis in die Bergwiesen von Runggalätsch (1280–1260 m) verfolgt werden. Aufgrund der Vergleichsmöglichkeiten mit den stadialen Eisoberflächen der rechten Talseite entspricht die Randalage derjenigen

des Stadiums von Hinter Lunden. Noch weiter talauwärts können weitere Belege mit diesem Stadium in Verbindung gebracht werden, so die 250 Meter langen, wallartigen Moränenablagerungen von Waldegg (1260 m – Punkt 1249).

Westlich des Furner Baches setzt in Hasenlöcher unmittelbar am Weg (1250 m) bereits die stirnwärts bis auf 1160 m steil abfallende markante Ufermoräne ein. Etwas weiter östlich folgt gleich die erste Rückzugslage, ebenfalls ein mächtiger Wall, der auf gut 1200 m einsetzt und in Richtung Sitenwald auf 1150 m absteigt, wo einige grössere Blöcke ihre Herkunft aus dem hintersten Prättigau bezeugen (Figur 16).



Figur 16

Etwa 1 Kilometer südlich von Furna Mittelberg in Sitenwald: 250 Meter langer und steil abfallender Moränenwall (1185–1160 m), der dem Stadium von Hinter Lunden entspricht.

Etwa 600 Meter nordwestlich der Bahnhstation Furna zeichnet sich eine weitere Rückzugslage ab. Dort setzen unmittelbar über den Schwinböden zwischen 870–860 m Höhe Moränenablagerungen und eine lockere Erratikerzeile ein, die sich gegen Nordnordosten fortsetzen. 60 Meter südöstlich von Punkt 851 setzt rechts unter der Furner Strasse der stirnnahe, deutliche und bachtablenkende Wall ein, der bis zum Hangfuss absteigt.

Die beiden, am nördlichen Tobelausgang sich hinziehenden Schwinböden (850–845 m und 810–800 m) stellen randglaziäre Stauterrassen des ausgehenden Stadiums von Hinter Lunden dar. Die tiefere Terrasse entspricht höhenmäßig derjenigen, die auf der rechten Talseite, gegenüber der Bahnstation Furna, beobachtet werden kann. Schliesslich folgt die imposante Terrasse von Planfieb, die dasselbe Niveau aufweist wie diejenige von Jenaz–Feld.

800 Meter westnordwestlich von Jenaz setzen in Brach auf 900 Meter die stirnnahen, dem Hang angelagerten Moränenschotter einer späten Rückzugslage des Landquart-Gletschers ein. Über 250 Meter weisen diese ein schwaches Gefälle auf, dann fallen sie vom Schiessstand (920m) als markante Schüttungen steil gegen die obere Jenazer Strasse (760 m) ab. Das erratische Geschiebe ist gut vertreten.

Abgesehen von der Mittelmoräne der Gmeingütteregg sind alle übrigen Moränen sehr arm an Fremdgut und belegen ältere Stände des seitlich mündenden Furner Gletschers. Die zahllosen erratischen Blöcke wurden zur Hauptsache im Stadium von Sargans und im Stadium von Hinter Lunden vom später eintreffenden Eis des Lanquart-Gletschers abgesetzt.

Auch innerhalb des Furner Tales hat der Landquart-Gletscher seine Spuren hinterlassen, vor allem in Form markanter Moränenwälle, welche sich auf der rechten Tobelseite im Raum Valdavos zwischen Nütieja und dem Schwendiwald folgen und viel erratisches Geschiebe enthalten. In jener Gegend kann man indessen auch Erosionswälle beobachten.

3.5. Das Gebiet zwischen Furner Tobel und Valzeiner Tal

Auf der linken Talseite lassen sich am Nordhang der Wannenspitze, auf Aebi um 1800 m, eine weite Verflachung mit zwei Rinnen beobachten. Die Rinnen bildeten sich am linken Rande des Richtung Valzeina abfließ-

senden Eislappens. Die Höhe dürfte etwa derjenigen des Würm-Maximums entsprechen.

Auf dem Furner Berg zeichnet sich eine durch glaziale Überformung bedingte rundhöckerartige Landschaft ab. So findet man immer wieder Erratikerspuren des auf breiter Front in das Valzeiner Tal transfließenden Landquart-Gletschers. Indessen bestimmte der damals von Westen her ins Valzeiner Tal eindringende Rhein-Gletscher das Abfließen von Landquart- und Valzeiner-Eis gegen Nordwesten (R. Hantke 1980; S. 222).

Im Hurden-Stadium dürfte die Eisoberfläche auf der linken Talseite des mittleren Prättigaus, etwa 1 Kilometer südlich Furna-Hinterberg, die Alp Sattel erreicht haben. Entlang der über 500 Meter langen, wohl tektonisch bedingten Verebnung (1620–1580 m), kann man an mehreren Stellen Moränen-schotter beobachten. Am südöstlichen Rand der Alpweide von Sattel ist einige Meter über der zweitletzten Wegkurve durch den Wegbau die moränenbedeckte Terrasse (1580–1575 m) des Hurden-Stadiums angeschnitten. Die aufgeschlossenen, mehrere Meter mächtigen randglaziären Schotter enthalten viel Kristallin (Gneisse und Totalp-Serpentinite).

Weiter talauswärts treten die stadialen Schotter immer wieder vereinzelt in Erscheinung, so bei der quer zur Talachse absteigenden Rippe von Hauptji (1600 m), wo anlässlich des Baus eines Ferienhauses Schotterablagerungen und kleinere erratische Blöcke zu sehen waren. Der kaum spürbare Höhenverlust der Eisoberfläche im vorderen Prättigau dürfte auf die Stauwirkung der erwähnten, aus drei verschiedenen Richtungen zusammentreffenden Eismassen zurückzuführen sein.

Etwas weiter talauswärts zeichnet sich in Oberboden (2 Kilometer südwestlich Schiers, 1490–1450 m) eine Abschmelzlage ab, die durch Moränenreste und erratisches Geschiebe belegt wird.

Das ins Vorderprättigau eindringende Rhein-Eis scheint bis zum oberen Abschnitt der Luftseilbahn Danusa vorgestossen zu sein, was einige zurückgelassene Kalkbrekzien auf Suttersch Boden (1520 m) belegen. Diese Gesteinsart tritt in seltenen Exemplaren auch am Eingang der gegenüberliegenden Talseite auf, so nördlich von Matan (1340 m), wo sich das Gelände dem Eindringen des Rhein-Eises geöffnet hat.

Die an der Alpstrasse von Sattel in einer Kiesgrube um 1460 m aufgeschlossenen Schotter dürften dem Stadium von Weesen (= Feldkirch) entsprechen. Dies gilt ebenfalls für den lockeren Erratikerschwarm in der Gegend des Duchentobel (etwa 900 Meter nordnordwestlich der Kirche von Furna) und die Blöcke zwischen Spina und Ötli (1500–1450 m) und 300 Meter nördlich von Hauptji (1490–1450 m). Eine weitere Abschmelzlage des Landquart-Gletschers ist in Furna-Usserberg, nordöstlich des Duchentobel auszumachen, wo ein fast 100 Meter langer Moränenwall und erratisches Gestein die Gegend von Boden bei Punkt 1387 an der Strasse nach Südsüdosten begrenzen. Talauswärts, bei der Luftseilbahn, wurden die Wallreste von

Bündeln, die bei Punkt 1430 ein Riet hinterstauen und die Bachablenkung mitbestimmt haben, im Weesen- (= Feldkirch)-Stadium vom Landquart-Gletscher abgesetzt. Erratiker aus dem Hinterprättigau sind gut vertreten. Damals dürfte am Talausgang die Eisoberfläche der zusammentreffenden Gletscher bis gegen 1200 m abgeschmolzen sein (R. Hantke, 1980; S. 222).

Die nächsttieferen Stände, als der Rhein-Gletscher noch bis in die Gegend von Sargans gereicht haben dürfte, werden ebenfalls durch Erratiker und kleinere Moränenablagerungen belegt, die vor allem durch den gegen Schassein (am Südostende des Landquart-Berges) absteigenden Riegel abgefangen worden sind, so bei Platte (um 1310–1220 m) und um Schassein (von 1100 m über Punkt 938 bis 900 m hinunter). Diese Eisrandlagen dürften den Stauterrassen von Jarälla (an der Furner Strasse) und vom linken Ausgang des Valzeina-Tales (1000, 900 und 800 m) entsprechen. Unterhalb Cavadura (1,7 Kilometer südsüdwestlich von Grüschi, zwischen 1080 und 1040 m) zieht eine über der Strasse lockere, noch etwa 250 Meter lange Erratikerzeile hin.

C. Die Eisstände der rechtsseitigen Nebentalgletscher

I. Die Gletscherstände im Seitental von Seewis/Fanas

1. Der Taschinas-Gletscher

(Das Gebiet zwischen Seewis/Fanas und Canni)

Der im Stadium von Sargans wieder vorstossende Taschinas-Gletscher dürfte ungefähr zwischen Seewis und Fanas gemündet haben (R. Hantke, 1980; S. 223). Die sich dann einstellende Erwärmung bewirkte, dass die Schmelzwässer des Haupttal- und des Nebentaleises ihre Schotter und Sande in den durch das Landquart-Eis ge-

staute Randsee schütteten. Mit dem weiteren Abschmelzen des Eises im Haupttal sank auch das Niveau des Eisrand-Stausees und damit die Höhe der nächsten Terrassen, die sich von Faschnei (550 Meter nordwestlich Punkt 628 beim Bahnhof Grüschi) der ehemaligen Eisbarriere entlang bis gegen Pardisla hinziehen (760 und 740 m), während diejenige von Lumadun auf der linken Seite des Taschinas Baches weniger ausgedehnt ist (750m). In der Kiesgrube von Pardisla (200 Meter nordnordöstlich der

Kirche) sind über 30 Meter mächtige randglaziäre Schrägschichten aufgeschlossen, die gegen Südwesten einfallen (Figur 3).

In Hinter Lumadun bei Fanas (100 Meter nördlich Punkt 851) sind stirnnahe Schotterablagerungen des zweiten Sarganser Eisstandes anzutreffen. Etwas im Wald versteckt lösen sie sich von der Talflanke, um Richtung Tobel zur ehemaligen Zungenspitze des Taschinas-Gletschers abzusteigen. Der links vom Weg auf etwa 850 m einsetzende drumlinartige Schotterhügel und die die Ablagerungen begleitende Schmelzwasserrinne vervollständigen das Bild dieser spätglazialen Landschaft.

In einem etwas späteren, jedoch recht markanten Wiedervorstoß stiess der Taschinas-Gletscher nochmals bis in die Gegend von Valschinar (850 Meter nordnordöstlich der Kirche Grüschi) vor, wo ein über 150 Meter langes bewaldetes Wallstück einer gut ausgebildeten Stirnmoräne erhalten ist und den inneren Eisstand des Stadiums von Sargans belegt. Dieser markante Moränenwall zieht sich von Punkt 852 vorerst westwärts hin, um dann in zwei stark erodierten Ästen ins Tobel abzusteigen. Die Nordflanke der wallartigen Abfolge ist von etwa 800 m an mehr oder weniger aufgeschlossen und bietet Einblick in den über 25 Meter mächtigen Aufbau: stark lehmhaltiges, verkittetes Material von heterogener Zusammensetzung dominiert.

Das Stadium von Dalfazza (= Stadium von Chur des Rhein-Gletschers, Stadium von Hinter Lunden des Landquart-Gletschers). Auf der linken Talseite von Seewis/Fanas, 1,6 Kilometer nordwestlich der Kirche von Fanas, wird das Gletscherende durch mächtige, stirnnahe und wallartige Schotterschüttungen belegt. Sie setzen 150 Meter nördlich des Gehöftes, auf 920 m Höhe ein und ziehen sich über 250 Meter hin, um dann von 890 m an steil bis gegen 700 m ins Tobel abzusteigen. Die Tatsache lässt den Schluss zu, dass die höhere Tobelflanke im Churer

Stadium bereits herausmodelliert war. Der Eisvorstoß von Dalfazza verursachte die markante Bachablenkung, die man in jener Gegend feststellen kann.

Der Verlauf der linken Ufermoräne des Munt-Gletschers zeigt, dass dieser sich im Dalfazza-Stadium noch auf breiter Front mit dem Eis des Taschinas-Gletschers vereinigte. So wird auch verständlich, dass der drumlinartige Schotterhügel 100 Meter nordnordwestlich des Gehöftes (Punkt 880) einen überaus hohen kristallinen Anteil aufweist und somit aus dem Einzugsgebiet des Munttobels hieher gelangt sein muss. Noch im Spät-Würm drang der Landquart-Gletscher, wie zurückgelassene Silvretta-Gneisse belegen, in breiter Front bis nach Munt und gegen die Südostflanke des Vilan vor. In Ober Munt liegen die höchsten Erratiker um 1430 m bis 1390 m, was dem Konstanz (= Hurden)-Stadium entsprechen dürfte.

Im Stadium von Hinter Tersana (= Stadium von Fideris) reichte die Gletscherstirn bis zum Gehöft (Punkt 1243) hinauf. Eine über 150 Meter lange Ufermoräne zieht sich mit geringer Neigung bis zum Gebäude hin; von dort aus fällt sie steil gegen die ehemalige Zungenspitze ab (Figur 17). Diese stadiale Marke wird noch von Nachphasen begleitet, was durch eine zweite stirnnahe, jedoch nur kurze Moränenstaffel bekundet wird.

Nach dem Stadium von Hinter Tersana verloren die verschiedenen Eiszungen aus den Firngebieten von Luvaldina, der Schesaplana, des Tschingels, des Vilan und des Valsertales allmählich ihren aktiven Kontakt mit dem Taschinas-Eis.

Im Stadium von Hinter Tersana scheint der aus dem Gebiet des Alpnovawaldes kommende Luvaldina-Gletscher noch kräftig Eiszuschuss geliefert zu haben, was durch seine mächtigen Ufermoränen im Konfluenzgebiet belegt wird, welche etwa 200 Meter auseinander liegen. Diese Moränen sind überaus deutlich, blockreich und formfrisch ausgeprägt und zeigen dem ehemali-

gen rechten Eisrand entlang mehrere ineinander gestaffelte Phasen. Eine imposante Schmelzwasserrinne, die ihrerseits von zwei inneren Seitenmoränen abgelöst wird, vervollständigt die Belege. Man erreicht das Schmelzwassertälchen vom Alpweg aus durch die Entwässerungsrinne, welche 100 Meter hinter der «Gothilft-Hütte» folgt. Der linke Eisrand ist weniger deutlich ausgebildet. Etwa 200 Meter oberhalb des Fahrweges teilt sich die Moräne in zwei Staffeln: die äussere folgt dem Waldrand; auf ihr steht die nördlichste der drei Jagdhütten; die beiden andern liegen auf der inneren Moränenstaffel.

Die blockreichen Wälle des rechten Gletscherrandes lassen sich bis in die Gegend einer Blockgletscherfront nördlich Gross Ried verfolgen; dort sind drei Moränenansätze auszumachen: um 1445 m, 1450 m

und 1470 m. Die entsprechenden Moränen des linken Gletscherrandes setzen spürbar höher ein, diejenige des ersten Eistandes auf 1525 m, der zweite Ansatz liegt auf 1550 m, auf der Karte 1156 im Buchstaben A des Wortes «Alpnovawald».

Auf der Karte fällt auf, dass südlich von Cani dem Alpweg entlang markante Bachablenkungen zustande gekommen sind. Dabei lässt sich im Gelände beobachten, dass die Rinsale den ursprünglichen Schmelzwasserrinnen folgen, welche die Moränen des Luvadina-Gletschers begleiten. Auf dem Tobelgrund muss also bereits beim Ein treffen des seitlichen Eises ein Eiskörper vorhanden gewesen sein, der im vorausgehenden Interstadial dort stagnierte, um dann in der nächsten Klimaverschlechterung wieder rasch aktiv zu werden. Das damalige Gletscherbett dürfte bis über den



Figur 17

3.2 Kilometer nordnordwestlich von Fanas in Hinter Tersana. Die stirnnahe linke Seitenmoräne des Taschinas-Gletschers von Südsüdosten gesehen. Nach dem linken Bildrand fällt der Wall steil ab und bekundet damit das nahe Gletscherende des Stadiums von Hinter Tersana (= Stadium von Fideris).

heutigen Weg auf etwa 1300 m hinauf gereicht haben, wo die Bachablenkungen einsetzen. Im eher unübersichtlichen Gelände kann man im Bereich der seitlich einmündenden Moränen des Luvodina-Eises auch abgescherte Gesteins- und Schotterpakete ausmachen, was auf unterschiedliche Schubspannungen zwischen der Aussen- und Innenseite der in die neue Richtung absteigenden Moränen zurückzuführen ist. Aus dem Gebiet von Luvodina glitten einzelne Eiszungen auch direkt in östlicher Richtung durch das Gebiet des Brünneliwaldes ins Tobel hinein. Das aus dem Falknisgebiet stammende Eis vermochte zu jener Zeit die Konfluenz von Cani nicht mehr zu erreichen. Die nach dem Stadium von Hinter Tersana (= Fideris) einsetzende Wärmeschwankung befreite das Tobel bis nach Cani vom Eis.

2. Der gegen Osten fliessende Vilan-Gletscher

Das vom Vilan gegen Osten abfliessende Eis vermochte im Stadium von Hinter Tersana den Taschinas-Gletscher noch zu erreichen. In der anschliessenden Warmphase machte es sich selbstständig und stirnte im Gschnitz-Stadium in Sadrein (= Stadium von Sadrein). Das Ende der Gletscherzunge lag in 1580 m Höhe. Der Canällabach hat seither beide stirnnahen, stark lehmhaltigen und gekritzten Geschiebe enthaltenden Ufermoränen anerodiert (1680–1780 m).

Im Egesen-Stadium erfasste die Vereisung nur noch den Ochsenberg.

3. Das Sanalada-Eis

Das hinter Cani im Stadium von Hinter Tersana (= Stadium von Fideris) über die steilen Flanken von Sanalada absteigende

Eis vermochte bis in den Talboden vorzu-stossen, was durch die bedeutenden Mittelmoränenwälle dieser Gegend belegt wird. Der Falknis-Gletscher war damals nicht mehr in der Lage, sein Eis bis zur Konfluenz von Cani voranzutreiben; talaus-wärts fehlen abgelenkte Moränenablage-rungen des Sanalada-Eises.

Im Gschnitz-Stadium (= Stadium von Klo-sters) reichte das Sanalada-Eis nur bis ar-den Bergfuss, wo sich um 1340 m Höhe deut-liche Moränenbögen abzeichnen. Im näch-sten Spätwürm-Stadium (Daun-Stadium) stiessen die Eiszungen durch die steiler Rinnen bis an die Ausgänge vor, wo sie um 1400 m Höhe stirnten. Im Egesen-Stadium schliesslich hingen die einzelnen Zunger noch über den Steilabfall und drangen bis weit in die Rinnen ein. Ihr Zungenende dürfte um 1500 m gelegen haben; ihre Mo-ränenansätze können unmittelbar über dem von Ijes nach Schesaplana führenden Hö-henweg auf etwa 1820 m Höhe beobachtet werden. Nur einige Meter höher ist bereits der untere Rand der letzteiszeitlichen Schot-terschüttungen auszumachen. Diese entspre-chen den Eiszungen des dritten Egesen-Vorstosses.

4. Der Falknis-Gletscher

In das vom Falknis (2562 m), vom Naaf-kopf (2570 m) und vom Gleggihorn (2450 m) gegen Cani abfallende Relief war ein aus-gedehntes Eissystem eingelagert. Zum Falknis-Gletscher gehört der vom Falknis gegen Ostsüdosten absteigende Eisstrom, der bis zur Konfluenz von Cani reicht. Der 350 Meter hinter der Brücke von Cani sich durch stirnnahe Moränenabla-gerungen abzeichnende Rückzugshalt dürf-te noch dem ausgehenden Stadium von Dalfazza (= Stadium von Lunden) entspre-chen; es wird durch glaziäre Schotter-terrassen und hinterstaute Tümpel vervoll-ständigt.

Das Stadium von Hinter Cani

Der im Stadium von Hinter Tersana (=Stadium von Fideris) wiedervorstossende Falknis-Gletscher erreichte nur noch das Gebiet von Hinter Cani. Der Alpnovabach musste sich der neuen Situation anpassen, was sich in der bei Punkt 1397 zustandegekommene Bachablenkung äussert; zwischen der Stirn des Falknis-Eises und der rechten Seitenmoräne einer von der Alpnova absteigenden Eiszunge fand das Wasser durch einen rinnenartigen Abfluss den Weg zum Caneibach (im Maienfelder Sprachbereich wird die Ortsbezeichnung Cani als Ganei ausgesprochen und geschrieben). Der Stirnansatz der rechten Talseite liegt zuoberst auf der Wätterweid, wo in 1505 m Höhe die mächtige, über 100 Meter lange und wallartige Seitenmoräne plötzlich steil zur Stirn abzufallen beginnt und von einer markanten Schmelzwasserrinne begleitet wird. Auch die Spuren einer Nachphase sind deutlich belegt. Von der erwähnten Stelle zieht sich taleinwärts die den ehemaligen Gletscherrand begleitende Schmelzwasserrinne hin; später geht sie in eine schwach geneigte, breite Schotterterrasse über. Den linken Stirnansatz findet man unmittelbar östlich der Mattenböden, auf 1490 m Höhe. Die Mattenböden selber, über die der Wanderweg nach Stürfis führt, stellen eine Moränenterrasse des abtauenden Stadiums von Hinter-Cani dar. Bereits 200 Meter oberhalb der Alpnovabachmündung zeichnet sich eine Rückzugslage ab; nur 100 Meter weiter hinten, wo der Wanderweg zur Furt abzweigt, folgt eine weitere, deutlichere Abtaulage. Diese wird auf beiden Talseiten durch auffallende stirnnahe Moränenschüttungen bekundet.

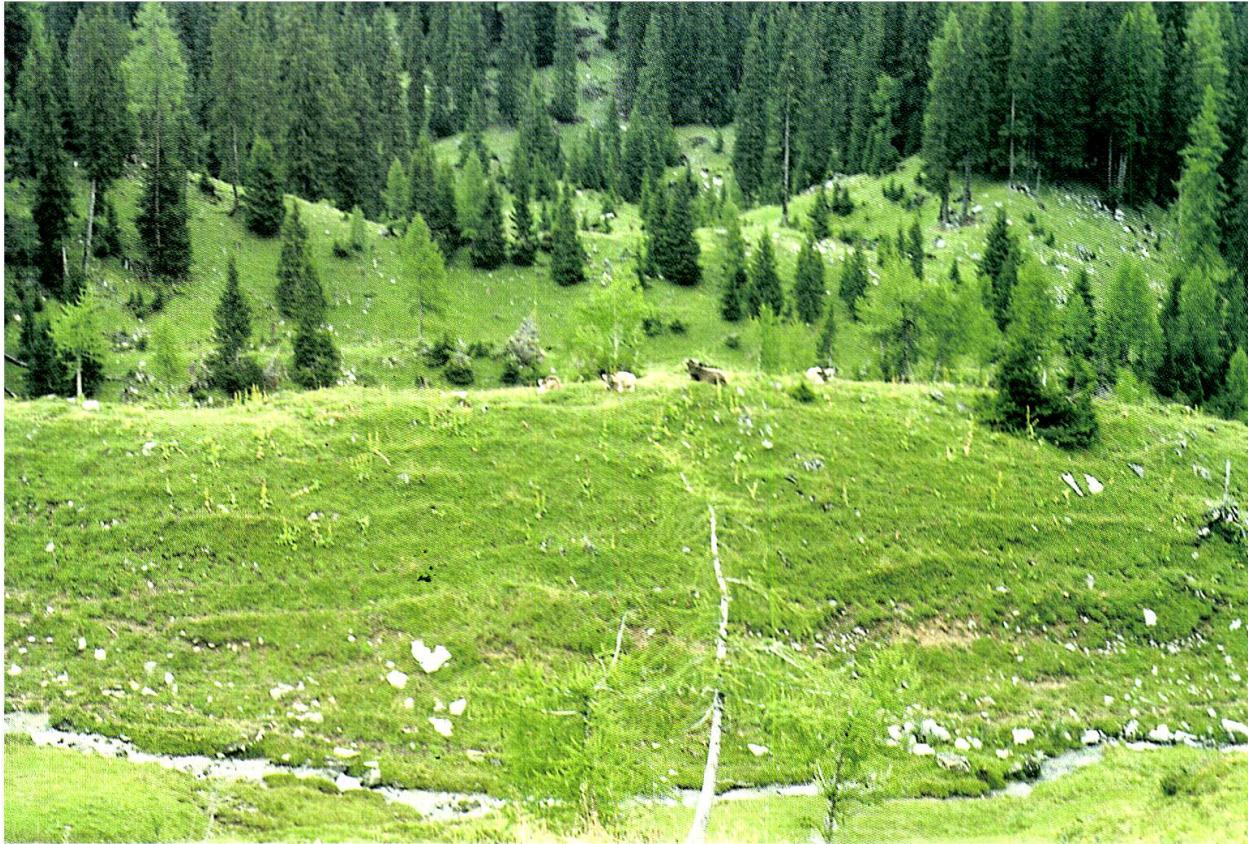
Im Stadium von Hinter Cani (= Hinter Tersana) erreichten noch weitere Eiszungen den von der Wätterweid nach Cani sich hinziehenden Talboden. Der vom Vilan (2376 m) gegen Nordosten abfliessende Gletscher stiess nicht mehr auf breiter Front gegen den Talboden vor wie früher, sondern nur noch

in zwei schmalen, durch Seitenmoränen belegten Eiszungen, die geländebedingt in entgegengesetzten Richtungen abströmten. Während die westlichere Zunge sich zuhinterst in der Wätterweid mit dem vom Falknis absteigenden Eis vereinigte, wurde der östliche Arm, welcher der vom Alpnovabach vorgezeichneten Abflussrinne folgte, von diesem Falknis-Eis noch «angefahren». In diese Zeit dürften auch die Moränen-Ablagerungen des Alpnova-Eises fallen, die man in Cani unmittelbar nach der Abzweigung des Wanderweges nach Stürfis antrifft.

Das hinter den Mattenböden und der Wätterweid sich fortsetzende Ganeital trägt auf einer längeren Strecke den Stempel in der Spätwürmzeit linksseitig vorstossender Gletscherzungen. Dadurch wurde der Bach ganz auf die rechte Talseite abgedrängt. Das Wasser zwängt sich durch einen engen, schluchtartigen Talgrund, der erst etwa 1200 Meter weiter talaufwärts wieder von einer flachen, begrasten Talerweiterung abgelöst wird. Im anerodierten Hang des eingetieften Baches treten da und dort Moränenschotter, dann wieder fluvioglaziale Ablagerungen und lehmige Grundmoräne in Erscheinung.

Im Grossraum, der sich von Wurzenwald gegen Westen hinzieht, lassen sich entlang der orographisch linken Bergflanken folgende steilgestellte, mehr oder weniger muldenförmige Geländekammern unterscheiden, die im Spätglazial noch von Eis erfüllt waren:

die weitausholende Mulde von Stürfis, die seinerzeit dem Ijes-Gletscher den Weg wies und durch die markante, vom Alpgebäude von Egg absteigende Geländekante ihre westliche Begrenzung findet; dann die sich von den westlichen Krüzplatten bis zur Talsohle bei Sage absenkenden Hänge, wo sich in spätglazialer Zeit noch ein eigenständiger Eislappen zu bilden vermochte; gefolgt vom schmalen, tiefen Taleinschnitt des aus dem Fläscher Tal stammenden Walenbaches und vom weit ausholenden Gebiet der Fläscher Alp (Alp Sarina). Den Abschluss



Figur 18

Etwa 1 Kilometer südöstlich der Fläscher Alpgebäude (Alp Sarina). Blick nordwärts: Die in mehreren Phasen aufgebauten Moränenwälle des Falknis-Gletschers (= Stadium von Klosters, Gschnitz-Stadium; etwa 14500 Jahre vor heute).

bildet das Gebiet, das sich vom Gleggkamm aus Richtung Fläscher Alp erstreckt. Auffallend schöne Moränenwälle, die sich in den Wäldern sehr diskret in das Landschaftsbild einfügen, prägen den umschriebenen Grossraum.

Die westlichere, aus dem Fläscher Tal über Talegg – Messhalden und der östlichen Fläscher Alp vorrückende Eiszung war viel mächtiger und legte eine entsprechend längere Strecke zurück. Unmittelbar östlich der Gebäude der Fläscher Alp (1800 m) ist der erste Seitenmoränenansatz zu erkennen. Die wallartige Moränenablagerung steigt in Ostsüdost-Richtung ab; bereits nach 200 Meter vereinigt sie sich mit einem gewaltigen Wall. Dieser setzt etwa 200 Meter nordnordöstlich der Alpgebäude unmittelbar am Weg (1820 m) als flachere glaziale Ablagerung ein und tritt bald als deutlicher Wall in Erscheinung. Das Eis des ersten gschnitzstadialen Vorstosses füllte den Talboden vollends auf und erhob sich am Gegenhang, wo es sich auf einer Länge von

300 Meter von 1725 auf 1700 m absenkte: dann fiel es über eine Distanz von nur 200 Meter steil zum Talboden ab. Die Stirn dieses ersten Vorstosses dürfte 200 Meter nordöstlich von Punkt 1631 gelegen haben. Auch die Nachphasen haben dem rechten stirnnahen Gletscherrand entlang deutliche Schotterwälle hinterlassen. Mit diesem Moränensystem fallen deutliche Schmelzwasserrinnen und eigenartige Bachablenkungen auf (Figur 18). Die Schneegrenzberechnung zum äussersten Stand ergibt eine Höhe von 1840 m.

Etwa 350 Meter nordöstlich der Fläscher Alpgebäude ist unterhalb des Alweges im lichten Wald ein markanter Moränenwall zu erkennen, welcher der Stirn des zweiten daunstadialen Gletschervorstosses entsprechen dürfte. Die zugehörende Seitenmoräne setzt auf der Karte 1156 im T des Wortes «Talegg» (1910 m) ein und quert zuerst den Wanderweg, etwas weiter unten auch die Alpstrasse. Dem eben erwähnten Stirnwall ist noch eine schwach ausgebil-

dete Moränenablagerung vorgelagert, die dem ersten Daun-Stadium entsprechen dürfte (Daun-Stadium = Messhalden-Stand des Falknis-Gletschers).

Weiter östlich folgen die spätglazialen Rückzugsstände des Walenbach-Tälchens. Dieses Tälchen, das östlich des «Unterst Sees» die etwas unauffällige, aber natürliche Fortsetzung des Fläscher Tales darstellt, biegt dann gleich nach Süden ab und senkt sich als markant eingeschnittenes Seitentalchen steil gegen den Ganeibach ab.

Der untere Walenbach-Stand (= Stadium von Klosters, Gschnitz-Stadium): Die durch das Walenbach-Tälchen vorrückende Eiszunge dürfte an der Bildung der mächtigen Wallmoräne mitbeteiligt gewesen sein, die 160 Meter nordnordöstlich der Wegabzweigung nach Ijes um 1830 m Höhe unscheinbar einsetzt und sich dann – in Begleitung des alten Wanderweges – vorerst etwa 100 Meter westlich des Walenbaches als mächtiger Wall in Südostrichtung absenkt. Die Stirn liegt etwa 50 Meter unterhalb der untersten Walenbach-Brücke, auf 1660 m Höhe. In einer Nachphase erreichte das Eis noch knapp die Gegend der Brücke. Der linke Moränenansatz ist nicht so leicht auszumachen; er dürfte um 1840 m Höhe liegen.

Dann folgt der obere Walenbach-Stand (= Daun-Stadium, Stand von Nufenen). Die linke Seitenmoräne setzt östlich des Baches auf 1880 m ein und bildet vorerst einen markanten Wall, der sich gut 50 Meter nördlich der unteren Walenbach-Brücke steil abfallend der Stirn nähert, wo er sich um 1760 m verliert. Die rechte Seitenmoräne ist nicht so deutlich auszumachen. Sie dürfte unmittelbar nach dem See-Ende als wallartige Schotterablagerung einsetzen, die sich ebenfalls dem Punkt 1736 und der unteren Brücke nähert, wo im Bachbett eine markante Anhäufung gröserer und kleinerer Blöcke einsetzt. Diese dürften in der zweiten Daun-Phase an der Stirn des wie-

dervorstossenden Eises abgesetzt worden sein. Auch die in den ersten sechziger Jahren in der Nähe der oberen Brücke anlässlich des Strassenbaus nach Ijes ausgebeuteten glazifluvialen Schotter und Sande sind wohl als Belege des sich am Ende des Daun-Stadiums zurückziehenden östlichen Falknis-Eises zu deuten. Für die klimatische Schneegrenze des Daun-Stadiums in dieser südexponierten Lage darf mit einer Höhe von gut 1900 m gerechnet werden.

Die zwischen dem Ausgang des Fläscher Tales und dem Sattel von Talegg sich erhebende Kuppe (Punkt 1929,8) teilte das vorrückende Eis in zwei diffluerende Zungen. Die eine rückte gegen Osten durch die Talung vor, während die andere Zunge über den Transfluenzsattel von Talegg (Punkt 1899) in Südrichtung abfloss und bereits vor dem Unterst See wall- und hügelartige Schotterschüttungen hinterliess. Im Daun-Stadium war diese transfluerende Eiszunge nur wenige Dutzend Meter breit, was durch die nicht weit auseinanderliegenden Seitenmoränen bekundet wird. Der Ansatz der inneren linksufrigen Moräne zeichnet sich beim Unterst See unmittelbar am Nordwestufer auf 1900 m Höhe ab. Die äussere rechtsufrige und wallartige Transfluenz-Moräne setzt 100 Meter westlich des Unterst Sees auf 1900 m ein und kann im Walde östlich der Fläscher Alp bis zu ihrer Stirn auf 1740 m verfolgt werden.

Bei Talegg zeichnet sich noch ein zweiter Gletscherstand ab, der ebenfalls durch eine Moräne des transfluerenden Eises belegt ist.

Im Egesen-Maximalstand erreichte das Eis des Falknis-, des Augstenberg- und des Gleggihorn-Gletschers noch die zwischen Obersäss und Mittler See gelegene Gegend, wo die bekannte Aufstiegsroute zum Falknis um diese Ablagerungen kleine Bogen beschreibt. Der von der Südostflanke des Falknis und von den seitlichen Eiszuschüssen herbeittransportierte Schutt bildeten einen einzigen, aber gegliederten Wall von

1,1 Kilometer Länge. Die linke Seitenmoräne setzt schon 200 Meter nordwestlich des Oberst Sees auf 2120 m Höhe ein und setzt sich östlich desselben als ausgeprägte Wallablagerungen fort. Es fällt auf, dass das von der linken Talflanke zwischen dem Oberst See und dem Obersäss zufließende Eis in der Lage war, die Moräne des Falknis-Eises bis zum Bergfuss zu verdrängen.

Die von der Tüf Furgga absteigende Gletscherzunge floss mit einem Teil ihres Eises 200 Meter nordwestlich von Punkt 2012 über die dortige Einsattlung, was eine lockere Blockzeile bekundet; der rechte Teil der Eiszunge verliess die vom Seelein erfüllte Mulde in Nordostrichtung und vereinigte sich dort mit dem seitlich absteigenden Eis.

Die Gletscherzungen, die auf den weiter talauswärts folgenden rechtsseitigen Hängen vorrückten, vermochten ihre Schotter in der ersten Egesenzeit nur noch bis in den Talboden zu transportieren. Dabei kam es in der ausgesprochenen Schattenlage der rechten Talseite – entlang einer aus einzelnen Stirnlagen zusammengesetzten Eisfront – zur Schüttung eindrücklicher Gesteinswälle, wo die Nachphasen des ersten Egesenvorstosses festgestellt werden können.

Der erste Klimarückschlag der Egesenzeit liess auf der linken Talseite auch vom Hinter Grauspitz (2574 m) über das Schafälpli eine bedeutende Eiszunge bis auf den Talboden vorstossen. Von dort aus rückte sie noch etwa 200 Meter weiter talauswärts vor und lagerte in kurzen Abständen ihre beiden Endmoränen ab, die den Mittler See abdämmen. Es wäre möglich, dass sich das am Bergfuss fächerförmig ausbreitende Schafälpli-Eis vom später eintreffenden Tüf-Furgga-Augstenberg-Eis überfahren wurde, so dass es zum Abtransport der darauf liegenden Moränenschotter kam. Dann würden sie die letzten Ablagerungen darstellen, die man heute noch unmittelbar am Ostufer des Mittler Sees vorfindet. Das damals immer noch gut 50 Meter weiter ins

Tal hinaus fliessende Schafälpli-Eis transportierte auch die ihm von der Augstenberg-Gletscherstirn überlassene Fracht weiter talauswärts.

Das zweite Egesen-Stadium kommt landschaftlich deutlich zum Ausdruck mit den auf 2130 m Höhe einsetzenden Ablagerungen und als lehmreiche, steil zum Oberst See abfallende Stirnhalde. Die dazugehörenden Schotter sind in einer tief eingeschnittenen Rinne aufgeschlossen. Die Falknisroute führt auf 2120 m Höhe unmittelbar am linken Moränenansatz vorbei.

Auf den beiden Talseiten sind die Stirnablagerungen des zweiten Egesenvorstosses nicht weit über dem Talboden zu erkennen. Auf der linken Talseite bestehen trotz der vorhandenen Schuttinvasion eindeutige Hinweise auf dieses zweite Egesen-Stadium. Für die auf der rechten Talflanke damals vorrückenden Gletscherzungen können drei Belege gefunden werden.

Von den letzteiszeitlichen Klimarückschlägen, die den dritten Egesen-Vorstoß bewirkten, sind unterhalb des Fläscher Fürggli, auf 2140–2130 m, die entsprechenden Belege als Moränenablagerungen auszumachen; sie sind als seitliche Zuschüsse des eigentlichen Falknis-Gletschers zu deuten.

Auch anderweitige Endmoränenablagerungen lassen erkennen, dass die höheren Flanken des Fläscher Tales in der ausgehenden Eiszeit noch ein letztes Mal vereist waren. Auf dem nordexponierten Hang südlich des Obersäss lassen sich kleine Stirnwälle in 2050 m und 2015 m Höhe feststellen; auf der Sonnenseite südöstlich Hochwang (zwischen Falknis, 2562 m, und Vorder Grauspitz) liegen die entsprechenden Stirnlagen schon auf 2160 m und 2180 m. Die auf der südöstlichen Seite des Falknis festzustellenden Ablagerungen sind zu wenig deutlich, um als Belege verwendet werden zu können.

Das vom Gleggihorn (2450 m) gegen Nordosten vorstossende Eis dürfte seine linke Seitenmoräne von 2170 m Höhe an abge-

setzt haben, die rechte Moräne um 2100 m. Am weiter westlich gelegenen Augstenberg sind die Moränenspuren sehr spärlich; das östlich vom Gleggghorn absteigende Eis hat deutlichere Ränder hinterlassen, von denen der linke schon auf 2190 m Höhe einsetzt, der andere, scheinbar etwas verschüttete Schotterrand, erst auf 2100 m.

5. Die Landschaft des Ijes-Gletschers

(Die Hangmulde von Stürfis und das Ijes Tal)

Die weitausholende Mulde von Stürfis, welche dem Ijes-Gletscher den Weg talwärts wies, findet bei der vom Alpgebäude Egg absteigenden Geländekante ihre westliche Begrenzung. Trotzdem ist es schwierig, den Eisrand der einen Seite der Mulde von Stürfis mit jenem der andern zu verbinden. Fluviale Schotter und Sturzgut liegen über ein weites Gebiet verteilt und überdecken die spätglaziale Landschaft.

5.1. Das Stadium von Hinter-Lumadun/Valschinar (= Stadium von Sargans)

In diesem Stadium scheint der Ijes-Gletscher noch keine deutlichen Spuren hinterlassen zu haben. Erst unterhalb der Vereinigung des seitlich absteigenden Ijes-Eises mit dem Falknis-Gletscher kann eine randliche Abschmelzlage ausgemacht werden. Nur 150 Meter östlich-nordöstlich des obersten Stalles der Alp Stürfis setzt unmittelbar unter dem Fussweg ein etwa 200 Meter langer und horizontal verlaufender Schotterrand ein, der in diesem sonst abfallenden Gelände als bemerkenswerte Verflachung in Erscheinung tritt. Einige Gesteinsblöcke und ein im Frühling jeweils hinterstaute Tümpel begleiten den einstigen Eisrand. Wenn man den auffallend horizontalen Verlauf des einstigen Gletscherrandes in Betracht zieht, so drängt sich der Schluss auf, dass die betreffende Geländestelle noch weit von der einstigen Eisstirn entfernt ist.

5.2. Das Stadium von Dalfazza hinter Fanas (= Stadium von Hinter Lunden des Landquart-Gletschers = Stadium von Chur des Rhein-Gletschers)

Nordöstlich von Stürfis zeichnet sich um 1600 m ein deutlicher, etwa 300 Meter langer Eisrand ab, welcher Moränenablagerungen, Erratikerzeilen sowie hinterstaute Tümpel und Spuren der ehemaligen Schmelzwasserrinne umfasst. Die einstige Gletscheroberfläche des sich in dieser Gegend vereinigenden Falknis- und Ijes-Eises verläuft sozusagen horizontal der 1600-m-Höhenlinie entlang, was auf einen gut 600 Meter breiten Eisstrom des Falknis-Gletschers schliessen lässt, der aus der Gegend Stürfis-Äbi ostwärts in Richtung Cani abgeflossen sein muss, von wo aus er – durch weitere Eiszuschüsse gestärkt – in der Lage war, die weite Strecke bis nach Dalfazza zurückzulegen.

Die den linken Ijes-Eisrand begleitenden Schotterablagerungen bilden ein Mündungsknie, welches sich talauswärts und noch etwas bergwärts als formfrische, schwach wallförmige Seitenmoräne zu erkennen gibt. Auf 1615 m setzt – nur 130 Meter nordöstlich des Alpstalles von Stürfis – unter der S-förmigen Wegschleife eine markante Ablagerung von grossen Felsblöcken und Schottergut ein, die sich dann nur noch als undeutliche Moräne über 100 Meter bis zur ehemaligen Konfluenz hinzieht.

5.3. Das Stadium von Hinter Cani des Falknis-Eises (= Stadium von Fideris des Landquart-Gletschers)

Wahrscheinlich ist es an der Konfluenz zu einer Überschiebung des Ijes-Gletschers über das im Verlaufe der Kaltphase sich wieder in Bewegung setzende Toteis des Falknis-Gletschers gekommen, was durch die stark talauswärts gerichteten Moränenzüge angedeutet wird. Ihrer zwei setzen unterhalb Stürfis am Hangfuss auf 1540 m ein; die östlichste, etwa dem Waldrand sich entlang ziehende Schotterablagerung be-

ginnt 10 Meter tiefer. Die teils markanten Schotterzüge steigen bis auf etwa 1480 m ab und bekunden die seitlich vorstossende Eiszung des Ijes-Gletschers.

Auf dem Wanderweg von den Mattenböden durch den Wald ist der mächtige Moränenwall nicht zu übersehen, der unmittelbar nach dem Wurzenwald gegen Südosten zum Ganeibach abfällt. Dieser bildet die linke Seitenmoräne des erwähnten Eislappens, der etwa 200 Meter breit gewesen sein dürfte und noch durch die weiteren Moränenzüge bekundet wird, welche zur Stirn abbiegen und den Ganeibach nach Süden abgedrängt haben. Die Schotter der Zungenspitze sind zum Teil bereits seiner Erosion anheim gefallen. Die westliche Begrenzung der Eiszung ist durch den Bach gegeben, welcher das im künstlich gestauten Seelein sich ansammelnde Wasser dem Ganeibach zuführt. Jenseits dieses Gewässers folgt ein Bereich, der die übliche Formfrische vermissen lässt, was wahrscheinlich auf Räumungsarbeiten der Siedler und ihrer Nachfolger zurückzuführen ist, was ein Weideland und eine durch Trockenmauer eingezäunte Wiese andeuten. Die dazu benötigte Gesteinsmenge muss in der näheren und weiteren Umgebung gesammelt worden sein.

5.4. Das Stadium von Stürfis

(= *Stadium von Klosters des Landquart-Gletschers = Gschnitz-Stadium im Inngebiet*)
Der im Ijes-Tal in dieser Kaltphase stark anwachsende Gletscher hing südlich der Balmen über die Steilstufe bis in die Hangmulde von Stürfis herab, vereinigte sich dort mit dem aus dem Engitobel vorstossenden Eis und stiess auf breiter Front bis in die Talsohle vor.

5.4.1. Der erste Eisstand von Stürfis

Auf der Ostseite der Hangmulde von Stürfis zeichnet sich der linke Moränenansatz in einer Waldschneise, 250 Meter nordwestlich des Alpgebäudes, deutlich ab (1660 m). Von dort folgt die gutausgebildete linke Seiten-

moräne des Ijes-Gletschers etwa 300 Meter dem östlichen Muldenrand als grasbewachsener und gewölbter Geländestreifen gegen Nordosten bis 1570 m absteigend, wo 150 Meter ostsüdöstlich des Alpstafels der Viehweg Richtung Wurzenwald abbiegt. Das Ende dieses Moränenzuges ist nicht klar auszumachen. Wegen der Steilheit des Geländes dürften dort ausapernde Schotterpakete etwas verrutscht sein; bereits am Hangfuss setzen nur 50 Meter entfernt auf 1530 m und etwas weiter westlich auf 1540 m erneut Ablagerungen ein.

Auf der Nordwestseite der Hangmulde von Stürfis zeichnet sich um 1680 m, 300 Meter nordnordwestlich der Alpgebäude von Egg, ein deutlich ausgebildeter Moränenwall ab, den der Ijes-Gletscher an die Hangflanke angelagert hat. Diese rechtsseitige Ufermoräne verläuft zunächst über 100 Meter horizontal und verliert dann rasch an Mächtigkeit. Weiter unten lag die westliche Eisscheide zunächst bei der Alp Egg, von wo (1670 m) aus eine recht markante und grasbedeckte Schotterablagerung – den gewaltigen Mittelmoränenschüttungen früherer Vorstösse folgend – bis gegen den alten Wanderweg absteigt und auf 1540 m als bogenförmiger Stirnwall in Erscheinung tritt.

Der dem Gschnitzmaximum entsprechende Stirnbereich des Ijes-Gletschers bedeckt eine grosse Fläche, die heute von zwei Bächen begrenzt wird. Während die westliche Begrenzung durch die Bachmündung 300 Meter östlich Säge gegeben ist, stellt auf der Ostseite ein den Waldrand begleitendes und den Wanderweg querendes Bächlein die Grenze des stirnnahen Bereiches dar.

5.4.2. Der zweite Eisstand von Stürfis

Die gschnitzstadialen Ablagerungen eines zweiten Wiedervorstosses lassen sich bereits 250 Meter südöstlich der Alpsennerei erkennen. Die Belege des linken Eisrandes setzen im Osten der Mulde von Stürfis, nur 150 Meter nordöstlich der Alpsennerei auf 1600 m ein. Die Ablagerungen sind zunächst

nur spärlich vertreten; dann gehen die Schotter in eine stattliche Moräne über, die weiter gegen Südosten bis zur ehemaligen Stirn auf 1510 m abfällt und eine Gesamtlänge von 280 Meter aufweist. Der Wanderpfad Cani–Stürfis überwindet den Moränenhang mit einer gegen Westen ausholenden Schleife und führt dann am Gedenkstein vorbei, der an die ehemalige Walsersiedlung von Stürfis erinnert.

Der westliche Rand des ehemaligen Ijes-Eislappens zeigt ein ähnliches Aussehen. Die Ablagerungen setzen bei der Alp Egg unterhalb des Weges, wenig südöstlich der Gebäude, auf 1640 m Höhe kaum sichtbar ein und ziehen sich – dem Mittelmoränenkomplex von Egg angelagert – gegen Süd-

osten. Bis zum alten Wanderweg hinunter (1560 m) entfalten sich die Schotter zu einer deutlichen Seitenmoräne. Dann verlieren sie rasch an Volumen und enden um 1550 m. Die Stirnablagerungen fehlen hier allerdings ebenso wie auf der östlichen Zungenseite. Auf der Ostseite der Mulde von Stürfis folgen in kurzem Abstand hinter den Schottern des zweiten Vorstosses weitere, aber nur geringe Ablagerungen, wohl solche einer Nachphase. Auf der Westseite des Wanderpades steht auf einem kleinen Moränenhügel der bereits erwähnte Gedenkstein. Auf diesem Hügel soll das Kirchlein gestanden haben, von dem heute noch Mauerreste vorhanden sind. Auf den terrassenartig abgesetzten Schottern auf der



Figur 19

Rechts hinter dem untersten Alpgebäude von Stürfis erkennt man zwei Moränenhügel. Diese wurden vor etwa 14 500 Jahren vom Ijes-Gletscher in einer Nachphase des Stadiums von Klosters (= Gschnitz-Stadium) abgesetzt. Auf dem unteren kleinen Wall erinnert ein Gedenkstein mit den Jahrzahlen 1333 bis 1633 an die ehemalige Walsersiedlung Stürfis. Auf diesem Hügel soll das Kirchlein gestanden haben.

östlichen Seite des Wanderpfades lag der Friedhof, die «Legi», die nur während Pestzeiten benutzt wurde (Figur 19).

Auf den zweiten Eisvorstoss von Stürfis folgten mehrere Abschmelzphasen. Dann schob sich der Ijes-Gletscher, wie absteigende Moränenschotter belegen, nochmals etwas vor. Die Zunge endete auf 1550 m, unmittelbar unterhalb des heutigen Weihers. Die zu diesen Bewegungen des Ijes-Eises gehörenden Schotterschüttungen setzen, kaum sichtbar, nördlich der Alpgebäude von Stürfis ein und zeichnen sich mit ihren linken eisrandlichen Ablagerungen sehr deutlich ab.

5.5. Die Kleinlandschaft nordwestlich der Alpgebäude von Egg

Das von den Krüzplatten und Guggernell im ersten Gletschervorstoss von Stürfis abgestiegene Eis dürfte sich noch mit jenem des Ijes-Gletschers vereinigt haben. In der zweiten Kaltphase von Stürfis schob sich das Krüzplatten-Eis nochmals bis an den Hangfuss vor, was durch die deutlichen Block- und Schotterschüttungen bekundet wird, die damals in einem weiten Stirnbogen um Punkt 1721,250 Meter nordwestlich der Alpgebäude von Egg, abgelagert wurden. Noch heute sammelt sich im zugehörigen Zungenbecken jeden Spätfrühling das Schmelzwasser zu einem Seelein an. Der diesem Eisstand entsprechende rechtsseitige Moränenansatz dürfte dem markanten, auf 1830 m deutlich einsetzenden Schuttwall entsprechen.

Unmittelbar hinter der beschriebenen Stirnlage folgt eine eindrückliche und formfrische Moränenfront, welche wohl einer Rückzugsphase des zweiten Eisstandes von Stürfis entsprechen dürfte. Der dazugehörige Moränenansatz ist wegen dem vielen Sturzgestein nicht einwandfrei auszumachen; er dürfte sich um 1880 m befinden, was einer klimatischen Schneegrenze von höchstens 1900 m entspricht. Am Ende des Stadiums von Stürfis schmolz der Firn unter den

Kruzplatten endgültig ab, und der Ijes-Gletscher zog sich ins Hochtal zurück.

5.6. Das Daun-Stadium des Ijes-Gletschers (= Stadium von Nufenen des Rhein-Gletschers)

Mit dem Abschmelzen des Firns in den höheren Lagen der Hangmulde von Stürfis war die Eiszeit für diese Geländekammer noch nicht ganz beendet. In der daunzeitlichen Kaltphase hing erneut eine schmale Eiszunge über die felsige Steilstufe von Ijes herab. Die in der Alp Stürfis etwa 100 Meter breite und mit ausgesprochen blockigem Felssturzgut beladene Zunge vermochte bis 1540 m abzusteigen und erreichte eine Länge von rund 1 Kilometer. Ihre Spitze lag etwa 50 Meter östlich des untersten Alpgebäudes von Stürfis und wird durch die dort in die Bachrinne absteigenden stirnnahen Moränenablagerungen und weithin auffällige Gesteinsblöcke belegt. Beim Gesteinsmaterial handelt es sich vorwiegend um ein charakteristisches Glied der Kreidezeit, um flaserige, rote, grünliche oder graue Mergelkalke.

Ausgedehnte Felsstürze führten dazu, dass der Ijes-Gletscher einen Teil seiner Schotter und Blöcke kurz vor dem Verlassen des Hochtals, in den Balmen, abgelagert hat. Dort zeichnen sich beidseits des Ijesbaches Wallbildungen ab, die von grossen Gesteinsblöcken begleitet werden. Die beiden Ansätze der äusseren Ufermoränen liegen über 300 Meter auseinander und zeugen von einer eindrücklichen Eisoberfläche im vordersten Talabschnitt. Die rechtsufrigen Gesteinsschüttungen setzen etwa 130 Meter südlich des Alpgebäudes beim Alweg auf 1960 m ein; die dem linken Eisrand entlang erfolgten Ablagerungen setzen 300 Meter ostsüdöstlich des Alpgebäudes auf 1950 m ein. Beim Talausgang war die betreffende Gletscherzunge nur noch 130 Meter breit. Das Eis des zweiten daunzeitlichen Vorstosses schrumpfte gar auf eine Breite von 50 Meter zusammen, was durch die beiden den Ijesbach begleitenden Moränenzüge be-

legt wird. Der zweite daunzeitliche Eisvorstoss dürfte – wie aus stirnnahen Moränenablagerungen andeutungsweise hervorgeht – nur noch bis gegen die Brücke (Punkt 1609) gereicht haben.

Bemerkenswert ist, dass die erste daunzeitliche Gletscherzungue aus dem Ijes-Tal so weit vorstiess wie der dem Gschnitz-Stadum angehörende zweite Eisstand von Stürfis; dafür war dieser breiter und mächtiger.

Im Verlaufe der nächsten Warmphase wich das in Stürfis eingedrungene Eis endgültig ins Hochtal von Ijes zurück, wo es sich allerdings noch fast tausend Jahre zu halten vermochte.

5.7. Das Egesen-Stadium im Ijes Tal

5.7.1. Der Maximalstand des Egesen-Stadiums

Im Egesen-Maximalstand stiessen aus den verschiedenen Talnischen und von den höheren Talflanken Eiszungen bis in den Talboden vor. Im hinteren Tal vermochte das von den Höhen absteigende Eis eine gemeinsame Front zu bilden, die in einer Vorphase bis in die Gegend vorgestossen sein dürfte, wo heute das Alpgebäude steht. Auf einem wallartig abgesetzten Moränenstück wurde nach dem Zweiten Weltkrieg der Lawinen-Schutzwall erstellt. Auf der Hinterseite lässt sich der natürliche Unterbau von der künstlichen Aufschüttung unterscheiden.

In der Hauptphase wurde 100 Meter weiter taleinwärts ein imposanter, an der Zungen spitze fast 20 Meter hoher Stirnwall ab gelagert, dessen Basis um 1940 m einsetzt (Figur 20). Das dahinter sich ausbreitende und zunächst flache Zungenbecken liegt über 10 Meter höher. Dieses durch den Stirnwall abgedämmte Talstück wurde vor erst durch das Schmelzwasser zu einem See gestaut, wo die Bäche das ausgeräumte Schuttgut der Hänge ablagerten. Heute noch bilden sich bei Schneeschmelze im Frühsommer im Zungenbecken der Vor-



Figur 20

Im vorderen Talkessel von Ijes liegt eine mächtige Wallmoräne, die sich in einem weiten Bogen vom unteren gegen den linken Bildrand hinzieht. Diese Moräne bekundet den Eisvorstoss des ersten Egesen-Stadiums (etwa 11 000 Jahre vor heute).

phase und im höher gelegenen Becken der Hauptphase grössere zusammenhängende Wasserflächen. Seit dem Ende der Eiszeit haben die auf beiden Seiten des Zungenbeckens abfliessenden Bäche den Schuttwall zerschnitten; dies gewährt Einblick in die Gesteinszusammensetzung der Stirnmoräne. In erster Linie fällt das aus dem Chalbertälli und aus dem Rot Sand abtransportierte Gestein auf. Die hellen Mergelkalke aus dem Wiss Sand kann man in den Aufschlüssen nur in geringer Zahl beobachten; sie konzentrieren sich auf die unteren Lagen der Moränenfront, was als Hinweis auf die kürzere Transportstrecke für die betreffenden Gesteine zu werten ist. In dessen kommen die Mergelkalke ebenfalls an der Oberfläche des Stirnbereiches vor, wo sie als Blöcke in kleinen Gruppen oder einzeln vorkommen und somit erst gegen das Ende des ersten Egesen-Standes niedergebrochen und vom Eis transportiert worden sind. Weitere, dem Hauptwall zum Teil angelagerte, aber nur unbedeutende Schottermengen sind bereits zu den Nachphasen zu zählen. Die letzte derartige Moränenablagerung folgt erst 100 Meter entfernt.

Während die rechte Seitenmoräne des Ijes-Gletschers nur schwach ausgebildet ist, zeichnen sich die umfangreichen Schotter- und Blockschüttungen der linken Talseite schon von weitem ab. Selbst die gegen den Talausgang über die südwestlich-exponierten Hänge vorrückende und über die Felsbarriere von Tristel niederbrechende Eisfront des ersten Egesen-Vorstosses vermochte den Talboden noch knapp zu erreichen. Dies belegen die flachen, moränenartigen Ablagerungen, die sich gut 200 Meter östlich des Alpgebäudes in einem weiten Halbkreis hinziehen und einen gut 150 Meter langen Stirndurchmesser aufweisen.

Im südwestlichen Talabschnitt, wo sich zwischen dem Sunnenspitz (2204,3 m) und dem gegenüberliegenden Punkt 2148 eine weite und schattige Mulde gegen Osten absenkt, bildete sich viel Eis, das den Talboden mühe-los erreichte. Heute noch fahren aus der Firnnische sozusagen jedes Jahr Lawinen nieder, die jeweils über das geschützte Alpge- bäude gleiten und sich der gegenüberliegen- den Talseite nähern. Trotzdem dominieren die hellen Mergelkalke der hintersten und orographisch linken Talhänge.

5.7.2. Der zweite Eisstand des Egesen-Stadiums

Mehrere der auf den verschiedenen Hängen vorstossenden Eiszungen vermochten sich nochmals zu vereinigen und bis in den Tal- boden vorzustossen. So ist es auch in der grossen Firnmulde, die sich zwischen Sun- nenspitz (2204,3 m) und dem gegenüberlie- genden Punkt 2148 ostwärts gegen das Alp- gebäude absenkt, bei einer klimatischen Schneegrenze um 2100 m, zu einer kräftigen Vereisung gekommen. Dies wird durch die stirnnahen, deutlich wallartigen Moränen belegt, die gut 300 Meter südwestlich der Alpgebäude zwischen 1950 und 1990 m er- halten sind.

Im Chalbertälli waren die Gletscherzungen ebenfalls von allen Seiten vorgestossen; so stand das von Nordwesten absteigende Eis

mit dem von Süden und Südwesten vor- rückenden mehr oder weniger in Kontakt, was durch eine markante Mittelmoräne be- kundet wird. Diese wurde allerdings in erster Linie von dem aus Westen und Südwesten absteigenden Eis geschüttet. Die übrigen Schotter wurden dem Wall angelagert. Die ungefähr 600 Meter lange und im obersten Teil etwas hinterfüllte Moräne löst sich auf 2150 m ü. M. vom Hang und senkt sich bis auf 2020 m ab, wo sie vom südlicheren der dort sich vereinigenden Bäche geradlinig durchschnitten wurde und so von ihrer ur- sprünglichen Länge etwas eingebüßt hat. Auch die aus Rot und Wiss Sand austre- tenden Eisarme rückten bis zum Hangfuss vor, was unterschiedlich ausgebildete Seiten- moränen und stirnseitige Ablagerungen be- legen. Beide Gletscherzungen stirnten nebeneinander am Bergfuss, etwa auf 2000 m, nur gut 300 Meter nordwestlich der Alpge- bäude. Auch auf der linken Talseite stieg das Eis zwischen Wiss Sand und Tristel bis zum Talboden ab. Die diesem Eisstand entsprechende klimatische Schneegrenze dürfte ungefähr auf 2180 m gelegen haben; in der benachbarten, wesentlich schattige- ren Firnmulde des Rot Sand lag sie etwa 80 Meter tiefer.

Selbst auf den weiter talauswärts gelege- nen, südwestlich-exponierten Hängen, de- nen schon in 2200 m die ersten steilen Felsen folgen, vermochte sich nochmals Firn zu bilden. Dem vorrückenden Eis gab die Felsbarriere von Tristel Einhalt; deshalb sammelten sich dort die mittransportierten Schotter an.

Mit der nächsten Klimabesserung zerfielen die Gletscherzungen. Die Talflanken wur- den eisfrei, und in den Karmulden nahmen die Firnflächen ab.

5.7.3. Der dritte Eisstand des Egesen-Stadiums

Die letzte würmzeitliche Verfirnung ent- spricht dem von G. Gross (1974) definierten Kromer-Stand (nordwestlich der Silvretta)

und kann auch im Ijes-Tal festgestellt werden. In der grossen Hangmulde, die sich einige hundert Meter westlich der Alpgebäude abzeichnet, fehlen Zeugen der letztpäteiszeitlichen Vereisung weitgehend. Die Hauptspuren wurden offenbar vom Sturzgestein verschüttet. Hingegen sind in den karartigen Nischen zuoberst im Chalbertälli Schotterablagerungen vorhanden, die weithin auffallen. Diese Moränenbildungen zählen zusammen mit denen im Rot Sand zu den eindrücklichsten Schüttungen, die sich im Prättigau aus dieser Zeit nachweisen lassen. Am Ostfuss des Hinter Grauspitz (2574.4m) setzt auf 2230m bis 2220 m eine deutliche, 200 Meter breite Stirnfront ein. Die ganze Schotterzungue ist mindestens 150 Meter lang und steigt bis 2160 m ab. Die entsprechende klimatische Schneegrenze dürfte um knapp 2300 m gelegen haben und erreichte damit

bei weitem nicht die Tiefwerte (2200 m) des Fläscher Tales.

Auch in der südöstlich-exponierten Talmulde des Rot Sand ist es anlässlich des dritten egesenzeitlichen Kälteschubes zur Bildung einer lokalen Gletscherzungue gekommen, deren Stirnmoräne sich um 2140 m deutlich vom umgebenden Gestein abhebt und bis 2080 m fällt (Figur 21). Das beim Stirnkopf und weiter taleinwärts allgegenwärtige Sturzgestein erschwert es, aus der Morphologie die genaue Umrandung des Zungenbeckens zu ersehen. Die Eiszungue dürfte auf mindestens 2200 m eingesetzt haben und war über 400 Meter lang. In Anbetracht des geringen Gefälles im Zungenbecken lag die klimatische Schneegrenze um 2150 m bis höchstens 2200 m, was den im Fläscher Tal festgestellten Werten entspricht.

Am Ausgang der weiten, zunächst nur leicht ansteigenden und südlich-exponierten Kar-



Figur 21

Hinteres Hochtal von Ijes, Blick Richtung Nordwesten gegen den Rot Sand. Unmittelbar links der Bildmitte die markante Stirnschüttung (2140–2080 m) der letzteiszeitlichen Gletscherzungue (dritter Egesen-Stand, 10 200 Jahre vor heute).

nische von Wiss Sand zeichnen sich etwa 900 Meter nordnordwestlich der Alpgebäude von Ijes zwei kleinere letztspäteiszeitliche Wiedervorstösse ab. Der westlichere, aus einer schattigen Nährzone vorstossende Gletscherlappen schüttete einen entsprechend markanteren Stirnkopf. Das durch Moränen belegte Zungenende lag auf 2155 m, unmittelbar am unteren Ende des Felsgrates, der den Wiss vom Rot Sand trennt. In Anbetracht der ausgesprochenen Südlage der firnbildenden Hänge dieser Gegend ergibt sich eine klimatische Schneegrenze um 2250 m.

Selbst an den südwestlich-exponierten Hängen der hinteren linken Talseite von Ijes sind hoch oben an den Flanken durch absteigende Moränenreste belegte Eisvorstösse auszumachen. Ihre Zungenenden können jedoch wegen der Überlagerung mit Sturzblöcken nicht mehr genau festgestellt werden. Die Stirnlagen dürften um mindestens 2200 m liegen.

Abschliessend sei noch festgehalten, dass sich sowohl das Ostalpen-Modell der Gletscherstände als auch dasjenige des Hinterrhein-Gebietes im Raum Prättigau bewährt haben. Da es hier zu keinen neuzeitlichen Eisvorstösse, sondern nur zu lokalen Verfirnungen gekommen ist, erübrigt sich ein Vergleich der späteiszeitlichen Stadien mit dem letzten Hochstand von 1850.

6. Das Kamm-Glegghorn-Eis

Das aus der Gegend Kamm-Gleggkamm-Glegghorn vorrückende Eis vereinigte sich während langer Zeit mit dem des Falknis-Gletschers. Erst im Gschnitz-Stadium wurden die beiden Zungen selbständig und stiernen vorerst im Gebiet der Fläscher Alp:

- Das Kamm-Eis auf 1730 m, und zwar 500 Meter südöstlich Punkt 1809;
- das Gleggkamm-Eis auf 1735 m (300 Meter südöstlich Punkt 1809);

– das aus der Badriser Gegend vorstossende Eis auf 1810 m, unmittelbar östlich der Alpgebäude.

Im Daun-Stadium stirnte das Kamm-Eis um 1770 m; im Egesen-Maximum stieg es noch bis auf 1820 m ab und hinterliess einen markanten Moränenbogen. Hinter der Stirn sammelt sich das Wasser zu einem Tümpel. Die linke Ufermoräne setzt um 1915 m ein, der rechte Moränenansatz auf 1880 m. Dann schmolz das Eis sukzessive ab, was Rückzugsstaffeln zwischen 1860 und 1900 m zu erkennen geben. Selbst im dritten Egesenstand hing hinter dem schattigen Kamm noch eine kleine Eiszunge bis 1960 m herab, was ebenfalls Moränenablagerungen belegen.

Das Richtung Alp Bad vorstossende Eis stirnte im Egesen-Maximum beim Alpgebäude (Punkt 1945 m). Die folgenden egesenzeitlichen Eisstände sind im Gelände nur mit schwachen Ablagerungen angedeutet. Am sonnigeren Südost-Fuss des Glegghorn stiess im ersten Egesen-Stadium ein schmäler, blockreicher Eislappen noch bis 1990 m vor und stirnte in der Nähe des Alpweges. Das aus der Badriser Gegend vorstossende Eis stieg bis 1960 m ab und liess eine girlandenförmige Moränenfront zurück.

7. Der Vilan-Gletscher

7.1. Das nach Nordnordwesten abfließende Vilan-Eis

Der vom Vilan (2375,9 m) gegen Nordnordwesten über Ortasee abfließende Gletscher endete im Gschnitz-Stadium um 1900 m, unmittelbar ostnordöstlich Punkt 1880. Nur 100 Meter weiter hinten folgt eine durch stirnnahe Moränenablagerungen belegte Rückzugsstaffel. Die beiden rechten stirnnahen Moränenzüge zeichnen sich bei Punkt 1935 und den beiden Gebäuden deutlich ab. In der nächsten Warmphase gab das Eis den Alpboden bei Ortasee und weiter östlich gegen Obersäss frei. Im Daun-Stadium erreichte es allerdings nochmals den Hang-

fuss. Etwa 400 Meter westlich des Obersäss zweigt der Pfad vom Alpweg südwärts Richtung Vilan ab und verläuft vorerst auf der rechtsseitigen Moräne des ersten Daun-Stadiums, die um 1990 m einsetzt und auf 1950 m endet. Die linke Seitenmoräne setzt um 2000 m ein und reicht bis 1940 m. Die Moränen des zweiten daunzeitlichen Eislappens sind schwächer und setzen auf der rechten Seite des Baches um 2020 m ein, auf der linken Seite auf 2015 m. Der rechte Moränenansatz liegt unmittelbar westlich von Punkt 2038,1. Von dort bietet sich ein guter Blick auf die dreigliedrige egesenzeitliche Moränenabfolge, welche durch die Gegensätze zwischen den steileren Moränenpartien und den schotterarmen Verflachungen auffallen. Die Schotter des ersten Egesenstandes setzen um 2050 m ein und enden auf 2020 m in der Nähe des Baches und weiter ostwärts auf 2030 m. Die Schüttungen des zweiten egesenzeitlichen Eisstandes bilden den Schottergürtel, der von 2105 m auf 2060 m fällt. Der markierte Pfad quert die Schotterwülste des dritten Egesen-Stadiums von Nordosten nach Südwesten, die sich von 2200 bis 2115 m zu erkennen geben (Figur 22). Am ganzen Nordhang des Vilans sind die Moränenansätze nirgends so deutlich wie um 2200 m, wo der Pfad gegen den Westgrat abbiegt. Zwischen 2300 und 2230 m zeichnen sich Rückzugslagen ab.

7.2. Das nach Nordosten abfliessende Vilan-Eis

Der vom Vilan (2376 m) gegen Nordosten abfliessende Gletscher vereinigte sich im Stadium von Fideris (= Andeer, = Steinach am Brenner) nochmals knapp mit dem vom Falknis und vom Naafkopf absteigenden Eis, was durch zwei mächtige Moränenwälle bekundet wird. Der linke, sonnenexponierte Moränenansatz befindet sich auf 1700 m, 250 m südöstlich Punkt 1833,7; jener der rechten Seitenmoräne setzt auf 1650 m in der Lägerweide ein. Die schmale Eiszunge

hat scheinbar das im Tal vorstossende Falknis-Eis überfahren. Aus dem Gebiet der Läger dürfte weiter östlich eine schwächere Eiszunge dem Alpnovabach gefolgt sein. Dieses Eis erreichte mit der rechten Seitenmoräne den Ganeibach; der westlichere Teil wurde vom Falknis-Eis noch knapp überfahren. Bei Punkt 1397 wird der Alpnovabach nach Norden abgelenkt und erreicht den Talboden zwischen der rechten Seitenmoräne des Alpova-Eises und der rechten Stirnseite des Falknis-Gletschers.

Im Stadium von Fideris, als der Falknis-Gletscher nur noch bis in die Wätterweid (1360 m) abstieg, erreichten die aus dem Alpnovawald vorstossenden Eiszungen immer noch knapp das Taschinas-Eis in der Gegend Cani–Brünneliwald. Dann schmolz das Eis weit zurück, was aus der Lage der nächsten Moränenabfolge hervorgeht. Im Firnbereich, der sich im Gschnitz-Stadium vom Vilan gegen Nordosten hinzieht, lassen sich drei Teilgebiete unterscheiden:

- zunächst dasjenige, das auf der Nordseite des Vilan die weit ausgreifende Mulde der Jeninser Alp umfasst;
- dann der Raum, der zwischen Punkt 2277 und Punkt 2143 gegen Norden abfällt;
- das zwischen Punkt 2143 und Luvadina gegen die Alpova abfallende Gelände.

Der Vilan-Gletscher reichte noch bis 1780 m. Die Stirn der markanten Rückzugsphase lag bei Punkt 1829, wo der Bach den Moränenwall durchbricht. Die Ansätze der beiden Seitenmoränen lassen sich um 1870 m erkennen. Die Eiszunge war in dieser Gegend nur noch 150 Meter breit. Der linke Eisrand lässt sich noch 500 Meter talaufwärts bis 1940 m verfolgen.

Das zwischen Punkt 2143 und Luvadina vorstossende Eis erreichte nochmals das Gebiet der Läger; es stirnte unmittelbar nördlich des Alpnovabaches, wo eine gut 200 Meter lange wallartige Moräne den Bach gegen Osten ablenkte.

Im Daun-Stadium stiess das Vilan-Eis Richtung Obersäss bis auf den Alpboden vor und



Figur 22

Auf der Nordseite des Vilan geben sich vier stadiale Schotterpartien (vom Daun-Stadium bis zum dritten Egesen-Stand) zu erkennen, die vom markierten Pfad nacheinander gequert werden. Auf dem Bild sind nur die Moränenzonen der drei Egesen-Stände sichtbar (E1, E2 und E3).



Figur 23

Auf der Jeninser Alp. Blick Richtung Obersäss (Punkt 2001). Im Daun-Stadium (etwa 13 000 Jahre vor heute) stiess das Vilan-Eis nochmals bis auf den Alpboden vor. Im Bild die von Zwergstrauch-vegetation bewachsenen Schotterzüge.

stirnte um 1965 m. Die Moränenfront setzt gut 100 Meter nordwestlich Punkt 2001 ein und zieht sich in östlicher Richtung dem Hangfuss entlang hin bis 400 Meter nordöstlich Punkt 2001 (Figur 23). Das südlich des Obersäss gegen Nordosten abfließende Eis erreichte die Gegend der Sieben Brünnen und endete um 1880 m; das von Punkt 2143 vorstossende Eis bildete südwestlich von Alpnova einen Lappen, der bis 1760 m herab reichte. Die linke stirnnahe Seitenmoräne ist auf eine Länge von über 100 Meter deutlich ausgebildet.

Die Schüttungen des Egesen-Stadiums sind hier weniger deutlich gegliedert als an der Aufstiegsroute zum Vilan. Die Eiszungen des ersten Egesen-Standes stiessen zuerst gegen Norden vor, in der weiten Senke, die sich südlich des Obersäss hinzieht, bog sie nach Nordosten ab und stirnten unter dem Alpweg um 1930 bis 1920 m. Etwa 200 Meter ostsüdöstlich des Obersäss zeichnet sich noch die Stirn einer Rückzugslage ab. Im zweiten Egesen-Stand stiess das Eis östlich des Vilan bis 2030 m vor, im steileren Gelände über dem Altsäss gar bis 1960 m. Im dritten Egesen-Stand endeten die Eiszungen auf der Nordost-Seite des Vilan um 2160 m, die weiter östlich vorstossenden Lappen stirnten um 2070, 2020 und 1980 m.

Für die Gletscherstände im Gebiet zwischen Cani – Naafkopf – Falknis – Vilan – Cani liegt eine Detailkarte bei (Figur 24).

8. Der Valser Gletscher und seine Zuschüsse

8.1. Der Valser Gletscher

Im Stadium von Fideris (= Andeer, Steinach am Brenner) vereinigte sich der Valser Gletscher noch mit dem Tschingel-Fasons-Eis und stirnte bei Hinter Tersana. Das gschnitzstadiale Valser Eis hatte trotz des geringen Gefälles eine grosse Stosskraft, was nur dank der bedeutenden seitlichen Eiszuschüsse zu

erklären ist. Es vermochte die Tobelmündung noch auf breiter Front zu erreichen. Die linke stirnnahe Moräne setzt bei der Hütte – unmittelbar südöstlich von Punkt 1114 – ein und fällt bereits 100 Meter weiter südwestlich steil ins Tobel ab, wo die Eiszunge in der Nähe des heutigen Baches um 1010 m endete. In einer ersten Nachphase stiess der Valser Gletscher noch mit einer schmalen Eiszunge in die Mündungszone vor; in einer zweiten Nachphase erreichte er die Mündung des Valser Tobels nicht mehr, was eine linke stirnnahe Moräne belegt.

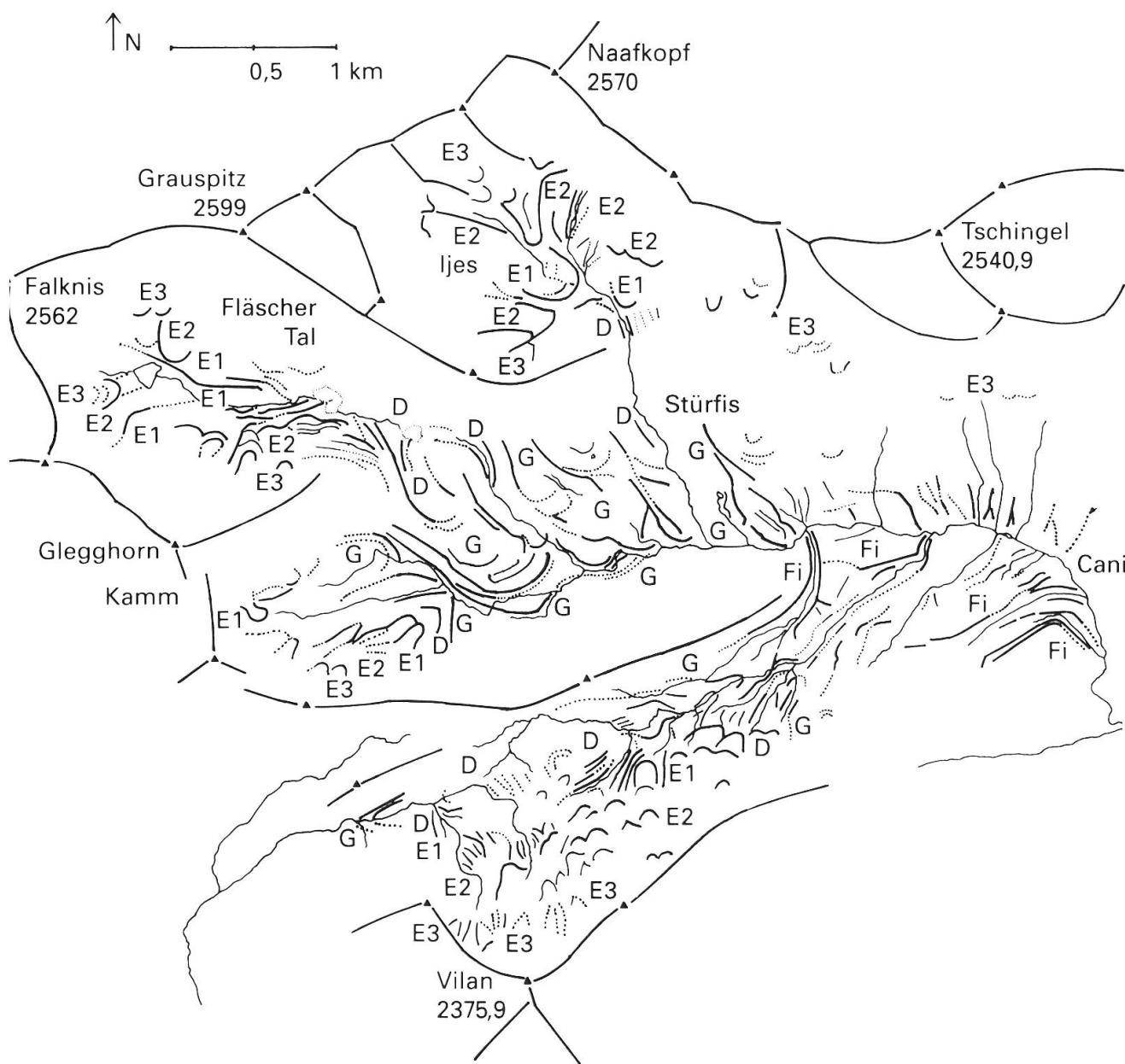
Das Daun-Stadium gibt sich im engen Tobelabschnitt durch Block- und Schotter-schüttungen um 1280 m, in einer Nachphase um 1300 m zu erkennen.

In der ersten Phase des Egesen-Stadiums stirnte der Valser Gletscher in der Gegend des Vordersäss. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die seitlich vorrückenden Eis-lappen den Talboden zuerst erreichten. Der zum Verdersäss führende Alpweg beschreibt etwa 200 Meter vor den Gebäuden einen Bogen um einen Moränenzug, der vom Chalbertuolen-Eis abgesetzt worden ist. Dort finden sich noch weitere solche seitlich abgesetzte Moränenablagerungen, eine nächste etwa 100 Meter vor dem Alpstafel, eine letzte 200 Meter ostnordöstlich der Alpgebäude, so dass der Valser Bach auf die linke Talseite abgedrängt worden ist. Sodann liegt in dieser Gegend auch von Lawinen transportiertes Gestein. Der Tal-gletscher setzte seine stirnnahe rechte Seitenmoräne unmittelbar nördlich der Alpgebäude ab. Diese Moräne wurde vom seitlich vorstossenden Eis in einer Nachphase oder im zweiten Egesen-Stadium überfahren, so dass ihre Fortsetzung erst 600 Meter nordöstlich Punkt 1699 zu erkennen ist. Dort setzt auf einer schmalen Moränenterrasse eine lockere, fast 0,5 Kilometer lange Blockzeile ein.

In der zweiten Phase des Egesen-Stadiums stirnte der Valser Gletscher um 1690 m, was durch eine Schotterstufe bekundet wird,

Figur 24

Die Gletscherstände im Gebiet Vilan – Falknis – Naafkopf – Cani



Legende:

- C Moränenwall, auch flache Moräne
- Eisrandlage, Moränenschleier
- ~~~~ Gewässer
- ▲— Berggipfel, -Grat

Gliederung:

- E3 Egesen-Stadium: 3. Stand
- E2 Egesen-Stadium: 2. Stand
- E1 Egesen-Stadium: 1. Stand
- D Daun-Stadium
- G Geschnitz-Stadium (= St. v. Klosters)
- Fi Stadium von Fideris (= St. v. Steinach am Brenner)

welche sich auf der linken Talseite über Punkt 1766 noch 2 Kilometer weiter talaufwärts fortsetzt; der entsprechende Eisrand der rechten Talseite ist nur etwa ein Kilometer lang und nur stellenweise zu sehen. Nach dem zweiten Egesen-Stand schmolz der Valser Gletscher zurück; die seitlichen Eislappen wurden weitgehend selbstständig. Die stirnnahen Moränen des dritten Egesen-Standes treten in Hangmulden oder karrartigen Geländeerweiterungen auf: nordöstlich des Picardichopf zwischen 1860 und 1900 m, auf dem Hinterberg um 2020 bis 2040 m, auf dem Chlei Augstenberg zwischen 2020 und 2060 m, auf dem Gross Augstenberg um 2100 m. Auf der rechten Talseite fallen vor allem die Eisstände «Bin den Seeli» (um 2080 m) auf. Weitere Stände sind vom Wanderweg aus zwischen den Wurmchöpf (Punkt 2052) und Punkt 2065 zu sehen. Die egesenzeitlichen Rückzugsstände des zwischen Punkt 2035 und Punkt 2065 Richtung Vordersäss vorgestossenen seitlichen Eislappens fallen besonders auf. Die verschiedenen Stirnlagen verteilen sich auf den ganzen Raum zwischen Vordersäss (1650 m) und Punkt 1946.

8.2. Die seitlichen Eiszufüsse des Valser-Gletschers

Die am Südfuss des Alpstein abfließenden Firnmassen des Valar-, Calondes- und des Corves-Gletschers vereinigten sich zunächst mit dem Valser-Gletscher; der Tschingel-Fasons-Gletscher floss über Altsäss – Cani ab. Er vereinigte sich weiter talwärts mit dem Valser Eis zum Taschinas-Gletscher. Das ganze Gebiet am Südfuss des Alpstein ist reich an spätglazialen Moränenwällen, welche die Topographie der damals vereisten Zone prägen. Auf der linken Tobelseite fällt vor allem der Sassauna/Pfäwi-Gletscher auf.

8.2.1. Der Valar-Gletscher

Im Daun-Stadium vermochte sich der Valar-Gletscher noch mit dem Valser Eis zu ver-

einigen, was durch eine auf der rechten Seite um 1640 m einsetzende Ufermoräne (270 Meter südsüdöstlich Punkt 1747) belegt wird. Im Egesen-Maximalstand rückte immer noch eine schmale Eiszunge zwischen Mottabühel und Schamälla bis unter den Alpweg vor; sie stürzte auf 1640 m. Die Moränen sind deutlich; der rechte Ansatz befindet sich auf 1860, der linke auf 1940 m. Wie verschiedentlich im Prättigau kennzeichnen mehrere Nachphasen den ersten Egesen-Stand.

Auch im zweiten Egesen-Stand wies der Valar-Gletscher noch eine deutlich ausgeprägte Zunge mit einem entsprechenden Moränenkranz auf. Das Eis reichte bis 1780 m herunter. Die beiden Moränen setzen auf der linken Seite auf 2060 m und am rechten Gletscherrand auf 2000 m ein. Im Verlaufe der folgenden Warmzeit löste sich der Valar-Gletscher in einzelne Zungen auf, wie die Moränenreste der dritten Egesen-Phase zeigen.

8.2.2. Der Fasons-Palus-Gletscher

Dem aus der Gegend von Fasons – Palus vorgestossenen spätwürmzeitlichen Gletscher diente das Stägentobel als Abflussrinne. Im Gschnitz-Stadium vereinigte sich dieser Eislappen noch mit dem Valser Eis, was vor allem die lockere Blockzeile von Potzwies (1640–1500 m) am linken Eisrand und die Schotterschüttungen von Sandegg (1500–1400 m) bekunden (Figur 25). Dieser Eisrand lässt sich anhand der raren Blöcke und des Geschiebes bereits von Mottabühel aus (150 Meter westnordwestlich Punkt 1840) südwestwärts durch den Wald Richtung Ronenbühel – Alpstrasse – Punkt 1581 – Potzwies verfolgen. Das Konfluenzniveau dürfte um 1240 m gelegen haben, dies ergibt für den Valser Gletscher eine Eistiefe von gut 40 Metern.

Das Daun-Stadium ist im mittleren Stägentobel durch stirnnahe Moränenschüttungen zwischen Punkt 1581 und Punkt 1555 belegt. Im ersten egesenstadialen Eisvorstoss wur-

den mächtige Seitenmoränen abgesetzt, welche sich um 1530 m etwas unterhalb des Alpweges zu einer Spitze vereinigen (Figur 26). Der rechte Moränenansatz befindet sich in Fasons bei Punkt 1804, und der Wall zieht sich unmittelbar im Osten des neuen Alpstafels vorbei, um dann ins Stägentobel abzusteigen. Die linksseitigen Schüttungen setzen um 1790 m unterhalb des Alpweges nur undeutlich ein; ein markanterer Moränenansatz ist erst um 1710 m zu erkennen. Die anschliessende Warmphase wurde durch mehrere Halte des zurückschmelzenden Eises eingeleitet. Die entsprechenden stirnnahen Moränenablagerungen liegen auf der rechten Seite des ehemaligen Gletschers. Dann löste sich die Eisfläche in drei Lappen auf.

Im zweiten Egesen-Stand stirnte die verschmälerte Hauptzunge 400 Meter südlich des alten Alpstafels von Fasons um 1660 m. Die rechte Seitenmoräne beginnt auf 1800, die linke auf 1780 m. Weiter östlich vermochte sich noch ein zweiter Eislappen zu bilden, der um 1760 m stirnte (250 Meter nordöstlich Punkt 1726,8). In der letzten egesenstadialen Kaltphase bildeten sich drei Eiszungen, deren Moränen zunächst etwa auf der Höhe des Wanderweges zwischen 1940 und 1980 m einsetzen. Die Moränenansätze der Rückzugslagen beginnen noch höher.

8.2.3. Das Corves-Eis

Es handelt sich um das zwischen Compor (Punkt 2106) und Punkt 1938 südwärts Richtung Leidegg vorrückende Eis, welches sich



Figur 25

Die Terrasse von Potzwis (5 Kilometer nordöstlich von Seewis), Blick südwärts Richtung Valser Tobel: Lockere Blockzeile, welche den linken Rand des im Stägentobel vorstossenden Palus-Gletschers dokumentiert (Stadium von Klosters, Gschnitz-Stadium; etwa 14500 Jahre vor heute).

erst im Egesen-Stadium von den benachbarten Gletscherzungen zu trennen vermochte. In der zweiten Egesen-Phase stirnte dieses noch nördlich des neuen Alpstafels von Fasons um 1720 m; in der dritten löste es sich in zwei kleinere selbständige Zungen auf. Die westlichere Zunge stieg nördlich Punkt 1938 bis 1970 m ab, die östlichere endete auf der selben Höhe.

8.2.4. Der Sassauna/Pfäwi-Gletscher

Das vom Sassauna (2307,6 m) über die Alp Ludera und vom Pfäwi (2305,5 m) vorstossende Eis lieferte dem Valser Gletscher noch im Spätwürm Zuschüsse. Auch im Gschnitz-Maximalstand vermochte das Eis noch durch das Schwi-Eggen-Tobel vorzustossen, um in der Nähe des heutigen Valser

Baches zu stirnen. Die rechtsseitigen Moränenablagerungen erreichten den Wanderweg 140 Meter östlich Punkt 1265. Auf der rechten Tobelseite sind die Schotter der Nachphasen weitgehend anerodiert. Ein jüngerer Gletscherstand, der dem Daun-Stadium zuzuweisen ist, wird im Tobel nördlich Punkt 1485 durch eine Moräne der rechten Stirnseite belegt. Dann wurden die einzelnen Zungen selbständig. Die Ludera-Eiszunge war die grösste der Gegend und stiess im Egesen-Maximalstand nochmals in das Tobel vor, wo sie um 1600 m stirnte. Ihre Moränenschotter sind auf beiden Seiten weitgehend anerodiert. Auf der Nordseite des Sassauna werden der zweite und der dritte Egesen-Stand in den dort liegenden Wallresten bekundet.

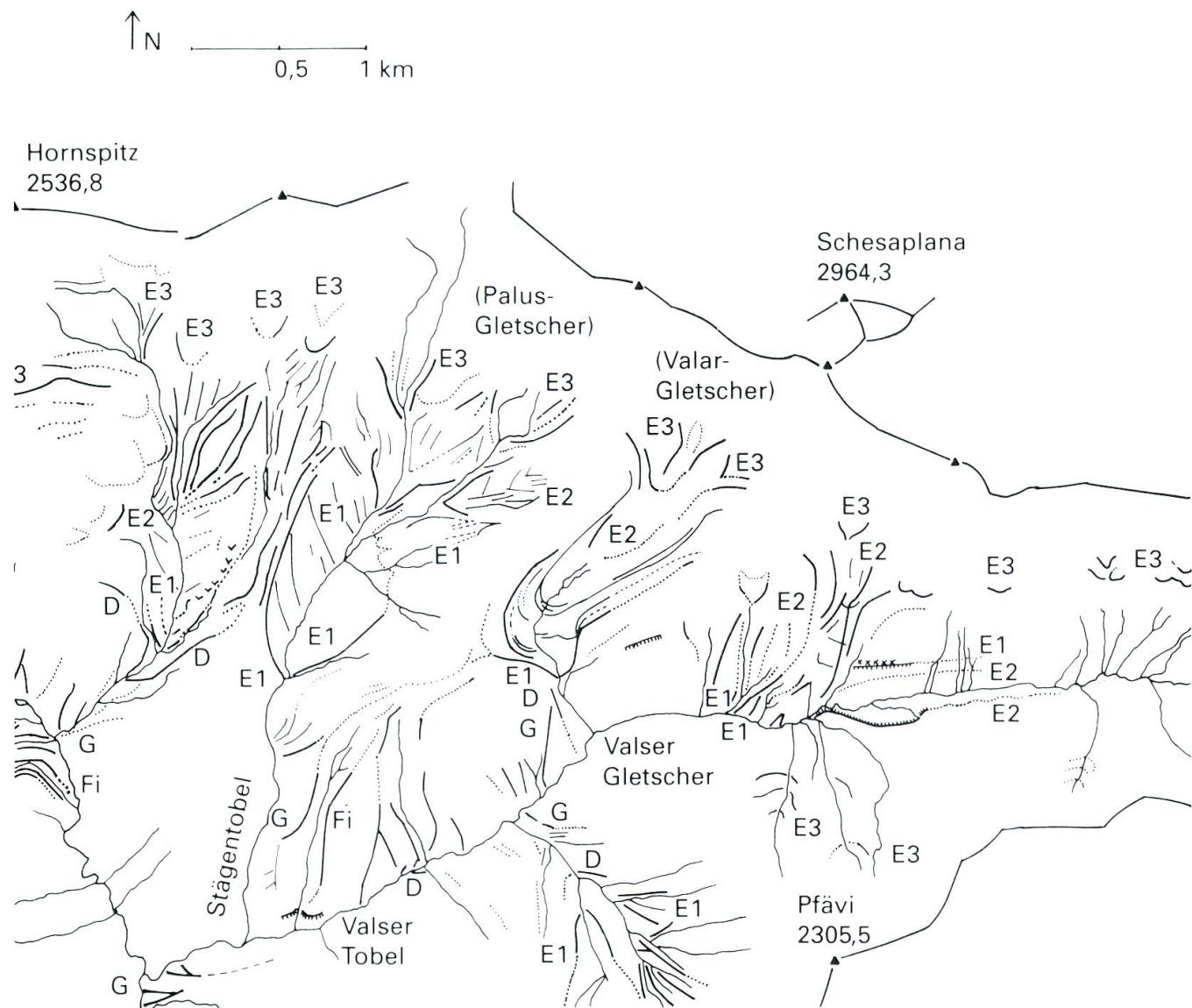


Figur 26

5 Kilometer nordnordöstlich von Seewis, im mittleren Stägentobel: Die beiden stirnnahen Moränenwälle des Palus-Gletschers, der im ersten Egesen-Stand (etwa 11000 Jahre vor heute) unterhalb der Alpstrasse um 1520 m endete.

Figur 27:

Die Gletscherstände am Südfuss der Schesaplana-Kette

**Legende:**

- C Moränenwall, auch flache Moräne
- Eisrandlage
- ~~~~ Gewässer
- ▲— Berggipfel, -Grat

Gliederung:

- E3 Egesen-Stadium: 3. Stand
- E2 Egesen-Stadium: 2. Stand
- E1 Egesen-Stadium: 1. Stand
- D Daun-Stadium
- G Geschnitz-Stadium (= St. v. Klosters)
- Fi Stadium von Fideris (= St. v. Steinach am Brenner)

9. Der Tschingel-Fasons-Gletscher

Dieser Eisstrom wurde von mächtigen Firn-zonen genährt; deshalb reichte er entsprechend weit herab. Noch im Gschnitz-Stadium stiess er zwischen Altsäss und Punkt 1325 bis zum Canibach (1260 m) vor, was durch stirnnahe Seitenmoränen belegt wird (= Stadium von Cani). Selbst im Daun-Stadium stieg dieser Gletscher noch bis 1390 m ab, dessen Moränen recht deutlich ausgebildet sind. Die linke Ufermoräne setzt auf 1650 m ein, die rechte etwas höher.

Im Egesen-Maximalstand stirnte der Tschingel-Fasons-Gletscher um 1480 m; dies kann vor allem aufgrund der linken stirnnahe Schotterpartien festgestellt werden. In einer Rückzugslage endete er um 1560 m; die rechte Seitenmoräne ist deutlich ausgebildet und setzt bei Punkt 1660 ein. Die Moräne des linken Eisrandes zeigt die selbe Höhenlage. Erwähnenswert ist die

Tatsache, dass der ganze linksseitige Zungenbereich von Sackungen gekennzeichnet ist. Im zweiten Egesen-Stadium endete das zwischen Tschingel und Schafberg vorge-stossene Eis um 1640 m, unmittelbar über dem Wanderweg, der von Fasons nach Sanalada führt. Entsprechende Moränen-ansätze sind auf 1870, 1930 und 1970 m fest-zustellen. Die über Mottabella gegen Süd-westen verlaufenden Moränenwälle zeigen, dass das Schafberg-Eis noch mit dem benachbarten Corves-Eis in Kontakt stand. In der anschliessenden Warmphase löste sich der Gletscher in einzelne Lappen auf, die bis in die obersten Geländemulden zurückschmolzen. Im dritten Egesen-Stand beschränkte sich die Firnbildung auf diese Gelände-partien (Heuberg, Augstenbärgli, Gross und Chlei Furgga). Der unterste Eis-lappen stirnte um 1920 m (300 Meter west-nordwestlich Punkt 2016); die höchsten Mo-ränenansätze liegen auf dem Heuberg um 2200 m.

II. Die Gletscherstände im Schraubachgebiet

1. Der Drusen-Gletscher

Im Schraubach-Tal sammelte sich das aus dem Kirchlispitzen (2552 m)-Drusenfluß (2827,4 m)-Chüenihorn (2412,7 m)-Gebiet und aus dem Sassauna (2307,6 m)-Giren-spitz (2393,5 m)-Gebiet fliessende Eis. Dazu kam noch der vom Chrüz (2195,7 m) Richtung Valpun absteigende Gletscher und das Transfluenz-Eis von Aschüel (1,3 Kilometer westnordwestlich St. Antönien Platz).

Im Stadium von Koblach/Feldkirch (=Weesen) wies die Eisoberfläche im Schierser Raum eine Höhe von 1250 bis 1300 m ü.M. auf. Im Wäschchrut, fast 5 Kilometer ost-nordöstlich von Schiers, erreichte der Drusen-Gletscher bereits eine Höhe von 1500 m, was durch den Wall im oberen Wäschchrut (Punkt 1504,3) belegt wird,

der von einer Schmelzwasserrinne und einer lockeren Erratiker-Zeile begleitet wird. Von da aus erscheint der Eisrand bis über Fadür hinaus nur noch undeutlich durch vereinzelte Blöcke und Moränenreste mar-kiert. In der Bergwiese von Fadür treten vier Moränen in Erscheinung. Die oberste (1400 m) weist eine Länge von 300 Meter auf und ist wohl mit dem Stadium von Koblach/Weesen zu verbinden. Die weite-ren Moränenzüge bekunden bereits erste Abschmelzphasen des Drusen-Eises. Weiter tobelauswärts ist eine lockere Blockzeile auszumachen, die sich vom Fadürwald über Niggisch Wis (1350 m) Richtung Stels hin-zieht.

Im Sarganser Stadium erreichte das aus dem Einzugsgebiet des Schraubaches vor-stossende Eis nördlich und östlich von Schiers das Haupttal, wo sich eine typische,

das seitliche Gletscherende und die Eiskonfluenz kennzeichnende Landschaft einstellt. Über die Eishöhe gibt die tektonisch angelegte Schmelzwasserrinne einen Hinweis. Diese setzt am östlichen Dorfausgang von Fajauna in einer Höhe von 900 m ein und steigt auf 880 m ab. Auf der rechten Seitentalseite vermittelt der westlich von Bazolis am Weg auf 890 m einsetzende, 200 Meter lange Wall eine Bestätigung für die Eishöhe des nördlich von Schiers stirnenden Drusen-Gletschers. Diese Randlagen entsprechen dem äussersten Eisstand von Sargans.

Das Drusen-Eis wurde vom später ankommenden Silvretta-Eis auf der rechten Talseite bis zur Weggabelung nördlich des Weilers Montagna überfahren. Die Überprägung der seitlichen Moränengehänge durch vorrückendes Silvretta-Eis stellt auch bezüglich der gesteinmässigen Zusammensetzung des abgesetzten Moränenmaterials eine Trennlinie dar.

Der zweite Sarganser Eisstand zeichnet sich auf der linken Tobelseite nördlich von Fajauna ab; zwischen 880 und 830 m Höhe stellen Stauschotter die Konfluenz mit dem Landquart-Eis her. Auf der rechten Tobelseite dürfte dieser Stand dem gegen Ottenacher auf 830 m absteigenden stirnnahen Moränenwall und dem markanten Schotterhügel (800 m) von Montagna entsprechen. Die Schmelzwässer flossen aus der Gegend westlich von Bazolis durch eine den Wall begleitende Rinne gegen Molla ab und fanden von dort den Weg durch den Weiler Montagna talwärts.

Der dritte Sarganser Eisstand gibt sich in der innersten, östlich von Ottenacher zum Schuderser Weg auf 840 m absteigende Moräne zu erkennen; dort geht sie in Stauschotter über. Auf der linken Tobelseite wird das seitliche Zungenende in Caschlaun durch eine etwa 400 Meter lange, eindrückliche Moränenablagerung mit Wallstücken und drumlinartiger Hügelbildung (Punkt 853,6) bekundet. Die Schmelzwässer wur-

den von Caschlaun (845 m) aus durch eine gegen Boden absteigende Rinne abgeleitet. In einer Rückzugslage wurde am Tobelrand (200 Meter nordöstlich Punkt 853,6) ein 80 Meter langer Moränenwall abgesetzt, der nur 20 Meter neben dem Wäschchrutweg einsetzt (835 m). Auch weiter tobeleinwärts sind am Wäschchrutweg immer wieder stadiale Moränenreste und Erratiker anzutreffen, so in Cavadürli (1015 m), hinter Veltlinis und vor allem im mittleren und unteren Wäschchrut (1200–1300 m), wo noch in den siebziger Jahren eine Häufung von Erratkern und Erratikerzeilen auffiel.

Der dem Sarganser Stadium folgende Eisschwund ist auf beiden Tobelseiten bei Schiers von der Schüttung der umfangreichen glazifluvialen Schotterterrassen begleitet: den Terrassen von Eraplana und Montsax (770–760 m) auf der rechten Tobelseite und jener von Foppa (775–765 m) auf der linken.

Im Stadium von Hinter-Lunden–Pragg (=Stadium von Chur) stiess der Drusen-Gletscher, verstärkt durch weitere Zu- schüsse und Transfluenz-Eis von Aschuel, bis in das mittlere Schraubachtobel vor. Dabei schüttete er die bedeutenden Schotter, die sich von Spitan tobeleinwärts einstellen. Das Eis ist etwa 300 Meter über Spitan hinaus bis zum kleinen Tobel nach dem Holzlagerplatz (Punkt 943) vorgestossen. Dort mussten in den sechziger Jahren beim Bau der Wäschchrutstrasse etliche grössere erratische Blöcke weggeschafft werden. Etwa 80 Meter westnordwestlich Punkt 943 ist noch die lehmige, 4 Meter mächtige Grundmoräne aufgeschlossen.

Hinter Spitan, im Bereich der «Blauen Rüfe», zeigt sich der Aufbau der späteiszeitlichen Schüttungen. Von 840–910 m wurden schlecht sortierte Schotter von Schmelzwässern des Drusen-Gletschers abgelagert. Darüber folgen 2 Meter Tone und Bändertone eines Eisstausees mit einigen Geschieben, die auf das Abschmelzen ein-

geschwemmter gefrorener Moränen- und Eisschollen zurückzuführen sind. Dann folgen die über 20 Meter hohen, kompakten Vorstosseschotter des Drusen-Gletschers, ab 935 m die 10 Meter hohe, graublättrige und lehmige Grundmoräne des Stadiums von Lunden, über der sich Schotter von Drusen- und Transflenz-Eis bis über 1000 m hinauf ausbreiten. Die glazifluviale Schuttdecke der nächsten interstadialen Warmzeit war 1984 noch nicht aufgeschlossen (Figur 28).

Im Rüfengebiet unter dem Wäschchrut setzen die Sedimentschichten erst auf 1100 m ein. Basale Rückzugsschotter fehlen; offenbar war das Eis nach dem Sarganser Stadium nicht so weit zurückgeschmolzen. Die Abfolge beginnt mit der blaugrauen, gut 10 Meter mächtigen Grundmoräne, deren Material aus den benachbarten Schieferbergen stammt. Darüber folgt eine zweite, etwa 9 Meter messende hellere Grundmoräne mit viel erratischem Gestein, die daher mit dem Transflenz-Eis von Aschüel zugeführt worden ist. Von 1120–1130 m zeigt sich bereits die Obermoräne. Im Stadium von Lunden müssen ebenfalls die Riesenblöcke aus der Kalkzone der Drusen- und Sulzfluh, die man vom schluchtartigen Talstück oberhalb Gross Scheri bis Sagen und weiter tobelaufwärts sehen kann, mit der Obermoräne des Drusen-Gletschers talwärts transportiert worden sein. Im Aufschluss von Sagen befinden sie sich noch in ihrer ursprünglichen Position, in 1075–1100 m Höhe, unmittelbar unter der mächtigen Grundmoräne, die im Stadium von Fideris abgelagert wurde. Der vorderste Riesenblock liegt unterhalb Fal-mära auf 930 m an der rechten Talwand, etwa 600 Meter westsüdwestlich der Gross Scheri.

Im Stadium von Fideris erreichte das Transflenz-Eis von Aschüel nur noch das obere Wissbachtal, was durch die mächtigen Schotterablagerungen jener Gegend belegt wird. Dagegen dürfte der Drusen-Gletscher noch-



Figur 28

3 Kilometer nordöstlich von Schiers in der Gegend der Blauen Rüfe im Schraubachtobel. Auf dem Schiefergestein liegen die vom abschmelzenden Drusen-Gletscher abgelagerten Schotter (untere Bildhälfte). Darüber folgt die mächtige Moränendecke, die das im Stadium von Hinter Lunden (= Stadium von Chur) wieder vorstossende Eis hinterliess (Aufschluss 1984).

mals bis über Sagen hinaus vorgestossen sein. Dieser Schluss drängt sich beim Studium der Schichtfolge im Aufschluss unmittelbar südöstlich von Sagen auf, wo – wie bereits kurz erwähnt – auf 1125 m die über 30 Meter mächtige und lehmige Grundmoräne des Stadiums von Fideris folgt. Nach diesem Stadium vollzog sich ein beträchtlicher Abbau der bis anhin noch

zusammenhängenden Eiszungen; der Drusen-Gletscher löste sich in einzelne Zungen auf.

Im Gschnitz-Stadium vermochten mehrere vorstossende Eiszungen den Drusabach nochmals zu erreichen, wo sehr viel Moränenmaterial geschüttet wurde und heute der Erosion anheim fällt («In den Rüfenen»).

2. Die seitlichen Gletscherzungen

2.1. Der Grossganda-Gletscher

Noch im Gschnitz-Stadium bildete die zwischen Drusen- und Sulzfluh sich ausbreitende Grossganda ein weites Firngebiet, von dem Eis bis etwa 1.5 Kilometer west-südwestlich der Alpgebäude von Drusa vorstiess und um 1500 m stirnte. Da sich die Bäche südwestlich des Drusner Alpstafels in das von Moräne und Schottern bedeckte Gelände eingeschnitten haben, ist der Zusammenfluss von Ganda- und Muttner-Eis gut ersichtlich. Die tiefere lehmige Grundmoräne fällt durch ihre graublaue Farbe auf und verrät ihre Herkunft aus den benachbarten Schieferbergen (Hurscher, Muttner Augstberg, Schafberg). Die helleren, kalkhaltigen Vorstossschotter des Ganda-Eises glitten mit mächtiger Grundmoräne darüber.

Das Daun-Stadium wird vor allem durch absteigende Moränenzüge und grosse Blöcke belegt, die um 1940–2230 m einsetzen; mit zunehmender südwestlicher Exposition liegen die Moränenansätze höher. Die Eiszunge war über 1 Kilometer lang und 120 bis 150 Meter breit; sie reichte bis auf 1700 m herab.

In der ersten Egesen-Phase endete die linke Hälfte des Grossganda-Gletschers mit seinem Schottergut noch am Falzipbach (2100–1960 m). Das Eis der rechten Gletscherhälfte vermochte den Talboden nicht mehr zu erreichen und stirnte zwischen 2020 m im mittleren Gletscherbereich und 2100 m auf der rechten Seite.

Zur Zeit des zweiten Egesen-Standes stirnte das Grossganda-Eis im westlicher Sektor um 2180–2210 m; Punkt 2211 bildet die höchste Stelle der dortigen Stirnmoräne. Im östlichen Abschnitt stieg das Eis nur bis 2160 m herab. In der anschliessenden Warmphase löste sich die Gletscherfläche in mehrere Felder auf. Die vier Eislappen des dritten Egesen-Standes reichten noch etwa bis zum Wanderweg herab, wo sie um rund 2210 m stirnten (vor Westen nach Osten: 2220 m, Punkt 2208 2200 m und Punkt 2227) und Moränen schütteten.

Auch das Schafberg-Eis vermochte im ersten Egesen-Stadium bis zum Falzipbach vorzudringen. Der westliche Teil der Zunge endete bei der Läckl um 1960 m, der östliche erreichte den Talboden um 2070 m. Im letzten Egesen-Stand hat sich auf der Nordseite des Schafberg (2456 m) noch ein kleiner Gletscher entwickelt, was Moränenreste belegen.

2.2. Der Mittelganda-Gletscher

Im Gschnitz-Stadium stiess der Mittelganda-Gletscher auf der rechten Seite über Drusa und weiter durch das Schwenditobel vor auf 1400 m mündete er in das Tobel des Drusabaches ein. Dort kam es zu einem Einstau und zu entsprechenden Schotterschüttungen; nur 350 Meter weiter talwärts wirkte das durch das steile Fallätschatobel vordringende Eis als Barriere.

Die linke Hälfte des Mittelganda-Gletschers drang in die Rinne des Falzipbaches ein und stiess bis zum Drusner Scherli (P. 1554) vor. Im Daun-Stadium wurden kleinere Schottermengen verfrachtet. Auf der rechten Seite vermochte die Gletscherzunge das Schwenditobel noch zu erreichen; sie mag bis auf 1680 m vorgestossen sein.

In der Egesen-Zeit transportierte auch dieser Gletscher viel Sturzmaterial, so dass sich die Stirnmoräne des Maximalstandes auf dem Augstenberg um 2000 m schulbespielhaft zu erkennen gibt. Die Stirnlagen

der Nachphasen lassen sich hinauf bis 2050 m verfolgen. In der anschliessenden Warmzeit löste sich der Gletscher in zwei Zungen auf, die beim zweiten Egesen-Vorstoß um 2090 m im Westen und um 2110 m im Osten stirnten.

Im dritten Egesen-Stand entwickelten sich nur noch kleine Gletscher, die am Südfuss der Drusenfluh von Westen nach Osten um 2180, 2200 und 2130 m endeten.

2.3. Der Heidbüelganda-Gletscher

Aus der weiten Firnmulde am Fusse von Kirchlispitzen (2552 m) und Drusenfluh (2827 m) stiess im Gschnitz-Stadium eine Eiszunge mindestens bis zum Äpli Scherli (Punkt 1386) vor; von dort weg sind die Schotter im Vorfeld von Moränen bis hinauf auf 1500 m anerodiert. In der anschliessenden Warmphase trennten sich das Drusen-Eis der Heidbüelganda von jenem der Kirchlispitzen.

Bei den daunzeitlichen Vorstössen des Heidbüelganda-Gletschers lassen sich vier Zungen unterscheiden. Die südlichste stirnte beim neuen Alpstafel Heidbüel, wo unterste Moränenschotter und Blöcke um 1900 m liegen. Weiter nordwestwärts drangen die in westlicher Richtung nebeneinander vorrückenden Eislappen bis Hinter Tamunt–Pardutz vor. Die Stirnlagen sind von deutlichen Wällen und enggescharten Schüttungen der Nachphasen gekennzeichnet. Die «Polenhütte» bei Punkt 1732 liegt im Bereich der zweiten Nachphase. Der weiter talwärts vorrückende kleine Lappen vermochte nur bis 1680 m abzusteigen (400 Meter nordnordöstlich vom Grüscher Äpli), wo er Schotter und grosse Felsblöcke zurückgelassen hat.

Zwei der drei Zungen des Egesen-Maximalstandes entfalteten sich auf der Hochfläche der Heidbüelganda. Die drei Lappen stirnten (von Norden nach Süden) um 1800, 1900 und 1980 m. Die beiden letzten schütteten auch Stirnmoränen. Bei der mittleren Zunge lässt sich eine Nachphase erkennen

sowie die Stirnmoränen der beiden nachfolgenden Eisstände; die zweiten Egesen-Stände sind durch Stirnwälle auf 2050 m und 2070 m gekennzeichnet. Auf dem markanten Endwall des dritten Egesenstandes liegt Punkt 2126.

2.4. Das nach Südwesten fliessende Schafberg-Eis

Das im Gschnitz-Stadium über den Muttner Augstenberg vordringende Eis folgte meist dem Caprivibach, der sich beim Drusner Scherli (Punkt 1554) mit dem Falzipbach zum Drusabach vereinigt. Da im Einzugsgebiet dieses Gletschers nur wenig Sturzgut anfällt, findet man fast keine Ufermoränen, hingegen – wohl wegen der weichen Schieferunterlage – eine gutausgebildete Grundmoräne.

Die beiden Daun-Staffeln lassen sich um 1880 und 1900 m erkennen. Die Moräenschotter südlich der Augstenböden dürften bereits das erste Egesen-Stadium anzeigen.

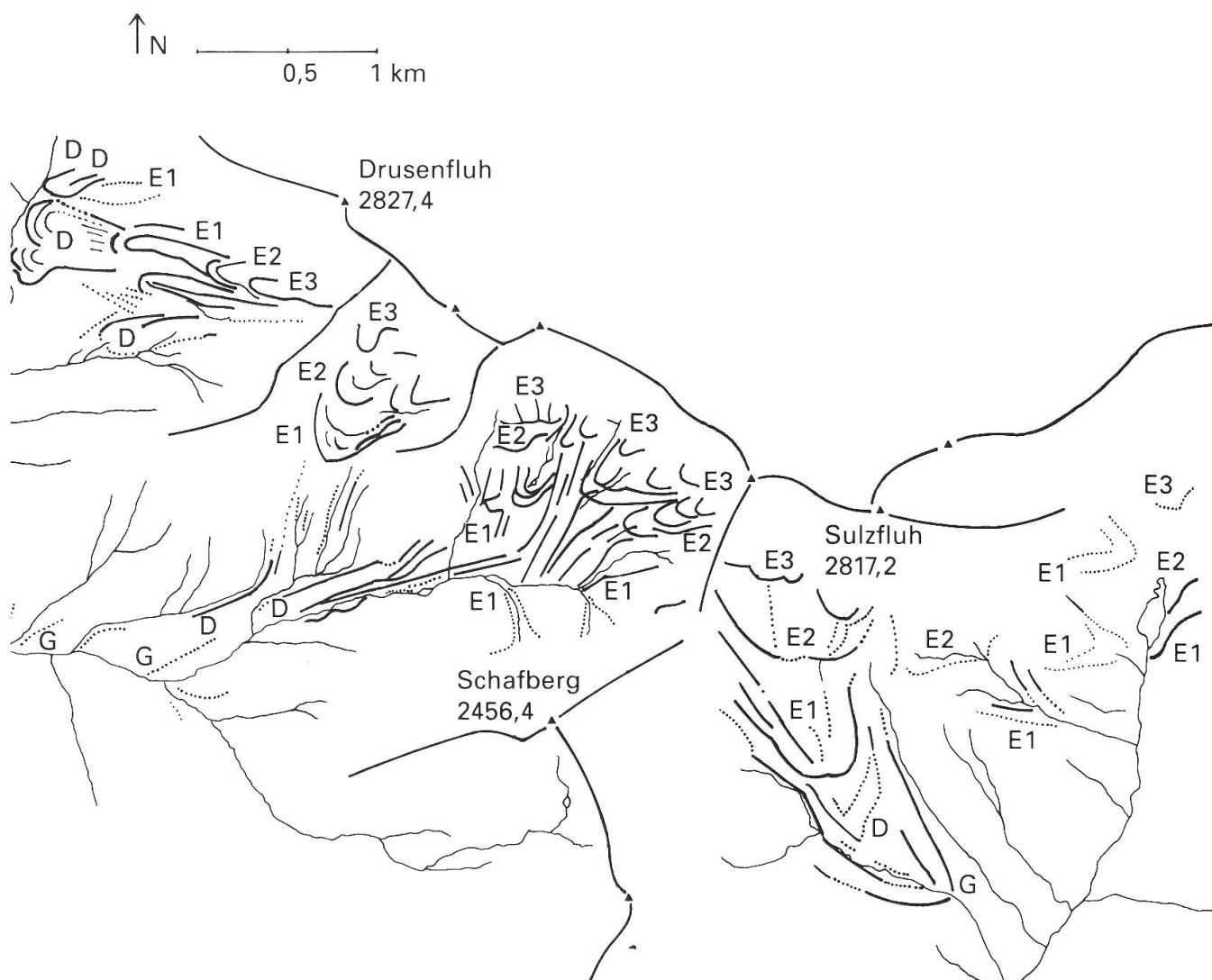
2.5. Der Fadur-Gletscher

Aus dem im Spätwürm zwischen Sassauna (2307,6 m) und Girenspitze (2393,5 m) noch vorhandenen Firnfeld stiess der Fadur-Gletscher südwärts vor und lieferte im Stadium von Sargans dem Drusen-Gletscher noch kräftige Zusätze. Im Stadium von Lunden (= Chur) wurden die Moränenablagerungen unterhalb Stutz (900–860 m) auf der rechten Talseite (250 Meter nord-nordwestlich der Salginabrücke) abgesetzt; sie deuten auf ein Zungenende unterhalb der Mündung des Salginabaches. Für das Stadium von Fideris sind keine brauchbaren Belege auszumachen. In der folgenden Warmphase löste sich der Fadur-Gletscher in zwei Zungen auf.

Im Gschnitz-Stadium stiessen die beiden Gletscher nochmals bis zur Konfluenz (Punkt 1023) vor, wo der Vallatscha- in den Salginabach einmündet. Dies wird durch die mächtige Grundmoräne belegt, die dort beobachtet werden kann. Vallatschabach

Figur 29

Die Gletscherstände im Gebiet Drusenfluh – Sulzfluh



Legende:

- C Moränenwall, auch flache Moräne
- Eisrandlage, Moränenschleier
- ~~~~ Gewässer
- ▲— Berggipfel, -Grat

Gliederung:

- E3 Egesen-Stadium: 3. Stand
- E2 Egesen-Stadium: 2. Stand
- E1 Egesen-Stadium: 1. Stand
- D Daun-Stadium
- G Geschnitz-Stadium (= St. v. Klosters)

aufwärts sind die Moränenschotter angerissen. In der anschliessenden Warmphase löste sich das Eis in mehrere einzelne Zungen auf. Die Moränen und Moränenreste ent-

lang dem Wanderweg, der Stelli (Punkt 1976,1) mit dem Obersäss der Alp Fadur (Punkt 2021) verbindet, könnten dem zweiten Egesen-Stand entsprechen.

III. Die Gletscherstände im Seitental von St. Antönien

1. Der Schaniela-Gletscher

Der aus dem Seitental von St. Antönien vorstossende Schaniela-Gletscher lieferte dem Landquart-Gletscher bedeutende Eis-zuschüsse. Das aus dem mittleren Rätikon austretende Eis erreichte im Mündungsgebiet des Tales von St. Antönien bei Küblis im Riss-Maximum eine Höhe von etwa 2300 und im Würm-Maximum eine solche von über 2100 m (R. Hantke: 1980, Eiszeitalter 2, S.225).

Vor rund 20000 Jahren, im letzten Würm-Maximum, ragte vom Chrüz (2195,7 m), das sich dem mündenden Schaniela-Gletscher etwas in den Weg stellte, nur gerade der Gipfel als kleine Insel empor. Zwar reichen in der Transfluenzzone von Aschuel, d.h. auf Alp Valpun die höchsten Kristallingeschiebe nur bis 1875 m. Dieses Leitgestein bekundet jedoch nicht die höchste Eisrandlage, weil es auf lokalem Eis abgelagert und dann talwärts verschoben wurde.

Als der Landquart-Gletscher bis Hinter Lunden reichte, spaltete sich der Schaniela-Gletscher bei St. Antönien immer noch in zwei Zungen. Der gegen Süden vorstossende Hauptarm vereinigte sich mit dem Landquart-Gletscher in der Gegend von Pany–Plävigglin, wo umfangreiche Moränenablagerungen und Blöcke vorkommen. Auf der rechten Tobelseite kann die entsprechende Randlage hinter der Haderegg auf 1325 m Höhe, unmittelbar über dem Weg als unauffällige Stauschuttverebnung ausgemacht werden. Bei Aushubarbeiten in den Jahren 1983 und 1984 wurde dort typisch glazigenes Blockgut zutage gefördert. Weiter westlich, wo der Weg sich dem

Bach nähert, büsst die Moräne rasch an Höhe ein und nähert sich, das Dorf Pany in der Gegend des Baches querend, der ehemaligen Konfluenz. In einer späteren Abschmelzphase hatte das Eis hinter Pany bereits etwa 80 Meter Höhe eingebüsst. Am nordöstlichen Dorfausgang zeigt sich an der nach St. Antönien führenden Strasse von 1265–1240 m ein prächtiger seitlicher bis stirnnaher Moränenwall von 250 Meter Länge (Figur 30).

Auf der linken Tobelseite wird der ehemalige Eisrand des Stadiums von Hinter Lunden vor allem durch ein lockeres, aber auffallendes über 50 Meter breites Erratikerverband bekundet. Dieses setzt westlich von Runggalina um 1320 m ein und breitet sich südwärts bis nach Catruschi (1230 m) hinunter aus, wo die Konfluenz gelegen haben dürfte. Analog zum Moränenwall von Pany bekundet auf der linken Tobelseite etwa 200 Meter nordwestlich von Runggalina um 1300 m Höhe nur eine kleinere wallartige Ablagerung jenen Eisstand. Von dort begleiten spärliche Fremdgesteine den nach St. Antönien führenden Weg bis in den Wald hinein.

Eine Abschmelzphase des Lundener Stadiums wird durch die kammartige stirnnahe Endmoräne des Schaniela-Gletschers bekundet; sie setzt unmittelbar im Nordwesten von Plävigglin ein und zieht sich über Punkt 1105,5 tobewärts. Nordwestlich von Tälfesch bis nach Canal hinauf folgt der Fahrweg etwa dem Rand des damaligen linken Gletscherrandes.

Im Stadium von Hinter Lunden stiess noch eine etwa 900 Meter breite, gut 150 Meter mächtige Eiszunge über den Sattel von



Figur 30

Vom nördlichen Dorfrand von Pany aus zieht sich eine 250 Meter lange Wallmoräne rechts der nach St. Antönien führenden Strasse hin (Stadium von Hinter Lunden, etwa 15500 Jahre vor heute). Damals vereinigte sich das Seitentaleis noch mit dem Landquart-Gletscher.

Aschüel (1607 m) weit in das Einzugsgebiet des Schraubaches vor und traf etwa 1 Kilometer südwestlich von Aschüel noch mit dem Valpun-Eis zusammen. Dieses rückte auf der Nordseite des Chrüz (2195,7 m) mindestens bis zum alten Alpgebäude von Valpun (1774 m) vor.

Auch das Grossriet (1730 m) östlich von Valpun war damals noch von einem Eislappe erfüllt, was durch Stirnmoränen belegt wird (R. Hantke: 1980, Eiszeitalter 2, S. 224). Auch die stark eisüberprägte Gegend von Riedbüel (800 Meter südsüdwestlich von Aschüel) mit ihren Rundhöckern, grösseren erratischen Blöcken und vernässtten Böden deutet auf eine spätwürmzeitliche Vergangenheit hin. Am Wanderweg St. Antönien–Valpun hat der Ried-Bach in 1710 m Höhe Moränenschüttungen mit kristallinem Geschiebe aufgeschlossen.

Noch im Fideriser Stadium erreichte der Schaniela-Gletscher das Haupttal, was auf der Luzeiner Seite des Tobels der vom Eis überprägte kleine Rundhöcker mit der

Kirche und der benachbarte Moränenhügel (Punkt 976) bekunden (Figur 31).

Auf der linken Tobelseite setzt die stirnnahe Ufermoräne von Tälfesch nordöstlich des Weilers bei Punkt 1105,5 ein und fällt von dort gegen Südwesten Richtung Fasmeraus (920 m) ab. In einer fortgeschrittenen Abschmelzphase wurden die Wässer des zurückschmelzenden Schaniela-Gletschers bei Küblis vom Resteis des Haupttal-Gletschers gestaut. Entsprechende deltaförmige Ablagerungen am rechten, sohennahen Talhang (830–840 m) kamen in den siebziger Jahren bei den Bauarbeiten an der Luzeiner Strasse zum Vorschein.

Bei St. Antönien floss nur noch eine etwa 250 Meter breite Eiszunge über den Sattel von Aschüel (1607 m). Im Sattel liegen die linke Seiten- und die Mittelmoräne an der engsten Stelle nur 100 Meter auseinander. Die Mittelmoräne zieht sich von Soppen (1590 m) über Rütland (1630 m) bis weit in den Teif Wald (1500 m) hinunter. Die als Wall ausgebildete linke Seitenmoräne, die

von einer markanten tiefliegenden Schmelzwasserrinne begleitet wird, zieht sich über 1,5 Kilometer bis zum Punkt 1540,6 hin. Das Gebiet westlich von Aschüel bis nach Fajungga hinunter stellt eine weite stadiale Schüttungszone dar. Die umfangreichen, von der Erosion bereits stark angegriffenen Moränenablagerungen nordwestlich des Teif Waldes sind wohl als Reste eines Stirnwalles zu deuten. Das Wasser fliesst heute noch – wie die ehemaligen Schmelzwässer – den Seitenmoränen und stirnseitigen Schüttungen entlang und vereinigt sich im tiefsten Punkt (1380 m) zum Aschüelerbach. Der untere Teif Wald zwischen den beiden Seitenmoränen stellt das Zungenbecken dar.

Bei Spizzi (Punkt 1603,5) lässt sich eine Rückzugsstaffel erkennen; dort wurden den Sattel von Aschüel absperrende Stirnmoränen geschüttet.

Nach dem Stadium von Fideris trennte sich der Schaniela-Gletscher definitiv vom Eis des Haupttales und schmolz ins hintere St. Antönertal zurück. Die nächsten deutlichen Vorstosslagen – jene der Eisstände von Küblis, Serneus und Klosters – befinden sich zwischen Ascharina und Castels. Die erste dieser Stirnlagen zeigt sich in Usser Ascharina; dort setzt die rechtsseitige stirnnahe 200 Meter lange Moränenablage rung westlich der Brücke um 1300 m ein und fällt bis zur Strasse auf 1270 m ab. Auch auf der linken Talseite sind abstei-



Figur 31

Im Stadium von Fideris (vor etwa 15 000 Jahren) lieferte das aus dem Seitental von St. Antönien vorstossende Schaniela-Eis dem Landquart-Gletscher nochmals einen kleinen Zuschuss, wie der Drumlin (Schotterhügel) von Luzein belegt. Letzterer gibt sich als typische konfluenznahe Schüttung zu erkennen.

gende Moränen auszumachen. Der seitliche Gletscherrand des Standes von Usser Ascharina dürfte auf der rechten Talseite durch die Moränenablagerung bei Bord (1550 m, 700 Meter westnordwestlich der Kirche von St. Antönien) belegt sein. Diese Moräne weist zudem auf die Tatsache hin, dass die Transfluenz von Aschüel nach dem Eisstand von Küblis nicht mehr zu stande kam.

Nur 1 Kilometer weiter taleinwärts, in Mittel Ascharina (1330 m), kennzeichnet eine zweite, etwas zerfallene Stirnlage die linke Talseite. Der obere Rand der Schotterablagerungen setzt westlich von Türli auf 1440 m ein und fällt allmählich zur ehemaligen Stirn ab, die bei der Alpbachmündung (1335 m) lag.

Die dritte Stirnlage ist gegen St. Antönien-Castels festzustellen, wo auf der rechten Talseite, gut 200 Meter südwestlich der Kirche, erst flachere Schotterablagerungen einsetzen. Schon in Schwendi gehen diese in eine mächtige hügelartige Moräne über, die von dort über Punkt 1462 zum Schanielabach absteigt und auf der linken Talseite als flachere Ablagerung gegen Inner Ascharina verläuft. Dieses Stadium von St. Antönien entspricht jenem von Klosters-Selfranga und damit dem Gschnitz-Stadium im Inntal.

Der nächste Wiedervorstoß des Schaniela-Gletschers, der sich etwa 2 Kilometer hinter St. Antönien bei der Abzweigung nach der Alp Carschina durch einen 300 Meter langen Schuttkörper abzeichnet, dürfte das Daun-Stadium belegen. Die terrassenartige, talauswärts geneigte (1640–1600 m) und sich nach vorn zungenartig zusätzende Moränenschüttung enthält sowohl kristallines Gestein als auch Kalkmaterial, ein Hinweis, dass auch das vom Schollberg oder/und von Plassegg absteigende Eis am Aufbau dieser vorgeschobenen Zunge beteiligt war. In einem erneuten Wiedervorstoß, der wohl als verspätet eintreffendes Gruoben-Eis zu werten ist, wurde der

Moränenkomplex von einer scheinbar schwachen, viel Kalkgestein führenden Zunge überfahren. An ihrer Spitze findet sich, 150 Meter unterhalb der Brücke, ein riesiger Kalkblock.

Der Carschina-Gletscher reichte damals nur noch bis gegen 2000 m in das Gebiet des Mittelsäss herab.

Nach einem Zurückschmelzen des Eises bis gegen Gruoben erfolgte im Egesen-Stadium ein erneuter Vorstoß mit einem ersten Zungenende um 1865 m, was von linksseitigen stirnnahen Moränenschottern belegt wird. Die entsprechende Moräne des zweiten Egesen-Standes ist viel deutlicher ausgebildet; sie setzt östlich Punkt 1869 auf 1915 m ein und endet in der Mitte des linken Seeufers auf 1870 m Höhe. In einem nächsten Klimarückschlag dürfte der Gletscherarm nochmals bis etwa 1890 m vorgestossen sein (= dritter Egesen-Stand, Gleichgewichtslinie und klimatische Schneegrenze um 1940 m).

Die Partnuner Eisvorstöße nahmen im breiten, karartigen Einbruchkessel von Gruoben ihren Anfang. Diese etwa 1 Kilometer lange und 500, stellenweise bis 600 Meter breite muldenartige Hochfläche liegt mit ihren tiefsten Stellen auf fast 2100 m und damit voll im Bereich der damaligen Firnbildung.

2. Die seitlichen Gletscherzungen

2.1. Der Ganda-Carschina-Gletscher

Im Gschnitz-Stadium, als die drei Gletscher der Ganda, des Schafbergs (Augstenberg) und des Girenspitze noch zusammengekommen waren, stirnte ihre gemeinsame Zunge um 1800 m (R. Hantke, 1980: Eiszeitalter 2, S. 224), etwa 350 Meter ostsüdöstlich des Mittelsäss. Die linke Seitenmoräne ist als mächtiger, 900 Meter langer Wall ausgebildet, der auf 2115 m Höhe einsetzt. Im Verlaufe der beiden Nachphasen zog sich das Eis fast bis zum Mittelsäss (1942 m) zurück.

Östlich dieses Alpgebäudes vereinigen sich nämlich die beiden Seitenmoränen zur Zungenspitze (1900 m). Die linke Ufermoräne lässt sich etwa auf einer Länge von 700 Meter bis auf 2050 m Höhe verfolgen, wo sie wahrscheinlich vom Eis des nächsten Vorstosses überfahren wurde. Den rechten Moränenansatz dieses Standes kann man auf 2080m Höhe unmittelbar rechts des Weges Obersäss–Carschinafurgga beobachten. Die nächsten glazigenen Schüttungen ergeben nördlich des Alpgebäudes eine mit Schotterhöckern durchsetzte Verebnung. Für den Gschnitz-Maximalstand (1800 m) beträgt die Gleichgewichtslinie 2065 m, was bei der gegebenen südöstlichen Exposition ungefähr der klimatischen Schneegrenze entsprechen dürfte.

Im Verlaufe der darauffolgenden Warmphase löste sich der Gletscher in einzelne Lappen auf. Die vom Firngebiet der Ganda genährte Hauptzunge stiess bei der nächsten Kaltphase noch bis in die Gegend des Weges vor, der um 2000 m das Gelände quert. Weniger gut geformte, aber doch eine Zungenspitze umschliessende Ablagerungen dieser neuen, lückenhaften, scheinbar zweigliedrigen Vorstossphase sind auf 1980 und um 2000 m Höhe auszumachen. Diese Moränensituation dürfte den beiden Phasen des Daun-Stadiums entsprechen.

Die erste Egesen-Kaltphase hinterliess einen prächtigen modellartig geformten und weit hin erkennbaren Endmoränenbogen, der auf 2040m stirnt und durch den Punkt 2059 markiert ist. Die linke Seitenmoräne nimmt ihren Anfang auf 2170, die rechte auf 2165 m. Bei einer Gleichgewichtslinie um 2180m ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von 2200 m.

Die Moränenstirn des zweiten Egesen-Vorstosses lässt sich im Bereiche des Hütteweges erkennen, welcher von Brunnenegg herkommend dem Fusse eines hohen Walls bis zu Punkt 2186 folgt. Weiter westwärts zweigt der Weg von der ehemaligen Eisfront Richtung SAC-Hütte ab.

Im obersten Teil der Ganda folgt in gut 2000 m noch eine letzte, etwa 800 Meter breite Eisfrontlage, die etwa dem Fuss der Schuttkegel entlang zustande kam und der dritten Egesen-Phase entsprechen dürfte (Gleichgewichtslinie 2270 m).

2.2. Die Eisvorstösse am südöstlichen Fuss der Sulzfluh

Am südöstlichen Fuss der Sulzfluh sind aufgrund der vorhandenen Moränenreste drei egesenzeitliche Eiszungen festzustellen:

- diejenige, die von Sulz Richtung Meder vorstiess, stirnte westlich Wannen erst um 1920 m, in zwei späteren Vorstössen um 2020 und 2100 m;
- etwas östlich davon stieg eine zweite Zunge Richtung Gruoben bis auf 1910, in einer Nachphase noch bis 1950 m ab;
- der dritte Lappen stirnte 250 Meter nördlich der Seehütte um 1900, später noch um 1940 m.

Aus der durchschnittlichen Gleichgewichtslage um 2100 m für den ersten Egesen-Stand resultiert bei südöstlicher Exposition auch eine klimatische Schneegrenze um 2100 m.

2.3. Das Plassegg- und Tälli-Eis

Die 2,3 Quadratkilometer grosse Kalk-Hochfläche von Plassegg liegt zwischen 2100 und 2400 m Höhe. An ihrem östlichen Rand stehen dunkle, kristalline Gesteine des Ost-Rätikons an; auf der Westseite herrschen helle Kalke des mittleren Gebirgsteiles vor. Die quartäre Vereisung bewirkte eine beachtliche Talausträumung, die sich als Gesteinsgemisch im ganzen St. Antöniental feststellen lässt. Es tritt vor allem am Ende des bei Carschina-Untersäss stirnenden Gletschers in Erscheinung. Die Moränenwälle zwischen Plassegg und Partnun mit Zungenenden um 1840 m sind dem Daun-Stadium zuzuordnen (H. Burger & R. Hantke, 1982: Die Moränenlandschaft der Plassegg-Hochfläche). Im ältesten Egesen-Stand reichte das Eis bis östlich der grossen Doline

(Punkt 2138), durch welche die Schmelzwässer abflossen.

2.4. Das Schollberg-Eis

Die Wegverbindung St. Antönien–Partnun führt am Fusse der Wätterweid bei einer beachtlichen, etwa 300 Meter breiten und vom Bach angeschnittenen Moränenstirn vorbei. Die Ronenegg (Punkt 1648,6) bildet die höchste Erhebung dieses im Daun-Stadium vom Schollberg herunter transportierten Schottergutes. Dieses verdrängte die beiden später eintreffenden Eiszungen von Plasseggen und Gruoben auf die rechte Talseite. In der zunächst steilen und von Bachrinnen durchfurchten Bergflanke über der Ronenegg sind deutliche Mittelmoränenreste vorhanden. Weiter oben, von 1800 m bis zur unteren Kante zur weiten Verebnung von Äbenen auf 1900 m tritt eine mehr oder weniger zusammenhängende Erratikerzeile mit allen drei Gesteinstypen der Region und vor allem des Schollberges in Erscheinung. Und bis an den unteren Rand der Äbenen (auf 1900 m) dürfte auch die Gletscherzunge des nächsten Wiedervorstosses, der ersten Egesen-Phase, gereicht haben. Die linke stirnnahe Seitenmoräne ist etwas deutlicher ausgebildet als die rechte und setzt auf 1995 m ein; die Gleichgewichtslinie liegt um 2050 m Höhe.

Der nächste Wiedervorstoß zeichnet sich bereits auf 2000 m ab und ist von spärlichen Moränenresten gekennzeichnet. Auf 2140 m liegt die von sehr grossen Blöcken durchsetzte Moränenfront der letzten spätwürmzeitlichen Vereisung am Schollberg-Fuss; der höchste Moränenansatz liegt auf 2210 m.

2.5. Der Gafier Gletscher

Das aus dem Gafier Tal vorstossende Eis lieferte dem Schaniela-Gletscher bis ins Stadium von Serneus Zuschüsse. Beim rechten Taleingang steigt ein ziemlich markanter Wall von 1610 m Richtung Sunnirüti

auf 1580 m ab und dürfte das Stadium von Fideris bekunden.

Im Stadium von Klosters (=Gschitz-Stadium) reichte der Gafier Gletscher noch bis an den Talausgang und setzte dort deutliche Moränenwälle ab. Auf der am linken Talausgang sich hinziehenden Schottermasse (1490–1470 m) stehen die Häuser von Litzirüti. Auf der rechten Talseite setzt bei Stapfen (1540 m) etwa 30 Meter über dem Gafier Bach eine Moräne ein und zieht sich über Punkt 1535 gegen die Stirn (1480 m) hin.

Hinter Sunnistafel belegen stirnseitige Moränenablagerungen um 1800 m den Eisvorstoß des Daun-Stadiums. Etwas weiter hinten kann man auf 1980 m bereits die Stirn der egesenstadialen Schüttung beobachten.

2.6. Der Alpbach-Gletscher

(Die Eisvorstösse im Seitental von Ascharina)

Der von der Aschariner Alp absteigende Alpbach-Gletscher erreichte im Stadium von Klosters (= Gschitz-Stadium) nochmals das Haupttal. Die endnahe rechte Ufermoräne, die bei Hof auf 1520 m einsetzt und entlang dem Alpbach auf 1380 m absteigt (200 Meter ostsüdöstlich der Mündung des Alpbaches) zeigt, dass sie vom später vorstossenden Schaniela-Eis überfahren wurde. In einer Nachphase stirnte das Alpbach-Eis auf 1450 m, wo unmittelbar bei der neuen Strasse der rechtsseitige stirnnahe Wall endet. Etwas weiter oben können am Alpweg zwei nur etwa 150 Meter lange Zungenenden beobachtet werden, die sich an die Talflanke lehnen und auf 1530 bzw. 1570 m auslaufen.

Im hinteren Seitental von Ascharina sind auffallend deutliche Moränenbögen zu beobachten. Die formfrischen und blockreichen Ablagerungen mit mehreren, dicht hintereinanderliegenden oder gar ineinandergestaffelten Phasen kennzeichnen das Egesen-Stadium. Eine Vorphase endete unterhalb des Alpgebäudes etwa auf 1980 m Höhe. Der in der Hauptphase vorstossende

Eislappen erreichte mit seiner Spitze die Stelle, wo heute das Alpgebäude steht (2000 m) und bildete einen prächtigen Moränenbogen. Die linke nordnordwestlich exponierte Seitenmoräne setzt auf 2070 m Höhe ein, während das obere Ende der rechten Seitenmoräne nicht eindeutig auszumachen ist, da sie vom nächsten Wiedervorstoß weitgehend überlagert wurde. Indessen könnte der auf 2090 m sich abzeichnende Moränenansatz mit seiner westlichen Exposition recht gut zu dieser Staffel passen. Nach der Flächenteilung 2:1 lag die Gleichgewichtslinie auf 2170 m. Hinter der beschriebenen Staffel folgt jene, deren Stirn durch Punkt 2026,8 markiert wird. Das dazugehörige Zungenbecken entspricht der auf der Landeskarte mit Güllenboden bezeichneten Verebnung. Für das erste Egesen-Stadium lassen sich fünf dicht hintereinanderliegende linke Seitenmoränen unterscheiden, die teils nur noch in Bruchstücken vorliegen.

Eine spürbare Klimaverbesserung hatte zur Folge, dass sich das Aschariner Eis in drei Lappen teilte. Im zweiten egesenstadialen Vorstoß vermochten sich die drei Lappen nicht mehr zu einer Zunge zu vereinigen. Der südlichste Lappen bezog sein Eis aus der karartigen Nährzone von Nollen und stirnte 500 Meter südöstlich des Alpgebäudes auf 2070 m Höhe, unmittelbar über dem zur Berghütte führenden Fussweglein, was Moränenablagerungen belegen. Der nördlichste Eislappen nahm seinen Anfang

in der weiten Verebnung zwischen Hüenertschuggen und Berghütte und stirnte, einen markanten Moränenwall zurücklassend, um 2045 m. Der mittlere Lappen schliesslich fand seinen Weg bei Nollenläger talwärts und stirnte – nur wenig Geschiebe zurücklassend – ebenfalls beim Fussweg Güllenboden – Berghütte um 2100 m. Die drei Zungen des zweiten Egesenstadions bekunden geschiebereiche Vorstoßphasen. Die nördlichste Zunge hinterliess Moränenpuren bereits auf 2050 m mit zwei deutlich ausgebildeten Staffeln und einigen kleineren, die sich streckenweise kaum voneinander unterscheiden lassen. Die Moränenwälle der ersten Staffel fallen besonders auf und lassen sich bis zur spätglazialen Blockgletschergrenze unmittelbar am Westfuss der Rätschenfluh verfolgen. Die rechte Moräne setzt um 2200 m ein, die linke etwa 20 Meter höher. Die 2:1-Schneegrenzrechnung ergibt wiederum eine Gleichgewichtslinie von 2000 m; die Depression gegenüber der ersten Egesen-Vorstoßphase beträgt 135 Meter.

Sodann lässt sich noch eine dritte, allerdings nur undeutliche egesenzeitliche Vorstoßphase feststellen. Entsprechende Moränenablagerungen finden sich auf knapp 2200 m und ziehen sich bis zur Stirnlage nur bis auf 2170 m hin. Starker Steinschlag hat die Moränen indessen weitgehend hinterfüllt. Die klimatische Schneegrenze dieser letzten würmzeitlichen Eisbildung mag um 2300 m gelegen haben.

IV. Der Saaser Hang

1. Der Saaser Calanda-Gletscher

Vom Saaser Calanda (2554 m) stiess noch im Spätwürm ein Gletscher bis ins Tal vor und lieferte dem Landquart-Gletscher noch im Stadium von Fideris kleine Zuschüsse. Ein markanter Ufermoränenwall setzt im Heimwald auf 1310 m Höhe ein, nur 150 Meter

westlich des Ragozbaches. Der 250 Meter lange Wall zieht sich in westsüdwestliche Richtung talwärts und bricht um 1240 m abrupt ab. Dort setzen Moränenreste ein, die – unregelmässig verteilt – 100 Meter weiter unten im anerodierten Stirnbereich enden. Offenbar wurde das seitliche Calanda-Eis am rechten Rand des Landquart-Gletschers

schers gestaut und sukzessive etwas talaus verfrachtet. Auch die Moränen von Flersch liegen auf der selben Höhe wie die Ufermoräne des Calanda-Gletschers im Heimwald; beide sind dem Stadium von Fideris zuzuweisen.

Im Zusammenhang mit den spätwürmzeitlichen Gletschervorstößen ist der Lawinenzug «In den Lauenen» erwähnenswert. Dieser steigt vom östlichen Saaser Calanda gegen Südwesten ab, setzt sich am Ostrand von Unter Plangga und von Flersch fort und endet in der Hangmulde von Laviaun. Früher gingen in dieser Zone wiederholt Lawinen nieder, weshalb dort der Wald weitgehend fehlt oder nur lückenhaft vorhanden ist. Der Lawinenzug dürfte schon den spätwürmzeitlichen Gletscherzungen als Gleitbahn gedient haben. Die

bewaldete Stirnpartie unterhalb Laviaun (1160–1140 m) ist übersät mit grossen und kleineren Blöcken und Schotter, die noch im Bereich der Saaser Rutschzone liegen, aber nicht die Merkmale eines Lawinen-Schuttkegels aufweisen. Als glazigene Ablagerungen wären sie dem Stadium von Fideris zuzuweisen, gleich wie die Ufermoräne im Heimwald und jene in Flersch.

Die Zone der grossen Kalkblöcke, die man der Alpstrasse entlang zwischen Unter- und Mittel Plangga (1380–1460 m) im Bereich der «Lauenen» beobachten kann, entspricht zeitlich etwa dem Gschnitz-Stadium. Der anerodierte Schotterhang um 1660–1700 m mit der etwas höher liegenden Anhäufung von Kalkblöcken dürfte das Daun-Stadium anzeigen. Über dem Prättigauer Höhenweg, der die Bergstation Madrisa – ungefähr der



Figur 32
Sackungslandschaft in Zastia (1930–1880 m.ü. M.) auf dem Saaser Berg.

1900-m-Höhenkurve folgend – mit dem Saaser Berg (Zastia) verbindet, sind egesenstadiale Moränen zu erkennen. Die längste Eiszunge des Maximalstandes stirnte über den «Lauenen» um 1800m; in der zweiten Egesen-Phase rückte sie noch bis 1980 m vor.

2. Rutschungen und Sackungen

Bei der Beschreibung der jüngsten Talgeschichte von Saas kommt den Rutschungen und Sackungen grosse Bedeutung zu. Die Erdbewegungen dürften vor allem durch die im ausgehenden Spätwürm erfolgte Hangentlastung eingeleitet worden sein. Noch heute bilden sich neue Sackungspakete, vor allem in den höheren Lagen. In Hüschicalanda, auf dem Saaser Berg (600 Meter nordnordwestlich von Zastia in 2005 m Höhe), zeichnen sich gleich vier enggestaffelte Sackungspakete ab. In der näheren und weiteren Umgebung der beiden Maiensässgruppen von Zastia kennzeichnen eindrückliche Bodenverschiebungen das Landschaftsbild (Figur 32). Auf dem Saaser Berg sind auch Ausbruchnischen mehrfach deutlich sichtbar. Auch der Steilhang «In den Lauenen» ist in Bewegung; östlich von Ober-Planggen mussten im Jahre 1992 aufwendige Sanierungsarbeiten ausgeführt werden.

Weniger auffällig sind die Rutschungen in den tieferen Lagen. Östlich von Saas scheinen die Block- und Schotterbewegungen zur Ruhe gekommen zu sein. Doch haben Hausbesitzer festgestellt, dass ihr Grund nicht ganz stabil ist. Geologische Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Bau der neuen Prättigauerstrasse haben im Gebiet Martels–Mülitobel–Waldhof überraschende Ergebnisse gebracht. Seit dem Abschmelzen der Gletscher in dieser Gegend, vor etwa 13500 Jahren, hat sich eine gewaltige Rutschmasse angesammelt, die stellenweise über 100 Meter mächtig ist.

Zwei in 106,7 Meter und 115,4 Meter Tiefe unter der Rutschmasse gefasste Proben von Holzstämmen belegen, dass sich dort vor 10000 Jahren ein Wald entwickelt hat, so dass die grossen Rutschbewegungen vor 8000 bis 10 000 Jahren stattgefunden haben dürften (Auskunft: Dr. T. Lardelli und P. Zwahlen, Geologen; Büro für Technische Geologie und Hydrogeologie, Chur, 1992). Die beiden in Waldhof abgetieften Bohrungen haben 14C-Alter von 9880 und 9770 Jahren ergeben.

Die Bevölkerung von Saas ist der Auffassung, dass in vorhistorischer Zeit ein grosser Bergsturz von katastrophalem Ausmass niedergebrochen sei. Dem dürfte wohl nicht ganz so sein. Block- und Schottermassen sind zwar vorhanden. Aber unter der Rutschmasse liegt ein fossiler Wald und auf dem Rutschmaterial liegt eine formfrische Wallmoräne des Spätwürm. Nach heutigen Erkenntnissen dürfte sich das meiste Felsgut als Folge des Spaltenfrosts während der spätglazialen Warmphasen (Tauphasen) gelöst haben und mit Calanda-Eis talwärts transportiert worden sein. Auf verhältnismässig steilen Hängen kommt es in den Stirnbereichen ohnehin zu einem Schotterstau und zur Bildung von Schotterwülsten. Über das auslösende Moment der Hauptschübe, die zwischen Mülitobel und Waldhof vor 8000–10 000 Jahren niedergefahren sind, fehlen Anhaltspunkte. Das die Gleitflächen schmierende Schmelzwasser hätte die Rutschung schon nach dem Rückzug der spätwürmzeitlichen Gletscherzungen aktivieren müssen. Der Waldhofbach setzt die östliche Grenze der Saaser Rutschmasse. Unmittelbar nach dem Bach setzt auf 1050 m eine 100 Meter lange Moränenablagerung ein mit reichlich erratischem Geschiebe des Landquart-Gletschers; sie zieht sich dem Fussweg entlang durch den Wald bis gegen Matteli hin und ist einer Rückzugsphase des Stadiums von Fideris oder dem Stadium von Küblis zuzuweisen.

3. Die Rüfen

In der Vergangenheit waren auch die Saaser Rüfen bedeutsam. In der näheren und weiteren Umgebung von Saas ereigneten sich immer wieder Murgänge, was bei Aushubarbeiten noch heute festzustellen ist. Auf der Terrasse von Saas überlagern die Rüfenschotter jeweils die Moräne. Das viele Lokergut der Rüfen setzt sich vor allem aus Sackungsschutt und Moränenresten zusammen. Ein erster Schuttlieferant befindet sich auf dem Saaser Mittelberg, wo auf den Verebnungen Graswirtschaft betrieben wird. Eine grössere Schwachzone stellen die über dem Mittelberg in den steileren Waldpartien sich hinziehenden Hänge zwischen Ober Planggen und Radaz dar. Dort liegt das Einzugsgebiet mehrerer Bäche in weichen Schiefern des Prättigau-Flysches. Die Übergangszone von den steileren Waldpartien zu den flacheren Bergwiesen von Parschlez – Trumalinis sind noch aus einem andern Grund geschwächt. Dort liegen auf der Felsunterlage Moränenschotter. Eine Moränenablagerung folgt von Pilidetta aus dem Sagenbach und dreht unter dem Waldrand

(um 1600 m) nach Westen ab. In der Nähe von Trumalinis ist ein grösserer Moränenhang aufgeschlossen (1600–1700 m), welcher der Verrüfung ausgesetzt ist. Dazu kommen noch die weiter bergwärts durch Sackungen verursachten Schwachstellen, wo Bruchschutt und Erde anfallen. Bei Gewittern oder/und rascher Schneeschmelze räumen die Wässer diese und weitere Schwachstellen aus und transportieren den Schutt talwärts. Im Abrissgebiet rutschen die Gehänge nach. In Saas wurde noch in unserem Jahrhundert wertvolles Kulturland mehrmals von Schuttmassen überdeckt. Zum Schutz vor Schäden im Tal und zur Festigung der nachrutschenden Gehänge in den Bergen wurden Verbauungsarbeiten durchgeführt; die Sperrentreppen des Sagenbaches unterhalb Parschlez (1580–1600 m) und jene westlich von Trumalinis (1600–1700 m).

In mehreren Gegenden des Prättigaus wurden wegen Rutschungen, Sackungen und Verrüfungen bereits umfangreiche Verbauungsarbeiten durchgeführt. Weitere Sanierungsetappen müssen noch in Angriff genommen werden.

D. Die Eisstände der linksseitigen Nebental-Gletscher

1. Der Valzeina-Gletscher

Im Koblach/Feldkirch-Stadium vereinigte sich das Valzeina-Eis noch mit dem Landquart-Gletscher. Aber im Sarganser Stadium vermochte der Valzeina-Gletscher den Talausgang nicht mehr zu erreichen, so dass die Schmelzwässer ihren Schutt am Rande des Landquart-Gletschers ablagerten. So entstanden am Talausgang die randglaziären Stauschotterterrassen von Geissgaden (730 m) und Boden (800 m); (P.Wick, 1970: Geomorphologische Untersuchungen im Valzeinatal, Diplomarbeit ZH). Die von P.Wick kartierten Moränen um Valzeina ent-

sprechen den Eisvorstössen des Sarganser Stadiums. In Unter-Valzeina setzen die stirnnahen Moränenablagerungen unterhalb der Strasse um 950 m ein und enden beim Waldrand auf 920 m. Der zweite Eisstand wird von einem markanten, 150 Meter langen Moränenwall dokumentiert, der zwischen Valzeina und Unter Valzeina von einer Kuppe (Punkt 1026,4) ausgeht und auf 980 m absteigt (Figur 33). Am Aufbau dieser Erhöhung dürfte auch der anstehende Fels beteiligt sein. Der 150 Meter lange Wall des dritten Standes setzt in der Nähe des Weges um 1080 m ein und senkt sich, einen Bach ablenkend, bis auf 1020 m.



Figur 33

Der im Seitental von Valzeina vorstossende Gletscher stirnte vor etwa 16500 Jahren in Unter Valzeina. Im Bild der auf 980 m absteigende stirnnahe Moränenwall der zweiten Phase des Sarganser Stadiums.

Im Stadium von Hinter Lunden (= Stadium von Chur) dürfte das Valzeina-Eis über Bort bis nach Chempfi vorgestossen sein. Die stirnnahen Moränen des rechten Gletscherrandes zweigen von Punkt 1261 ab, wobei wohl noch etwas Eis nordostwärts in den früheren Talabschnitt überfloss. Aber auch in diesem ehemaligen Tal stiess ein Eisarm über Laubenzug – Chalchofen – Boden bis westlich Punkt 1201 vor, was durch linksseitige Moränenablagerungen angedeutet wird. Die ersten glazigenen Schotter und glazial überprägten Stellen lassen sich bei Punkt 1370 und etwas südlich davon feststellen.

Zur Zeit des Stadiums von Fideris (= Stadium von Andeer, Steinach am Brenner) stiess die Gletscherzunge bis Spitz (1360 m) vor, wo sich ein eindrücklicher stirnnaher Wall 100 Meter westlich von Punkt 1394,6

abzeichnet. Die dazugehörende Schmelzwasserrinne mündet um 1370 m. Der östliche Arm des Valzeina-Gletschers vermochte scheinbar nicht gar so weit vorzustossen. Nordöstlich des Alpstafels von Falsch war die Eiszunge aufgrund der Ufermoränen nur noch etwa 100 Meter breit und fiel in der Gegend des Alpweges steiler gegen die Talkerbe ein. In der anschliessenden Warmphase schmolz das Eis bis in die hinteren Talabschnitte zurück, und die beiden Kerben wurden erneut eingetieft.

Im Gschnitz-Stadium reichte der östliche Arm erneut gegen die Alp Falsch vor. Die Zunge endete 350 Meter ostsüdöstlich des Alpstafels um 1500 m und östlich Punkt 1526 ist eine markante Rückzugsstaffel festzustellen, wo ebenfalls eine aus dem Brandtobel vorrückende Zunge stirnte. Das Ende des aus dem linken Seitental vordringenden

Gletschers ist nicht einwandfrei auszumachen. Aufgrund der Moränen konnte er bis Flügler (1410 m) gereicht haben.

Das Daun-Stadium des östlichen Armes ist in Ober-Falsch (1753 m) durch zwei Endmoränenwälle und weitere Schotterzüge belegt. Die egesenstadialen Schüttungen dürften bei Stelli (1966 m) einsetzen, wo das Eis eine wallartige Stirnmoräne zurückliess.

Erratisches Gestein ist auch im Valzeinaltal verbreitet. Es tritt in wenigen Exemplaren bereits in Altsäss hinter der Alp Laubenzug auf und etwas häufiger im Bachbett, welches den Laubenzug von Altsäss trennt. Im Laubenzug liegen auch einige Blöcke. Das Auftreten von Fremdgestein belegt, dass es durch den Landquart-Gletscher aus dem Totalp- und Weissfluhgebiet hertransportiert worden ist. Doch findet sich dieses Gestein im Einzugsgebiet des zwischen Fadeuer und Wannenspitz gelegenen Transflenzsattels (1930 m), also ausserhalb des würmzeitlichen Landquart-Eises. Nach risszeitlichem Transport dürfte die endgültige Platznahme durch den würmzeitlichen Lokalfirn sowie durch Lawinen und Wasser erfolgt sein.

2. Der Furner Gletscher

Das höchste erratische Gestein liegt auf der rechten Talseite westlich der Alp Larein, am Fussweg zwischen Marangga und Geissweg, auf 1800 m Höhe. Auf der linken Seitental-/Tobelseite tritt es nur bis nördlich von Fäutsch (1520 m) in Erscheinung. Somit drang der Landquart-Gletscher noch bis ins frühe Spätwürm weit in das Furner Seitental vor. Der nordwestlich der Alp Larein ins Haupttal absteigende Kamm hat als Eisscheide zwischen dem Furner und dem Haupttal-Gletscher gewirkt. Die dort wohl ausgebildeten Wälle, die auch Fremdgestein enthalten und der Kammlinie auf 1800 m folgen, stellen somit Mittelmoränen dar, deren zwei um 1740 m Höhe auslaufen; die

beiden anderen steigen bis 1720 m und 1700 m ab. Diese Moränen dürften die Eishöhe zur Zeit des Konstanzer Stadiums anzeigen; sie entsprechen höhenmässig denjenigen von Calondis auf der rechten Haupttalseite. Auch die beiden Lercher Schotterterrassen, welche in der Gegend des Obersäss die Morphologie prägen (1960 m und 1920 m), dürften der gleichen Eisoberfläche entsprechen.

Auf der linken Seite des Furner Tobels drang das Landquart-Eis – aufgrund des erratischen Gesteins – nur bis gegen Fäutsch vor; an der Bildung der markanten Mittelmoränen nördlich von Chäseggen, zwischen 1820 m und 1900 m, waren nur die beiden Lokalgletscher beteiligt. Die über Särrä (um 1650m) bis Ful Ried (um 1550m) absteigenden Moränen sind wohl im Verlaufe der nächsten Abschmelzphasen entstanden.

Noch im Stadium von Koblach/Feldkirch dürfte das Furner-Eis bei Waldeggen (1,8 Kilometer südwestlich der Kirche Jenaz) auf der rechten Tobelseite Richtung Haupttal übergeflossen sein, was die gut 100 Meter lange Moräne belegt, welche sich 70 Meter östlich Punkt 1272 hinzieht. In der Verlängerung steigt ein mehr oder weniger zusammenhängendes, aus mehreren Segmenten gebildetes Moränensystem zwischen Brach und der Gmeingüteregg bis in die Gegend der Schiessanlage ab.

Im Verlaufe der Sarganser Stände hat der Kontakt des Furner Gletschers mit demjenigen der Landquart zur Bildung der markanten Mittelmoräne der Gmeingüteregg (etwa 1080 m bis 900 m) geführt (R. Hantke, 1980: Eiszeitalter 2, S. 223). Abgesehen von dieser Schotterschüttung und der Moräne, die sich von Brach zum Schützenhaus absenkt, sind alle übrigen Moränen der Gegend arm an Fremdmaterial; sie belegen ältere Stände des seitlich einmündenden Furner Gletschers.

Im Stadium von Hinter Lunden erreichte der Furner Gletscher noch knapp das Haupttal. Entsprechende Belege befinden sich als Schotterablagerungen und als eine

etwa 100 Meter lange und lockere Blockzeile nördlich des unteren Müleggitobels (um 740 m).

Ein bedeutsamer Eisstand ist unterhalb des Varnezatobels, in Quaggis (1300 m), gegeben, wo infolge intensiver Bacherosion eine mächtige Grundmoräne aufgeschlossen ist. Der 1985 noch erhaltene Teil des Zungenbereiches ist 250 Meter lang und senkt sich von 1380 m auf 1340 m. Diese einzigartige spätglaziale Zeitmarke des Varneza-Gletschers dürfte wohl das Stadium von Fideris anzeigen; unterwegs erhielt dieser Gletscher noch mehrere seitliche Zuschüsse (Figur 34).

Im Stadium von Klosters (= Gschnitz-Stadium) sammelten sich die vom Hochwang, vom Rothorn, vom Cunggel und von der Alp Varneza abfliessenden Gletscher oberhalb des Varnezatobels; sie stürzten zwischen 1600 m und etwa 1800 m Höhe (Figur 35).

Die Eislappen des Daun-Stadiums stürzten um den Obersäss, westlich auf 2000 m; im steileren Gelände östlich des Obersäss stiegen sie noch gut 100 Meter weiter tobewärts ab.

Die Moränenablagerungen der Egesenstände verteilen sich über das ganze übrige Alpgebiet von ungefähr 2000 bis auf 2250 m Höhe. Auch am Ostfuss des Hochwang (2532,6 m) zeigt eine frontale Schotter schüttung um 2230 m noch das dritte Egesen Stadium an (Figur 35).

Neben dem Einzugsgebiet des Varnezabaches empfing der Furner Gletscher noch bis ins Stadium von Hinter Lunden (= Chur) bedeutende Eiszuschüsse aus dem Faniner gebiet im Süden, von den Igiser und den Zizerser Alpen im Südwesten.

Das von Chäseggen durch das Schlipftobel und das über den Lercher Obersäss vorrückende Eis erreichte im Fideriser Stadium noch knapp das Varnezatobel bei Punkt 1368, was markante Seitenmoränen belegen. In der anschliessenden Warmphase teilte sich der Gletscher in zwei Lappen.

Der Faniner Gletscher, verstärkt durch seitlich zufließende Eiszungen, vermochte im Stadium von Fideris durch das Chuontobel bis nach Geissboden (Punkt 1218) aufzusteigen. Über dem Geissboden deuten die auf dem Felsriegel abgesetzten Schotter noch auf einen Eisstand um 1300 m. Dabei blieb die Eiszufluss von Varneza her praktisch aus. Im Gschnitz-Stadium erreichte der Faniner Gletscher das Chuontobel nicht mehr und stirnte östlich der Riet-

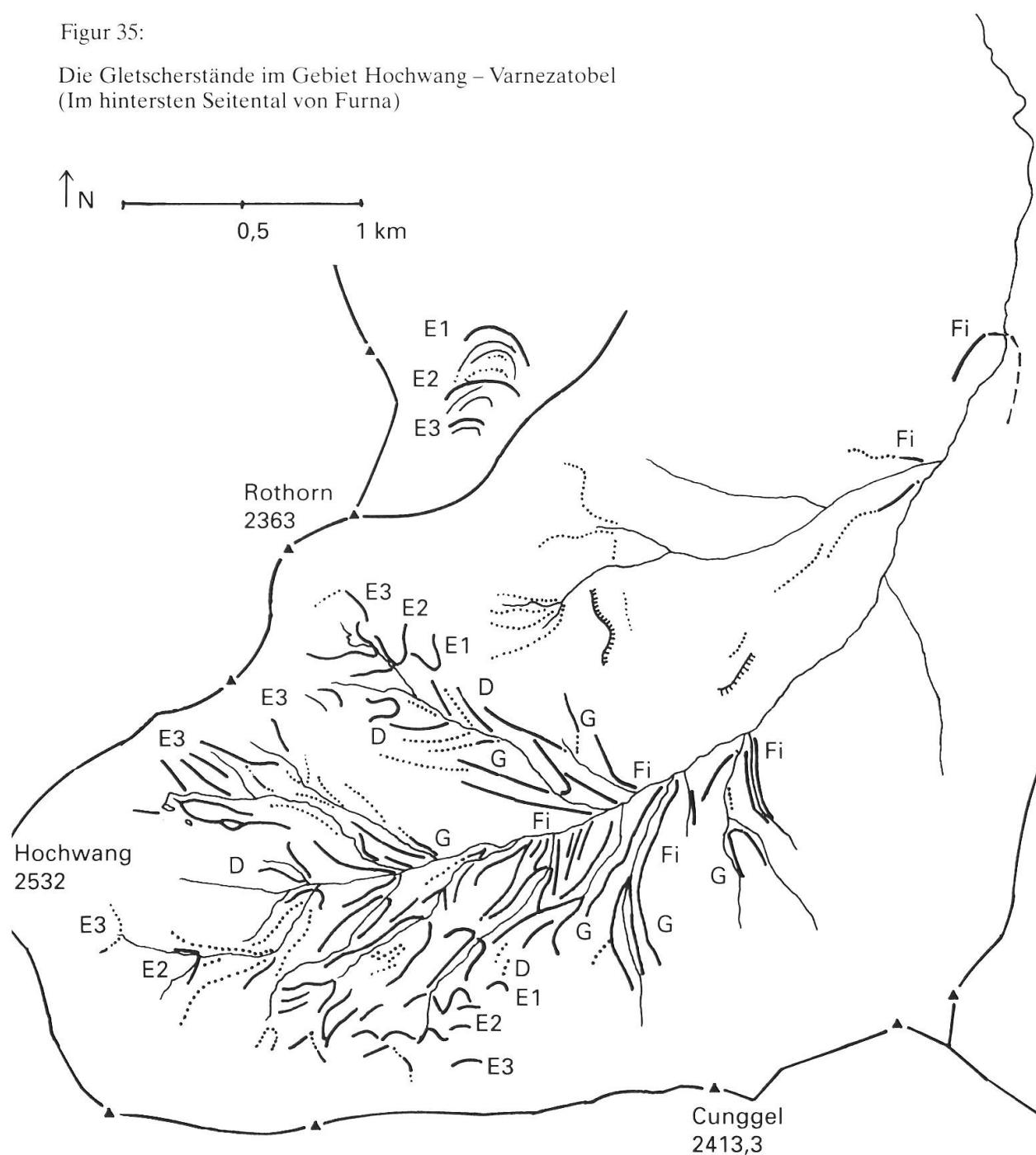


Figur 34

Aufschluss im hinteren Seitental von Furna, südlich von Quaggis (1330 m). Die dunkle, lehmige Moräne belegt einen Vorstoß des Furner Gletschers bis unterhalb Quaggis (Stadium von Fideris). Die darüberliegende, auch grössere Steine aufweisende Schotterdecke, wurde vom Schmelzwasser des wieder zurückweichenden Eises abgelagert (Aufschluss 1986).

Figur 35:

Die Gletscherstände im Gebiet Hochwang – Varnezatobel
(Im hintersten Seitental von Furna)



Legende:

- C Moränenwall, auch flache Moräne
- Eisrandlage
- ~ Gewässer
- ▲— Berggipfel, -Grat

Gliederung:

- | | |
|----|---------------------------------------|
| E3 | Egesen-Stadium: 3. Stand |
| E2 | Egesen-Stadium: 2. Stand |
| E1 | Egesen-Stadium: 1. Stand |
| D | Daun-Stadium |
| G | Geschnitz-Stadium (= St. v. Klosters) |
| Fi | Stadium von Fideris |

böden um 1660 m. Die Reste der stirnnahen rechten Ufermoräne haften noch am Felsen und lassen auf eine Eisoberfläche um 1720 m schliessen. Ebenfalls weiter nördlich stiessen drei weitere Zungen aus dem Faniner Gebiet ins Tobel vor. Moränenreste unterhalb der Faniner Alp deuten darauf hin, dass der dortige Gletscher im Daun-Stadium nochmals bis 1900 m vordrang. Dann löste sich die frühere Firnfläche auf der Faniner Alp in einzelne Lappen auf. Die Moränen, die sich zwischen dem Obersäss (2029 m) und dem Faninpass (2212 m) ausbreiten, sind egesenzeitlichen Klimarückschlägen zuzuschreiben. Einzelne ehemaligen Zungenbecken sind teilweise von Moränen umsäumt. So stirnte die im Osten von Punkt 2291 nordwärts absteigende Gletscherzunge vorerst auf 2080 m, dann auf 2120 m und in der dritten Egesen-Phase auf 2190 m. Das von Süden her vorstossende Eis endete in der ersten Egesen-Phase in zwei sich berührenden Lappen um 2100 m; die Riedböden bilden das ehemalige Zungenbecken.

Die Eiszungen der weiten, zwischen Faddeuer (2058,2 m) und Rothorn (2363 m) sich hinziehenden Firnzone sammelten sich im Fideriser Stadium noch im Ronentobel, wo sie auf etwa 1080 m endeten, auf der rechten Tobelseite eine 200 Meter lange, stirnnahe Seitenmoräne zurücklassend. Zwei markante interne Staffeln zeichnen sich unmittelbar westlich davon ab (1350–1230 m und 1220–1150 m). In der Nähe setzt zwischen Fäutsch und Ristolen auf 1350 m eine erratisches Gestein führende Ufermoräne des Landquart-Gletschers ein, die um 1220 m endet; sie bekundet das Sarganser Stadium. Diese Moräne wurde vom darunter liegenden Lokaleis talwärts verschoben, weshalb sie einen entsprechenden Bogen beschreibt.

Am Ende der Sarganser Stände haben seitliche Schmelzwässer aus dem Ronentobel in ihrem linken Mündungsbereich bei Hübelegg (nordwestlich Punkt 1194,6)

einen markanten Schuttfächer geschüttet (1200–1250 m). Der anerodierte Schotterkomplex wurde vom Landquart-Gletscher gestaut und zeigt Schrägschichtung. In einer Grube um 1250 m wird seit 1991 Schotter für den Bau des neuen Alpweges ausgebeutet; darin findet man kein Fremdgestein, während in den tieferen, anerodierten Lagen noch erratisches Geschiebe selten kommt.

Im Gschnitz-Stadium stirnten die drei durch das Wallisiten-, Holzeggen- und Chäseggentobel vorgestossenen Gletscherzungen mit eindrücklichen, aber stark anerodierten Schotterablagerungen im Mündungsgebiet um 1430–1380 m.

Die Daun-Moränen des Chäseggen-Gletschers setzen ungefähr beim unteren, von Chäseggen nach Pawig führenden Fussweg, d.h. um 1900 m ein, jene der beiden andern Eiszungen liegen etwas tiefer.

Die enggescharte Moränenabfolge der drei Egesen-Stände gibt sich 400–800 Meter südsüdöstlich des Alpstafels von Pawig zu erkennen. Der markante Stirnwall des ersten Stadiums endet um 1960 m, derjenige des zweiten Standes bei Punkt 2039 in den Schmalzgruben. Die frontalen Schotter des letzten Eisvorstosses liegen auf 2060 m am Wanderweg.

3. Der Ariesch-Gletscher

Der Ariesch-Gletscher aus dem Fideriser Heuberg lieferte dem Landquart-Gletscher im Stadium von Hinter-Lunden noch kräftige Eiszuschüsse. Auf der linken Tobelseite zieht sich die stadiale Randlage vom Ostrand des Almeindli (1070–1060 m) in nordwestliche Richtung mehr oder weniger dem Fussweg entlang und wird etwa 70 Meter westlich von Punkt 994 unterbrochen. Die letzten Moränenablagerungen und Blöcke erreichen den westlichen Dorfausgang von Fideris in steilem Abstieg bei Rözen, 100 Meter westlich der Kirche.

Das Gebiet des Caguler Waldes wurde von Sackungen in Mitleidenschaft gezogen, welche die stadialen Spuren verwischten.

Im Stadium von Fideris (=Stadium von Andeer) vermochte der Ariesch-Gletscher das Haupttal noch zu erreichen. Die entsprechende Seitenmoräne begleitet in Ramaidels den rechten Tobelrand und fällt am Talausgang – der Rinne des Ariesch Baches folgend – zur ehemaligen Stirn ab. Dies wird östlich von Fideris auf der linken Tobelflanke durch anerodierte Moränenablagerungen belegt, die man entlang der Strassenverbindung Stralegg – Fideris beobachten kann.

Die stirnnahe Seitenmoräne in Geisseggen (etwa 1600–1300 m) belegt das Stadium von Klosters (= Gschnitz-Stadium). Das über den Malanser Tarnuz vorgestossene Eis erreichte noch den Ariesch-Gletscher, wie die imposante Mittelmoräne (1700 m – Punkt 1572,5 – 1300 m) zu erkennen gibt. Das Ende der vereinten Zungen lag aufgrund aufgeschlossener Grundmoräne um 1200 m. In den Gebieten des Berg- und des Malanser Baches zeichnen sich Rückzugslagen ab.

Im nächsten spätwürmzeitlichen Rückschlag stirnte der Ariesch-Gletscher um 1740 m, was dem Daun-Stadium entsprechen dürfte. Die linke Ufermoräne setzt – strukturell bedingt – bereits um 1900 m beim künstlichen Seelein ein. Eigentliche Schotterschüttungen mit Grundmoräne lassen sich erst unterhalb der Strasse erkennen. Die beiden Bachablenkungen sind tektonisch vorgezeichnet. In der zweiten Daun-Phase stirnte die schmale Gletscherzunge um 1820 m, was die beiden den Bergbach begleitenden Ufermoränen dokumentieren. Die imposante rechte Seitenmoräne setzt 300 Meter nordnordöstlich des Skihauses Heuberg um 1910 m ein.

Im ersten Egesen-Stadium vereinten sich die aus den Heubergen vorgestossenen Eiszungen in der Gegend des Skihauses Heuberg. Das von Westen abgestiegene Eis

reichte bis 1920 m, was durch die 400 Meter lange linke von 2000 auf 1930 m abfallende Moränenablagerung belegt wird. Auf der gegenüber liegenden Hangseite endete eine Zunge um 1960 m, wo sich frontale Schotter abzeichnen. Auch das vom Matjisch Horn (2460,6 m) und den benachbarten Gebieten abgestiegene Eis drang fast bis zum Skihaus Heuberg vor. Unmittelbar südlich und südwestlich davon geben sich die zum Teil aufgeschlossenen Moränenablagerungen der einzelnen Zungen zu erkennen.

Im zweiten Egesen-Stadium dürfte die Eisfront nördlich von Clun um 2100 m und im steileren Gelände nördlich des Unteren Cluner Sees um 2000 m geendet haben. Weiter im Osten stirnte ein breiter Eislappe in Padels um 2110 m, in zwei Nachphasen 20 bzw. 40 Meter höher; dies belegen Schotterschüttungen.

Der dritte egesenstadiale Moränenstand ist im Osten am Fuss der Schutzhalde um 2160 m, weiter westlich auf der Peister Galtialp und von der Arflinafurgga nordwärts bis an den Fuss des Glattwang zu erkennen. Östlich der Arflinafurgga (2247 m) vermochte sich wahrscheinlich über einen Kilometer weit keine Gletscherzunge mehr zu bilden; die klimatische Schneegrenze lag etwa 50 Meter höher.

Der vom Fideriser Heuberg abfliessende Gletscher nahm unterhalb Geisseggen noch bis ins Gschnitz-Stadium eine bedeutende seitliche Zunge auf, die in der Gegend des Strassberger Fürggli (2308 m) begann. Im Daun-Stadium stirnte diese Zunge im Malanser Tarnuz, jene der ersten Phase um 1770 m, jene der zweiten um 1815 m, was beidseitig durch stirnnahe Moränenablagerungen belegt ist. In einer Nachphase endete dieses Eis um 1880 m unmittelbar südwestlich des Alpstafels.

Im ersten Egesen-Stadium reichte die Eiszunge noch bis 2040 m herab, bis Ufem Tritt, was vor allem die rechtsseitige stirnnahe Moräne bekundet. Rückzugsstaffeln

folgen um 2080 und um 2120 m; dabei setzt die letzte rechtsseitige Schotterschüttung bei Punkt 2156 ein. Die Moränenablagerungen der zweiten Egesen-Phase sind viel

deutlicher und lassen sich von 2150 bis etwa 2000 m verfolgen; jene der dritten Phase liegen in der Nähe des Strassberger Fürggli beim Wanderweg zwischen 2220 und 2300 m.

Literaturverzeichnis

Baier F. (1926): Beiträge zur Morphologie und Glazialgeologie des Prättigau. Diss. Univ. Zürich.

Bornhauser G. (1950): Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters. Diss. Univ. Bern.

Burga C. A. (1970): Geomorphologische und geologische Untersuchungen im Vorderprättigau GR. Schweizer Jugend forscht, 3/5.

Burger H. & Hantke R. (1982): Die Moränenlandschaft der Plassegen-Hochfläche im östlichen Rätikon. Eclogae G. H., Vol. 75/1.

Cadisch J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen, Basel.

Furrer G. (1991): 25 000 Jahre Gletschergeschichte, Naturforsch. Gesellschaft, Zürich.

Gees R. (1955): Geologie von Klosters. Diss. Univ. Bern.

Hantke R. (1978, 80, 83): Eiszeitalter, 3 Bände, Ott Verlag, Thun. Der spätwürmzeitliche Landquart-Gletscher in Bd. 2.

Hantke R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott Verlag, Thun.

Jäckli H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes, Bern.

Jordi U. (1986): Glazialmorphologische und gletscherkundliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. Geographica Bernensia G 27.

Keller O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen. Phys. Geogr. Vol. 27, Univ. Zürich. Bände A und B.

Kobler E. (1979 – 90): Die spätwürmzeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Prättigauer Zeitung und Herrschäftler, Schiers.

Krasser L. (1939): Eiszeitliche und nacheiszeitliche Geschichte des Prättigau, Giessen.

Lardelli T. & Zwahlen P.: Geologische Untersuchungen und Gutachten im Prättigau. Büro für Techn. Geol. u. Hydrogeol., Chur.

Maisch M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen zwischen Landwasser- und Albulatal. Phys. Geogr. Vol. 3, Univ. Zürich.

Maisch M. (1992): Die Gletscher Graubündens, Teil A und B. Geogr. Institut der Univ. Zürich.

Näny P. (1948): Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätiko und Plessur. Diss. Univ. Zürich.

Penck A. und Brückner E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bände, Leipzig.

Schneider A. (1972): Flussumlenkung im Prättigau (Kt. GR), seismisch untersucht. Geographica Helvetica, 28/2.

Schweizer Alpen-Club (1989): Bündner Alpen-Bd. VII (Rätikon).

Staub R. (1957): Geologischer Bericht über die Rutschung von Schuders. ETH Zürich.

Thöny M. (1911): Lawinen- und Wasserschäden im Prättigau, Schiers.

Vögele A.-E. (1984): Untersuchungen zur Geomorphologie und jungquartären Talgeschichte des Dischma. Diss. Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Vuagneux R. (1976): Untersuchungen spät- und postglazialer Gletscherstände im Raum Flüelapass. Dipl. Arbeit Univ. Zürich.

Wick P. (1970): Geomorphologische Untersuchungen im Valzeinatal (Prättigau GR). Dipl. Arbeit Univ. Zürich.

Liste der Figuren

A Karten, graphische Darstellung

Figur 1: Übersichtskarte des Prättigaus

Figur 2: Die stadiale Gliederung des Landquart-Gletschers (Längsprofil)

Figur 24: Die Gletscherstände im Gebiet Vilan – Falknis – Naafkopf – Cani

Figur 27: Die Gletscherstände am Südfuss der Schesaplana

Figur 29: Die Gletscherstände am Südfuss der Drusen- und Sulzfluh

Figur 35: Die Gletscherstände im hinteren Seitental von Furna

B Fotos

Eisrandzeugen des Landquart-Gletschers

Figur 3: Deltaschotter und Moränenablagerungen in der Kiesgrube von Seewis-Pardisla

Figur 4: Die stirnnahe Moräne von Tolen (Küblis)

Figur 5: Der Schotterkomplex von Farnals (Saas)

Figur 6: Die Stirnmoräne nordwestlich von Serneus

Figur 7: Stirnnahe Moränenwälle in Klosters-Selfranga

Figur 8: Die Blockzeile nordnordwestlich der Bergstation Madrisa

Figur 9: Die Moränenterrasse von Pläwiggin (nordöstlich von Küblis)

Figur 10: Der Güggelstein von Pany

Figur 11: Moränenablagerungen beim Stelsensee

Figur 12: Detail aus Figur 11

Figur 13: Die Seitenmoräne des Sarganser Stadiums nördlich von Schiers

Figur 14: Linke Seitenmoräne nordwestlich vom Gotschnaboden

Figur 15: Dem Hang angelagerte Moräne in Wisli (südsüdöstlich Conters)

Figur 16: Moränenwall in Sitenwald (Maiensäss südlich Furna)

Eisrandzeugen der Seitental-Gletscher

Figur 17: Stirnnaher Moränenwall des Taschinas-Gletschers

Figur 18: Stirnmoränenwälle des Falknis-Gletschers

Figur 19: Moränenlandschaft bei der ehemaligen Walsersiedlung Stürfis

Figur 20: Die erste Egesen-Moräne des Ijes-Gletschers

Figur 21: Moränenschüttung des dritten Egesen-Standes im Ijestal

Figur 22: Die Egesen-Moränen auf der Nordseite des Vilan

Figur 23: Daun-Moränen auf der Jeninser Alp

Figur 25: Die Blockstreu in Potzwis (im hinteren Seitental von Seewis/Fanas)

Figur 26: Die Moränenwälle des 1. Egesen-Vorstosses im Stägentobel (Seitental von Seewis/Fanas)

Figur 28: Aufschluss der Blauen Rüfe im Schraubachtobel

Figur 30: Die Wallmoräne des Schaniela-Gletschers nördlich von Pany

Figur 31: Der Drumlin (Schotterhügel) von Luzein

Figur 32: Sackungslandschaft in Zastia auf dem Saaser Berg

Figur 33: Eindrückliche stirnnahe Wallmoräne des Stadiums von Sargans in Unter-Valzeina

Figur 34: Der Aufschluss südlich Quaggis hinten im Seitental von Furna

