

TÜBINGER GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von

H. Wißelmy · H. Blume · K. H. Schröder · H. Schwalm

Schriftleitung H. Grees

Heft 12

Gerhard Abele

Die Fernpaßtalfung und ihre morphologischen Probleme

1964

Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Tübingen

WILHELM BÖHMIGER UND DER BÜROKRATISCHE
WANDEL IN DER ZEIT

von
WILHELM BÖHMIGER
mit einem Beitrag von
WILHELM BÖHMIGER

Die Verwaltungswissenschaften

Band 10, Heft 1, 1988

Verlag für Sozialwissenschaften

Wiesbaden, Berlin, New York, Oxford, Cambridge, Teaneck, Chichester, Exeter, Cheltenham, Basingstoke, Oxford, Newbury Park, Thousand Oaks, New Delhi, Singapore, Hong Kong, Tokyo, Cape Town, Madras, New Jersey

ISBN 3-814-01000-2
ISSN 0340-021X
ISSN 1430-2043 (electronic)

TÜBINGER GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von

H. Wilhelmy · H. Blume · K. H. Schröder · H. Schwalm

Schriftleitung H. Grees

Heft 12

Gerhard Abele

Die Fernpaßtäuschung und ihre morphologischen Probleme

[1. Beilage]

~~institut
für
Geographie und Wirtschaftsgeographie
Universität Hamburg
1964 S. 238~~

1964

Im Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Tübingen

Gelöscht

13.05.14

15N

Ost

50

14

[Phys 235]

VORWORT

Die vorliegende morphologische Monographie der Fernpaßtalung entstand in den Jahren 1960-63 am Geographischen Institut der Universität Tübingen.

Für die wissenschaftliche Betreuung und stete Förderung meiner Dissertation danke ich vor allem meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. A. Leidlmair. Auch für die gemeinsame Geländebegehung sei ihm gedankt.

Mein besonderer Dank gilt ebenso Herrn Professor Dr. H. Kinzl, der mich während meines Studiensemesters in Innsbruck auf die Problematik des Fernpaßbergsturzes hinführte.

Wertvolle Anregungen erhielt meine Untersuchung durch die Diskussion mit Herrn Professor Dr. H. Wilhelmy, anlässlich eines Kolloquiumsvortrages und einer Exkursion durch das Fernpaßgebiet.

Mein ganz besonderer Dank gebührt Herrn Dr. H. Heuberger, Universität Innsbruck, dessen Exkursionen in mir das Interesse an alpenmorphologischen Fragen weckten. Bei Geländebegehungen mit ihm und Herrn Dr. Mayr, dem ich hier ebenfalls danke, wurde meine Arbeit wesentlich gefördert.

Dank schulde ich auch Herrn Dipl. Geol. Dr. H. Miller, Universität München, für die Erlaubnis, in seine noch unveröffentlichte geologische Karte des westlichen Wetterstein und Mieminger Gebirges Einblick zu nehmen. Geländebegehungen mit ihm und Herrn Dipl. Geol. K. Germann trugen wesentlich zu meinem Verständnis der geologischen Probleme des Mieminger Gebirges bei.

Danken möchte ich vor allem auch dem Deutschen und dem Österreichischen Alpenverein für die Überlassung des Schichtlinienandruckes der in Vorbereitung befindlichen Karte des Wetterstein und Mieminger Gebirges, 1 : 25 000, Westblatt, und für die Genehmigung, diese Karte zu veröffentlichen. Insbesondere danke ich Herrn Dipl. Ing. Ebster für seine tatkräftige Unterstützung bei der Besorgung der Karten.

INHALT

Seite

I.	DIE FERNPASSTALUNG - LANDSCHAFT UND GLIEDERUNG	1
II.	DIE MORPHOLOGISCHEN PROBLEME UND IHRE ERFORSCHUNG	2
III.	DIE GESTEINE UND DER BAU ALS FORMPRÄGENDE ELEMENTE	4
	A Die Gesteinszonen	4
	B Der Bau	6
	C Die strukturbedingten Formen	8
IV.	DIE ALTFÄCHEN- UND TALBODENRESTE	10
	A Die Altflächenreste	11
	B Die Talbodenreste	12
V.	DIE ABTRAGUNGSFORMEN DES INNGLETSCHERS	16
	A Die glazial überprägten Großformen	17
	B Die Rundhöcker und Härtlingsrippen	18
VI.	DIE PLEISTOZÄNEN AUFSCHÜTTUNGSFORMEN	20
	A Die Inntalterrassen	20
	B Die Grundmoränen	22
VII.	DIE PLEISTOZÄNE TALENTWICKLUNG	23
VIII.	DER FORMENSCHATZ DER LOKALGLETSCHER	26
	A Die Kare	26
	B Die Lokalmoränen	27
IX.	DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ABTRAGUNGS- FORMEN	35
	A Die Wände	36
	B Die Kleinformen der Gehänge	37
	C Die Karren und Dolinen	37
X.	DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ABLAGERUNGS- FORMEN	38
	A Die Schutthalden	38
	B Die Mur- und Schwemmkegel	41
	C Die Aufschüttungsböden	45

XI.	DER FORMENSCHATZ DER MASSENBEWEGUNGEN	46
A	Die Rutschungen	46
B	Die Absitzungen und Doppelgratbildungen	46
C	Die Felsstürze	49
XII.	DIE BERGSTURZLANDSCHAFT AM FERNPASS	51
A	Die Erforschung der Trümmerlandschaft	52
B	Das Ausmaß des Bergsturzes	54
C	Die Ursache des Bergsturzes	57
D	Die Mechanik des Trümmerstromes	60
E	Die Beschaffenheit der Schutthügel	67
F	Die Moränenüberlagerung der Trümmermassen	68
G	Die Datierung des Bergsturzes	71
H	Die glaziale und randglaziale Umgestaltung der Schutthügel	74
1.	Die glaziale und randglaziale Umgestaltung der hohen Schuttwälle	74
2.	Die glaziale und randglaziale Umgestaltung der Tomahügel	78
I	Die fluviatile Überformung und die Hydro- graphie der Bergsturzlandschaft	84
K	Die Absitzung nördlich der Paßhöhe	87
L	Das Nachsturzgebiet	90
M	Chronologie der Bergsturzlandschaft	93
XIII.	DIE BEDEUTUNG DES FERNPASSBERGSTURZES	94
A	Die talgeschichtliche Bedeutung des Fernpaßbergsturzes	94
B	Die Bergsturzlinie Ötztal-Fernpaß-Eibsee	96
C	Vergleichsstudien mit den Bergsturz- landschaften von Ems und Flims	97
XIV.	GESAMTBILD DER FERNPASSTALUNG	102
LITERATURVERZEICHNIS			
Verzeichnis der benutzten Karten			
BEILAGE: Morphologische Karte			

I. DIE FERNPASSTALUNG - LANDSCHAFT UND GLIEDERUNG

Die Fernpaßfurche ist das am weitesten im W gelegene Quertal zwischen dem Längstalsystem des Inn und dem randalpinen Bereich. Sie wächst mit dem breiten Gurgltal im S und dem Lermooser Becken und Loisachdurchbruch im N zu einer Talflicht zusammen, die sich zwischen der Upsspitzgruppe und den Lechtaler Alpen im W und dem Wettersteingebirge, der Mieminger Kette und dem Tschirgantzug im E hindurchwindet. Im weiträumigen Lermooser Becken wird diese Tiefenlinie von einem innparallelen Längtalzug gequert, der als Zwischentorental die Upsspitzgruppe von den Lechtaler Alpen und als Gaistal das Wettersteingebirge von der Mieminger Kette scheidet. Das Gurgltal und seine östliche Fortsetzung, die Mieminger Talung, gliedern im S den Tschirgantzug vom übrigen Gebirgskörper ab.

In den Lechtaler Alpen ragen die Gipfel und Grate zwar schroff und kühn gezackt über die sanfteren Hangpartien auf, doch wirken sie viel weniger impo-
sant als die Gebirgsstücke im E. Schon diese auffallende landschaftliche Ge-
gensatz beiderseits der Paßfurche weist darauf hin, daß der Quertalzug auch
eine stratigraphische und tektonische Grenze bildet.

In mächtigen Wandfluchten erhebt sich der wenig gegliederte Kalk-
klotz des Wettersteingebirges (Schneefernerkopf 2874 m) jäh
und unvermittelt über das vorgelagerte Sanftrelief.

Die Berge der Mieminger Kette hingegen sind stärker als Ein-
zelgestalten herausmodelliert. Die glatten Steilwände der schlanken
Pyramide der Ehrwalder Sonnspitze (2412 m) werden durch die Bi-
berwierer Scharte deutlich vom massigeren Kalkstock des Wampe-
ten Schrofen (2520 m) getrennt. Die sanfte Einmuldung des Marienberg-
jochs gliedert im SW die zerfurchte Wand der Handschuhspitze
(2319 m) und des Wannig (2493 m) ab. Der Hauptkamm der Mie-
minger Kette beginnt am Marienberg (2535 m) südlich des Wampe-
ten Schrofen und zieht über den Grünstein (2660 m) nach E. Prächtig
entwickelte Kare haben sich in die N-Flanke des Bergzuges eingefres-
sen, während der S-Abhang von Tälern zerschnitten wird.

Viel einförmiger sind die Berggestalten der Lorea-Gruppe, dem
nordöstlichen Ausläufer der Lechtaler Alpen. Ein schroffer Grat zieht
hier, mannigfach gegliedert und verzweigt vom Grubigstein (2233 m)
über die Gartnerwand (2376 m) und den Roten Stein (2366 m) zum
Loreakopf (2471 m). Er hält sich etwa auf derselben Höhe, so daß die
einzelnen Gipfel nicht so stark hervortreten. Ein ähnliches morpholo-

gisches Bild bietet auch die **Upsspitzgruppe** (Upsspitze 2332 m).

Südlich der Loreagruppe ragen aus dem tief eingesunkenen Schweinsteinkojoch unvermittelt die mächtigen, prallen Kalkmauern der **Heiterwand** (2642 m) auf. Sie sind ein fremdes Element in den Lechtaler Alpen und gehören nach Gesteinsaufbau und Tektonik eher zur **Mieminger Kette**.

Den Abschluß im S bildet der Rücken des **Tschirgant**, dessen stumpfe Formen nur im SW von einem zugeschärften Gipfelgrat überragt werden.

Sämtliche Berggruppen sind allseitig durch tiefe Talungen voneinander abgesetzt. Über die niedrigen **Talwasserscheiden** des Zwischentorentales, des **Gaiastals** und der **Mieminger Hochfläche** stehen diese Tiefenzonen miteinander in Verbindung.

Die **Wasserscheide** zwischen Inn und Loisach zieht auf der **Fernpaßhöhe** (1212 m) über mächtige Bergsturzablagerungen hinweg, die das Hauptproblem der vorliegenden Untersuchung bilden.

II. DIE MORPHOLOGISCHEN PROBLEME UND IHRE ERFORSCHUNG

Das **Fernpaßgebiet** bietet vor allem aus vier Gründen günstige Vorbedingungen für eine morphologische Untersuchung:

Erstens erweist sich der **stratigraphische Gegensatz** zwischen den beiden Talflanken als sehr fruchtbar für die Deutung verschiedener formenkundlicher Probleme.

Die **Paßfurche** stellt ferner eine wichtige **talgeschichtliche N-S-Verbindung** dar.

Außerdem war das **Quertal** die Durchgangspforte für einen mächtigen **Inn-gletscherarm**.

Die **Bergsturzlandschaft** am Talboden schließlich wirft interessante **bergsturzmechanische und glazialmorphologische Probleme** auf.

Trotz dieser reichhaltigen Problematik wurde die Talung bisher meist nur am Rande behandelt. PENCK (1882, S. 55-62; A.i.E., S. 292-294) und FAL-BESONER (1887, S. 9-38) befaßten sich in erster Linie mit dem glazialen Formenschatz und den Bergsturzhügeln auf dem Talboden. Eine Darstellung des Fernpaßbergsturzes stammt außerdem von AMPFERER (1904 a, S. 80-87). LEVY (1920, S. 115-121) widmete in seiner Analyse der diluvialen Talgeschichte des Werdenfelser Landes auch dem Fernpaßgebiet einen Abschnitt. PENCK (A.i.E., S. 345 f.) und SENARCLENS-GRANCY (1938) untersuchten die spätglazialen Moränenstände der Mieminger Kette. Die Altformen der Fernpaßtalung wurden von UHLIG (1954, S. 48 ff.) im Rahmen einer Abhandlung über das Wettersteingebirge berücksichtigt.

Sämtliche Autoren haben bisher immer nur Spezialprobleme herausgegriffen. Eine umfassende formenkundliche Untersuchung über das Fernpaßtal liegt jedoch noch nicht vor. Es ist daher die Aufgabe der vorliegenden Arbeit, ein morphologisches Gesamtbild der Fernpaßtalung zu entwerfen. Zwar steht die Bergsturzlandschaft im Vordergrund der Betrachtung, doch kann sie nur im Zusammenhang mit den übrigen morphologischen Erscheinungen verstanden werden: Durch die postwürmzeitliche Erosion und Verschüttung wurden die Trümmerhügel stark überformt. Umgekehrt beeinflußte aber auch der Bergsturz selbst das umliegende Relief. Darüberhinaus lassen die Schutthügel manche glazialmorphologisch wichtige Folgerung zu. Diese wechselseitige Abhängigkeit zwischen dem Bergsturz und seiner Umgebung wirft eine Menge morphologischer Fragen auf.

Die zentrale Bedeutung der Trümmerlandschaft bestimmt auch die Abgrenzung des engeren Arbeitsgebietes, das auf der beiliegenden morphologischen Karte dargestellt ist.

Als Grundlage für die Kartierung diente der Schichtlinienandruck der Karte des D.A.V. und Ö.A.V.: Wetterstein und Mieminger Gebirge, 1 : 25 000, Westblatt. Die Geländeaufnahme wurde in einer Vergrößerung im Maßstab 1 : 10 000 vorgenommen.

Der S-Rand der Karte liegt bei Nassereith, so daß das Gurgltal mit den südlichen Ausläufern des Fernpaßbergsturzes nicht wiedergegeben werden konnte.

III. DIE GESTEINE UND DER BAU ALS FORMPRÄGENDE ELEMENTE

Die jäh aufschiebenden Wettersteinkalkmauern östlich der Fernpaßfurche überragen die Hauptdolomitgipfel und -grate der Lorea-Gruppe und beherrschen das Landschaftsbild. Wie schon hervorgehoben wurde, ist dieser große morphologische Gegensatz Ausdruck der wichtigen geologischen Grenzfunktion des Fernpasses, die sich sowohl in der Verbreitung der Gesteinszonen, als auch im Gebirgsbau äußert:

A DIE GESTEINSZONEN

Die mesozoische Schichtfolge des Fernpaßgebietes lässt sich nach ihrer morphologischen Wertigkeit grob in drei Gesteinsgruppen aufgliedern:

1. Die widerständige Kalkserie der anisischen und ladinischen Stufe besteht aus Muschelkalk und Wettersteinkalk.
2. Die brüchigen Dolomit- und Kalklagen der norischen Stufe werden von der mächtigen Folge des Hauptdolomits gebildet, die nach oben in Plattenkalk übergeht.
3. Die leicht ausräumbaren Jungschichten von der obersten Trias bis zur unteren Kreide umfassen die Kössener Schichten (Rät), Liasfleckenmergel (Lias, unterer Dogger), Aptychenschichten (Malm) und Neokommergel.

Die drei Gesteinskomplexe durchziehen das Fernpaßgebiet in W-E-gerichteten Streifen und bestimmen das Landschaftsbild in entscheidendem Maße:

Die Muschelkalk-Wettersteinkalk-Gruppe liefert das Baumaterial der geschlossenen W- und S-Wände des Wettersteingebirges, wie auch der stark gegliederten Gebirgsstücke der Mieminger Kette, die in den einheitlichen Felsmauern der Heiterwand ihre Fortsetzung finden.

An der Basis der Steilwände erscheint zuweilen das schmale Band des Muschelkalks. Seine von Riffstotzen durchsetzten Hornsteinkalke (MILLER 1962, S. 9-12) heben sich vor allem durch ihre dunkle Färbung, die deutliche Schichtung und den leichten Anflug von Vegetation von den hellen, völlig kahlen Wettersteinkalkwänden ab. Morphologisch treten sie jedoch kaum eigenständig hervor.

Dasselbe gilt für die Kalke, Dolomite und Rauhwacken der Reichenhaller Schichten, dem von MILLER (S. 4-7) erstmals erkannten, ältesten Schichtglied des Untersuchungsgebietes.

Lokale Vorkommen von Partnachschichten schieben sich am Wampeten Schrofen und am Fuß der Heiterwand zwischen den Muschelkalk und den Wettersteinkalk. Die schwarzgrauen Bänder der griffig zerfallenden Partnachmergel werden durch dünne Bänke von Partnachkalken voneinander getrennt. Der horizontale Fazieswechsel zwischen diesen leicht ausräumbaren Ablagerungen und dem standfesten Wettersteinkalk ist besonders gut am NW-Abfall des Wampeten Schrofen aufgeschlossen (MILLER 1962, S. 20).

Alleiniger Gipfelbildner östlich der Paßfurche ist die einförmige Bank- und Riffkalkserie des Wettersteinkalks. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 500 m am Wampeten Schrofen und 1500 m bei den Mitterspitzen (MILLER 1962, S. 28).

Der hohe Gehalt an Bleiglanz, Zinkblende und Galmei ist kennzeichnend für die oberen Lagen des Wettersteinkalks (MILLER 1962, S. 26). Die Ausbeutung dieser Erze erfolgte schon seit Beginn des 15. Jahrhunderts und wurde am Schachtkopf bis 1919, am Alpleskopf und an der Heiterwand bis 1926 bzw. 1928 betrieben (MUTSCHLECHNER 1954, S. 37-44; 1955, S. 32-38).

Die Raibler Schichten, deren Tonmergel sonst einen sehr wichtigen Quellhorizont bilden, treten im Arbeitsgebiet nur im Gafleintal sowie am S-Abhang der Handschuhspitze und des Grünsteins zutage.

Den blanken Wandfluchten des Wettersteinkalks stehen die weniger stark als Einzelgestalten herausmodellierten, doch schrofigen und kühn gezackten Gipfel und Grade des Hauptdolomit-Plattenkalkkomplexes gegenüber:

Der Hauptdolomit baut den Felsgrat des Rauchbergs, die Bergrücken südlich des Mieminger Hauptkammes und große Teile des Tschirgantzuges auf. In enger Vergesellschaftung mit dem morphologisch gleichwertigen Plattenkalk bildet er ferner die scharfen Grade der Upsspitz- und Lorea-Gruppe.

Die eintönigen, regelmäßig geschichteten Hauptdolomitlagen erreichen eine Mächtigkeit von etwa 1000 m (AMPFERER 1924, S. 24). Das braungrau bis dunkelgrau gefärbte, bituminöse Gestein ist sehr spröde und zerfällt leicht in scharfkantigen, polygonalen Grus. Seine Klüftigkeit begünstigt die Auflösung der Grade in wilde, freistehende Zacken und Türme.

Durch Wechsellagerung geht die Dolomitserie im Hangenden allmählich in den energisch geschichteten Plattenkalk über (AMPFERER 1924, S.24), der in Gebieten intensiver frühdiagenetischer Dolomitierung vom Hauptdolomit ersetzt werden kann (MILLER 1962, S.33). Besonders große Mächtigkeit erreicht der Plattenkalk beiderseits des Zwischentorentales, vor allem am regelmäßig gebankten N-Abfall des Grubigsteins und der Gartnerwand.

Sanft geformte Grasberge, die sich zwischen die kühnen Felsbauten der Kalk- und Dolomitzüge einschieben, bestehen aus den verschiedenen Gliedern der Jungschichten:

Die Kössener Schichten und die Liasfleckenmergel bilden die stumpfen Rücken, wie auch die scharfen Schneiden, auf beiden Talflanken des Zwischentorentales.

Ein langgestreckter Streifen dieser beiden leicht ausräumbaren Horizonte konnte sich auch unmittelbar vor der Inntaldecke am Fuße der Heiterwand und auf der Verflachungszone der Nassereither Alpe erhalten.

Auf dem Rücken nördlich des Wannig gesellen sich auch noch die Aptychenschichten hinzu.

Als jüngstes Schichtglied im Untersuchungsgebiet bilden die Neokommergel, im Verein mit den vorgenannten Jungschichten, die weichen Formen am W- und S-Fuß der Wände des Wettersteingebirges.

B - DER BAU

Für die streifenförmige Anordnung der Gesteinszonen sind zwei tektonische Gründe maßgebend:

1. Der Deckenbau
2. Der Großfaltenwurf

Der Wettersteinkalkzug Heiterwand-Wannig-Sonnspitze bildet die markante Stirn der Inntaldecke, die sich über die zur Lechtaldecke gehörenden Hauptdolomitberge der Lorea-Gruppe erhebt. Die Trennung der beiden tektonischen Elemente stammt von AMPFERER (1912 a, S. 202-205 u. 210), der eine Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke annimmt.

MILLER (1962, S. 90 f.) bestimmt am W-Abfall der Mieminger Berge eine Mindestschubweite der oberen Einheit von 4 km. Er spricht bei derartigen lokalen Überfahrungen allerdings nicht von "Decken", da er diesen Begriff auf die Ferndecken beschränkt wissen will (S. 63 f.). Stattdessen benutzt er die neutralen Bezeichnungen, "Lechtal Einheit" und "Inntal Einheit". Vorerst sei hier jedoch am eingebürgerten Namen "Decke" festgehalten.

Die Inntaldecke nimmt nahezu den gesamten Gebirgskörper der Mieminger Kette ein, während sie im Bereich der Lechtaler Alpen nur im schmalen Streifen des Heiterwandzuges ihre Fortsetzung findet.

Der größte Teil der Lechtaler Alpen wird hingegen von der Lechtaldecke gebildet.

Umstritten ist die Stellung des Wettersteingebirges, das durch die Jungschichtenzone an seinem S-Fuß von der Mieminger Kette geschieden wird.

SCHLAGINTWEIT (1912 a,b) faßt die Jungschichten hier als Deckenfenster auf, über dem sich die Triaskalke des Wetterstein- und Mieminger Gebirges zu einer weitgespannten Bewegungseinheit zusammenschließen. Diese wird von RICHTER (1930, S. 35) der Inntaldecke zugeordnet.

Für AMPFERER hingegen ist die Wettersteinmasse ein Teil der Lechtaldecke, der durch eine E-W-Bewegung auf die Jungschichten bei Ehrwald aufgeschoben wurde⁺.

Auch SCHNEIDER (1953 a, S. 49-52) kommt bei seiner Untersuchung des Arnspitzstockes zu einer tektonischen Trennung der Wettersteinmasse von der Mieminger Masse.

Neue Wege geht schließlich MILLER (1962, S. 97), indem er dem N-Schub der Inntal-Einheit eine relative S-Bewegung der Wettersteinmasse entgegengesetzt; dabei sei die ehemals breitere Jungschichtenzone von N und S zugeschoben worden. Demnach wären beide Schubmassen weder Teile verschiedener tektonischer Stockwerke, noch würden sie eine tektonische Einheit bilden; sie stünden sich vielmehr "gleichberechtigt gegenüber" (S. 97).

Entscheidend für die heutige Verbreitung der Gesteine ist neben dem Deckenbau vor allem die Großfaltung, die nach MILLER (1962, S. 101 f.) den

⁺ AMPFERER 1912 a, S. 210; vgl. LEUCHS 1935 u. HEISSEL 1957, S. 115-117.

Überschiebungen schon vorausgegangen war.

Im Bereich der Lechtaldecke ist zwischen die weitgespannten Sättel der Lorea - gruppe und der Uppspitzgruppe die stark nach N überkippte Lermooser Mulde eingesenkt, die die östliche Fortsetzung der Holzgauer Mulde darstellt (MILLER 1962, S. 86). In beiden Sattelzonen tritt als tiefstes Schichtglied jeweils der Hauptdolomit zutage. Seine ursprüngliche Ummantelung aus Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln ist nur noch im Kern der Lermooser Mulde und im Schutze der Triaskalke am N -Fuß der Heiterwand und des Wannig erhalten.

An den Sattel der Lorea - gruppe schließt sich im Gebiet der Inntaldecke das Mieminger Gewölbe an (AMPFERER 1902, S. 174-177; 1905 a, S. 476-505). Trat der Hauptdolomit in jener Gebirgsgruppe nur im Sattelkern zutage, so bildet er hier das höchste Schichtglied, das nur in tektonisch tiefer Lage, in der Mieminger Mulde, der Abtragung widerstand. Im Sattelkern hingegen wurden Wettersteinkalk und Muschelkalk freigelegt.

AMPFERER (1902, S. 174) zerlegt den Mieminger Großsattel in einen nördlichen und einen südlichen Gewölbeflügel. Zwischen beiden sei ein gegen W zu breiter werdender First eingebrochen (AMPFERER 1905 a, S. 477).

Demgegenüber stellt MILLER (1962, S. 66-68) am W -Rand des Mieminger Gebirges eine dreifache Folge von untergeordneten Teilsätteln und Teilmulden fest, die gegen E vom nördlichen und südlichen Hauptflügel des Gewölbes "tektonisch unterdrückt" werden.

Im westlichen Wettersteingebirge erhebt sich zwischen der "Reintalmulde" im S und der "Wettersteinhauptmulde" im N der "Wettersteinhauptsattel" (MILLER 1962, S. 79).

Im S wurde der kompliziert gebaute Sattel des Tschirgantzuges weniger hoch emporgewölbt (AMPFERER 1930, S. 445-447). Seine Ummantelung aus Hauptdolomit blieb deshalb noch weitgehend erhalten.

C DIE STRUKTURBEDINGTEN FORMEN

In enger Abhängigkeit vom geologischen Bau steht die Ausbildung der großen Tiefenlinien des Gebietes:

Der östliche Abschnitt des Zwischentorentales und der westliche Teil des Gaistales sind jeweils Austraumformen im Bereich der Jungschichten.

Auch die starke Ausweitung des Lermooser Beckens mag teilweise auf diese stratigraphischen Gründe zurückzuführen sein.

UHLIG (1954, S. 46) glaubt im Bereich des Beckens eine Niederbiegung pliozäner Verebnungsreste festzustellen und denkt daher an eine relative tektonische Absenkung.

MILLER (1962, S. 101) bringt die Bildung der Hohlform in Zusammenhang mit der Achseniederbiegung, die er am NE-Ende der Lermooser Mulde ermittelt hat.

Südlich des Lermooser Beckens verläuft die Fernpaßfurche zunächst parallel zur WSW-ENE-gerichteten Stirn der Inntaldecke, durchbricht diese aber südlich des Fernsteinsees als NW-SE-gerichtetes Quertal. Entlang dieser Querfurche wurde der Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplex des Alpleskopf-Heiterwandzuges um 1 km gegenüber dem des Wannig nach N verschoben. AMPFERER (1902, S. 178) nimmt deshalb an, daß der S-Teil der Fernpaßfurche in einer Störungszone angelegt wurde.

Am N-Fuß des Grubigsteins und der Gartnerwand haben die Täler der Gartner Alpe und der Bichlbächle Alpe vor allem die Kössener Schichten ausgeräumt.

Südlich der Loreagruppe tastet das Teigestal den Kössener Schichten und den Liasfleckenmergeln nach. Das Gafleintal hingegen folgt den Raibler Schichten, in deren Bereich auch das Reißenschuhjoch und das Grubeggjöchl liegen.

Das Tälchen am NW-Fuß der Handschuhspitze verläuft etwa am Ausstrich der Überschiebung der Inntaldecke. Im N verläßt es aber die Störung und zieht als seichte Rinne zum Fernpaßtal hinab.

Für die Einsattelung des Marienbergjochs ist vor allem eine tektonisch bedingte Mächtigkeitsverringerung des wandbildenden Wettersteinkalks maßgebend (MILLER 1962, S. 67). Außerdem wird das Joch von einer SE-NW-gerichteten Blattverschiebung gequert (S. 67 f.).

Am S-Fuß des Grünsteins bedingen die Raibler Schichten im Verein mit einer Störungszone (vgl. geol. Karte AMPFERER-OHNESORGE 1912) die Einsenkung des Hölltörls.

Eine weitere Störung und das von MILLER (1962, S. 68) festgestellte Auftreten der Reichenhaller Schichten zwischen den Wetterstein-kalkmassen sind wohl für den scharfen Einschnitt der Biberwierer Scharte verantwortlich.

Nicht nur die Tiefenzonen sondern auch die Wände stehen in enger Abhängigkeit vom Gebirgsbau. Wichtig ist dabei vor allem die Frage, inwieweit der NW-Abfall der Mieminger Kette und der W-Abfall des Wettersteingebirges der einstigen Stirn der Inntaldecke bzw. Wettersteinmasse entsprechen. Die mächtigen Schuttablagerungen, die in Form von Felssturzschutt (s. S. 49 ff.), Murkegeln (s. S. 43 f.) und Schutthalden am Fuße dieser Wände aufgehäuft wurden, fordern eine spät- und postglaziale Rückwitterung der Deckenstirn. Für die vorausgehenden Perioden ist wohl eine ähnlich starke Erosion anzunehmen. Im Bereich der Absitzung des Schachtkopfes ist die Inntaldecke um 0,5 - 1 km zurückgewichen (s. S. 48). Die heutige Deckenstirn ist daher zumindest im Gebiet des Lermooser Beckens und der Fernpaßfurche ein Rückwitterungsrand. Das Rückweichen kann sich allerdings nicht über große Entfernung vollzogen haben. Anders wäre die Erhaltung tertiärer Verebnungsreste, die vor der Deckenstirn das Fernpaßtal auf beiden Seiten begleiten, nicht zu erklären.

IV. DIE ALTFÄLÄCHEN - UND TALBODENRESTE

Der Fernpaß ist ein wichtiges talgeschichtliches Bindeglied zwischen dem Inn-Längstal und dem randalpinen Bereich. Dennoch stand das Gebiet nie im Zentrum einer eingehenden Untersuchung, da sich in der schmalen, tiefen Talfurche nur wenige zwischen N und S vermittelnde Flachformen erhalten konnten. Die steilgestellten Schichtpakete der umrahmenden Gebirgsketten sind ohnehin nicht so geeignet für die Ausbildung weitgespannter Verebnungen, im Gegensatz zu den flachlagernden Sedimenten in den stark verkarsteten Plateau-gebirgen der nordöstlichen Kalkalpen.

Die einzige Analyse der Altfächen und alten Talböden der Fernpaßtalung stammt von UHLIG (1954, S. 48 ff.), der das Gebiet jedoch nur zu Vergleichsstudien heranzog.

Die vorliegende Untersuchung muß sich auf eine Bestandsaufnahme der Verebnungsreste beschränken. Eine genetische Verknüpfung der Flachformen kann nur andeutungsweise vorgenommen werden, denn für eine detaillierte Parallelisierung wäre ein großräumiger Überblick erforderlich.

Flachzonen und Hangleisten, die die Steilabhänge der Fernpaßtalung unterbrechen, häufen sich insbesondere in zwei Stockwerken:

1. im System der Altflächen von 1900-2100 m,
2. im Terrassenkomplex zwischen 1500 und 1750 m.

A DIE ALTFÄCHENRESTE

Die ausgedehnten Sanftformen des Hochflurensystems wurden von UHLIG (1954, S. 4) als Raxlandschaft bezeichnet. Dieser von LICHTENECKER (1938) ursprünglich nur für die Plateaugebirge der nordöstlichen Kalkalpen geprägte Begriff wurde schon von MALASCHOFSKY (1940 / 41, S. 53) auf die Nordtiroler Kalkalpen übertragen.

Die bedeutendste Altfläche ist die der Lorea-Alpe, die westlich der Paßhöhe mit einer deutlich ausgeprägten Kante bei 1900 m NN einsetzt und sich flachgewellt bis auf 2100 m an den Fuß des Loreakopfes hinaufzieht. Die Fläche begleitet das Fernpaßtal auf eine Länge von über 2 km und kappt die Hauptdolomitschichten. Auf Grund ihrer Schutzzlage zwischen den Graten des Loreakopfes und des Kreuzjochs blieb die Verebnung erhalten.

Südlich des Tegestales setzt sich das Niveau im sanft geneigten NE-Abhang des Alpleskopfes fort, wo es diskordant über den sonst so schroff sich abhebenden Wettersteinkalk hinweggesetzt (2000 - 2100 m).

Entsprechende Flachformen findet UHLIG (1954, S. 50) im Tegestal in der wenig geneigten SE-Schulter der Karlspitze (1900-2000 m) und insbesondere in der ausgedehnten Eckflur der Gampelalpe (1920-1980 m) am SW-Fuß der Gampelspitze. Als Reste des ehemaligen Sanftreliefs bezeichnet er auch die der Heiterwand vorgelagerten Kuppen des Vorderen und Hinteren Pfraitkopfes (1940 bzw. 1915 m) und des Hanfland (1938 m) und außerdem das 2010 m hohe Grubeggjöchl (S. 51).

Im Kälbertal haben sich die in der Eiszeit zu Karen umgestalteten Talschlüsse am Fuße des Kreuzjochs und des Roten Steins (1900-2100 m) auf das Niveau der Loreaalpe eingestellt.

Die NE-Schulter der Handschuhspitze (1900-2160 m) vermittelt zu den flachen Kuppen des Höllkopfes (2193 m) und Hohen Kopfes (2120 m) südlich des Grünsteins.

Den Anschluß zu den Verflachungen des Inntales gewährt das 2 km lange Simmeringplateau (1860-2100 m), das diskordant über die

steilstehenden Hauptdolomitschichten hinweggesetzt. KLEBELSBERG verknüpft diese Hochfläche mit der Flachzone von Silzerberg-Ochsen-garten (1830-2029 m), die südlich der Innfurche in steil überkippten Gneisen angelegt ist⁺.

Das Bindeglied zu den ausgedehnten Resten der Raxlandschaft im Wettersteingebirge glaubt UHLIG (1954, S. 48) in der markanten Verebnung der Zunterköpfe (1800-2000 m), nördlich der Sonnspitze, zu finden.

Auf der N-Seite der Mieminger Kette entsprechen die Böden im Drachen- und Schwärzkar dem raxstadialen Niveau (UHLIG 1954, S. 48).

Versuche einer zeitlichen Einstufung der alten Landoberflächen wurden vor allem am Ostrand der Alpen vorgenommen:

Nach LICHTENECKER (1938, S. 78) hat sich die Raxlandschaft gegen Ende des Helvet gebildet. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 706 und S. 683 ff.) hingegen setzt die Hochflurenreste in Beziehung zu den Sedimenten des Pannonischen Beckens und bezeichnet sie als morphologisch und zeitlich komplexe Gebilde höchstens oberstmiözänen Alters.

B DIE TALBODENRESTE

Die einzigen Zeugen einer weiteren phasenweisen Eintiefung des Fernpaßtales liefert der Terrassenkomplex zwischen 1500 und 1750 m.

Die Ostschulter des Grubigsteins verflacht sich bei P. 1705, nahe der Galthütte, zu einer Eckflur, die die steil nach S einfallenden Hauptdolomit- und Plattenkalkschichten kappt (1680-1740 m).

UHLIG (1954, S. 48) ordnet diese Flachform einer ersten Taleintiefungsphase (T 1) zu und parallelisiert sie mit den Verflachungen des Schachtkopfes (1642 m), des Bremstadlkopfes (1640 m) und der Nassereither Alpe (1753 m).

Der Wettersteinkalkklotz des Schachtkopfes ist jedoch die abgesunkene Scholle einer Bergzerreißung (AMPFERER 1941, S. 108; s. S. 47 f.), so daß die Einordnung seiner Oberfläche in das T 1-Niveau nicht zu trifft.

⁺ KLEBELSBERG 1925, S. 382; vgl. AMPFERER 1930, S. 450.

Die Flachform des Bremstadlkopfes schneidet von 1600-1700 m den stark SE-fallenden Hauptdolomit und die Kössener Schichten. Sie weist sich so als flache, tiefere Hangpartie einer alten Eintiefungsphase aus.

Die südlich anschließende Terrassenleiste der Nassereither Alpe ist nordöstlich der Almhütte nur eine schmale vom Eis herauspräparierte Hauptdolomitrippe (s. S. 19), die schräg am N-Hang des Wannig hin aufzieht. Erst südlich P. 1718 setzt die Hangleiste (1700-1800 m) als echte fluviatile Verebnung diskordant über den Hauptdolomit, die Jungschichten, den Muschelkalk und den Wettersteinkalk hinweg (vgl. AMPFERER 1905 a, S. 503-504).

Die ausgedehnte Hochfläche der Sießenköpfe (1500-1600 m) ist in ihrer ganzen Erstreckung im Hauptdolomit angelegt und findet nördlich des Gafleintales im Wettersteinkalk des Brunnwaldkopfes ihre Fortsetzung. Auch die flache Talwasserscheide des Schweinsteinjochs (1569) entspricht diesem Niveau.

Eine Verknüpfung der alten Talböden im Fernpaßtal mit denen des Gurgltales ist nicht möglich, da ein höhengleicher Anschluß fehlt. Nur in der Mieminger Talung erreichen die Hauptdolomitriedel am S-Abfall der westlichen Mieminger Kette vergleichbare Höhenlagen: so z. B. am S-Fuß der Handschuhspitze (1500-1720 m) und am Nißkogel (1650-1773 m). Zu den Flachformen im N vermitteln die sanft geneigten Bergschultern am SE-Hang der Upsspitze (Plattenkalk, Kössener Schichten, Liasfleckenmergel).

Die ausgedehnten Verebnungen auf der Wasserscheide des Gaistales (1500-1600 m) faßte schon KLEBELSBERG (1935, S. 444) als Überreste eines jungtertiären Talsystems auf.

Weiter im N zieht das Flachrelief der Törlen (1500-1600 m) in einer Länge und Breite von je 2 km über S-fallenden Hauptdolomit und Plattenkalk hinweg. Es wird von UHLIG (S. 44 f.) ebenfalls dem T 1-Niveau zugeordnet.

Eine Untergliederung des Terrassenkomplexes zwischen 1500 und 1750 m in verschiedene Eintiefungsphasen ist nicht möglich. Es handelt sich jedoch mindestens um zwei Niveaus, denn die Terrasse der Nassereither Alpe steht dem 200 m tieferen Plateau der Sießenköpfe unmittelbar gegenüber. UHLIG (1954, S. 7) nimmt für die beiden obersten Eintiefungsphasen (T 1 und T 2) pliozänes Alter an.

Die Gestaltung der breiten Hochflächen der Törlen und der Sießenköpfe kann nie das Werk lokaler Wasserläufe sein. Für eine derart große Ausräumungsarbeit bedurfte es eines Stromes aus dem Gebiet südlich des Fernpasses.

Auf Grund der kristallinen Gerölle des Hauptschotters im Vorland der Loisach vermutet auch GRAUL (1939, S. 47) einen zentralalpinen Fluß, der im Stanzertal und Paznaun seinen Ausgang nahm und über das Inntal, das Gurgltal, den Fernpaß und den Paß Ehrwald in das Alpenvorland austrat⁺. Die Hauptschotter wurden allerdings schon im Obermiozän und spätestens noch im Unterpliozän abgelagert (S. 47). Folgt man der Flächendatierung WINKLER-HERMADEN's (s. S. 12), so sind die Hauptschotter daher eher in die Zeit der Raxlandschaft zu stellen. Aus diesem Grunde kann die geröllpetrographisch nachgewiesene Urloisach wohl höchstens als Vorläuferin des Flusses bezeichnet werden, der später den Terrassenkomplex zwischen 1500 und 1750 m schuf.

Die Reste weiterer Eintiefungsphasen unterhalb 1500 m, wie sie von MACHATSCHEK (1933) im Oberinntal und Gurgltal und von UHLIG (1954) im Wettersteingebirge festgestellt wurden, kommen in der Fernpaßfurche nicht vor.

Nur die Flachstrecken im Kälbertal (oberhalb 1300 m), im Klausbach- und Tegestal (oberhalb 1200 m), sowie im Gafleintal (oberhalb 1100 m) lassen weitere Erosionshalte vermuten, deren Verflachungen im Haupttal durch die stärkere Abtragung beseitigt wurden.

In die breiten Verebnungen der alten Alpenquerentwässerung über den Fernpaß haben sich die schmalen Talkerben der Loisachschlucht und der Fernpaßfurche eingeschnitten. Diese können nur das Werk lokaler Wasserläufe sein. Die alte Querentwässerung wurde daher nach Ausbildung des Terrassenkomplexes zwischen 1500 und 1750 m zerschlagen.

PENCK sieht hingegen in der Tiefenlinie Fernpaß-Zwischentorental-Plansee-oberes Ammertal den Überrest eines präglazialen Tales, das einen Fluß aus den Zentralalpen aufgenommen habe (A.i.E., S. 293 f.). Gegen diese Ansicht spricht jedoch sowohl die Talenge nördlich des Plansees als auch die geringe Breite des östlichen Zwischentorentales, das doch zwischen Lermoos und Wängle ausschließlich in leicht ausräumbaren Liasfleckenmergeln und Kössener Schichten angelegt wurde.

⁺ Der damalige Inn hingegen floß nach PENCK (1882, S. 55 f.) vom Engadin über den Piller Sattel in das Inntal, südlich des Tschirgant.

Für die Zeit nach der Querentwässerung über die Törlenhochfläche hält UHLIG (1954, S. 46) die Herausbildung einer Wasserscheide zwischen dem Lermooser und dem Werdenfelser Becken, im Bereich der heutigen Loisachschlucht, für möglich. Er verweist dabei auf die Ansicht PENCK's (A.i.E., S.293), derzufolge das Gebiet des Lermooser Beckens nach ursprünglicher N-Entwässerung dem Inntal tributär wurde. Zeugen der N-S-Entwässerung durch die Fernpaßfurche sind die S-gerichteten Täler bzw. Taltorsi nördlich von Ehrwald (S.293), vor allem das Tal des Häselgehrbaches, aber auch die nach N ansteigende Terrassenleiste am SW-Fuß der Törlen und das Tälchen NW des Ehrwalder Köpfl's. Für eine S-Entwässerung des Lermooser Beckens spricht ferner die gleichsohlige Einmündung der Fernpaßfurche in das Gurgltal und damit in das Innsystem. Alle übrigen nördlichen Seitentäler des Inn zwischen Landeck und der Brandenberger Ache konnten nicht in demselben Maße mit der Eintiefung des Haupttales Schritt halten. Nur steile, kurze Tobel zerschneiden sonst die S-Abstürze der Lechtaler Alpen, der Mieminger Kette und des Karwendel. Selbst die Seefelder Senke streicht 500 m über dem Inntalboden aus. Der Anteil des glazialen Tiefenschurfs kann in der Fernpaßfurche nur gering veranschlagt werden (s.S. 17). Die höhere Erosionsleistung im Fernpaßtal fordert daher ein größeres Einzugsgebiet als das der übrigen nördlichen Seitentäler des Inn. Damit muß aber der Biger- bzw. Gurglbach einen größeren Zustrom als heute gehabt haben. Die Stufenmündungen der westlichen Nebentäler der Fernpaßfurche bestätigen ebenfalls die starke Abtragung im Haupttal. Ein solch kräftiger Wasserlauf konnte nur aus dem Gebiet nördlich des Fernpasses und damit vom Lermooser Becken herkommen.

Dies bedeutet jedoch keineswegs, daß die S-Entwässerung des Lermooser Beckens auch noch während der Talfahrt des Fernpaßbergsturzes im Gange war, wie dies PENCK (A.i.E., S. 293) und AMPFERER (1904 a, S. 80) annehmen. Eine Klärung dieser Frage kann indessen erst nach einer Untersuchung des pleistozänen Formenschatzes und der Bergsturzlandschaft am Fernpaß vorgenommen werden.

V. DIE ABTRAGUNGSFORMEN DES INNGLETSCHERS

Die Fernpaßfurche war nicht nur talgeschichtlich eine wichtige Durchgangspforte; auch die zentralalpinen Eismassen des Inngletschers zwängten sich hier durch die Barriere der Nördlichen Kalkalpen.

Südlich dieses engen Durchlasses forderte bereits FALBESONER (1887, S. 20) eine Eisstromhöhe von mindestens 2150 m, denn so hoch greifen die höchsten erratischen Geschiebe am Alpleskopf.

Das Eis war jedoch noch weit höher angeschwollen, denn MILLER (1962, S. 56) fand im obersten Brendlkar nördlich des Mieminger Hauptkammes ein Amphibolithgeschiebe, das ein Übergreifen des Inngletschers über die 2263 m hohe Grünstein-Scharte zwischen Grünstein und Griesspitzen voraussetzt. Die Oberfläche des Inneises muß demnach über der Scharte gelegen haben, denn zur Überwältigung des südlich daran anschließenden Lokalgletschers im Lehnbergtal war ein gewisses Gefälle nötig. Daß der Lehnbergtalgletscher tatsächlich vom Ferneis aufgehoben wurde, beweist die dichte Kristallinstreu, die auf der östlichen Talseite bis zur Lehnberg Alpe (P. 1551) heraufzieht.

Der Geschiebefund im Brendlkar steht in Einklang mit der von KLEBELSBERG (1942/44, S. 170) für das Gurgltal geforderten Eishöhe von mindestens 2350 m. Die kristallinen Geschiebe, die GOLDBERGER (1950, S. 16) am Tschirgant in 2275 m NN gefunden hat, kommen diesem Wert recht nahe.

Die von MUTSCHLECHNER (1948, S. 183) an der südlichen Karwendelkette in derselben Höhe festgestellten Erratika lassen vermuten, daß im Inntal zwischen Imst und Innsbruck während des Hochglazials kaum ein Eisgefälle bestanden hatte.

Demnach wuchsen die Eismassen des Gurgltales mit denen des Oberinntales zu einem riesigen Eiskuchen zusammen, der mindestens bis 2300 m aufgestaut wurde, jedoch nur über wenige Lücken in seiner N-Umrandung abfließen konnte.

Transfluenzen über das Hahntennjoch (1896 m) und das Schweinsteinjoch (1569 m) wurden von FALBESONER (1887, S. 20 f.) durch Funde zentralalpiner Geschiebe auf der N-Seite der Lechtaler Alpen - im Bschlabser Tal und im Rotlechatal - nachgewiesen.

Ein weiterer Inngletscherarm schob sich über das Marienbergjoch (1788 m), wie schon PENCK auf Grund kristallinreicher Moränen auf dem nordwestlich davon gelegenen Bremstadlkopf zeigen konnte⁺.

⁺ PENCK 1882, S. 58; vgl. MUTSCHLECHNER 1948, S. 160.

Die Hauptmasse des Eises drängte jedoch durch die Pforte am heutigen Fernpaß, wurde im Lermooser Becken erneut aufgestaut und schob sich schließlich über die Hochfläche der Törlein in das Werdenfelser Becken (vgl. Karte v. PENCK 1925 d, S. 350). Dort vereinigte sich der mindestens 1650-1700 m hohe Eisstrom mit dem westlichen Ast eines zweiten, von der Seefelder Senke herkommenden Gletscherarmes (KLEBELSBERG 1913/14, S. 239) und nährte den Loisachvorlandgletscher, dessen Jungendmoränen den Ammersee umschließen. Dieser Gletscherstand ließ die gleichzeitigen Endlagen des Lech- und Isargletschers weit hinter sich und verlangt daher einen starken Durchfluß durch die Seefelder Senke und die Fernpaßfurche. Auch die Abzweigung eines Teilstromes durch das Zwischentorental zum Lechgletscher (PENCK 1882, S. 61) bestätigt eine bedeutende Zufuhr zentralalpinen Eises aus dem Fernpaßtal.

Der starke Eisdurchfluß durch die Paßfurche muß im Landschaftsbild deutliche Spuren hinterlassen haben. Es erhebt sich deshalb die Frage nach der Art und dem Umfang der Überformung durch das Eis:

A DIE GLAZIAL ÜBERPRÄGTEN GROSSFORMEN

Ein Zeugnis der glazialen Überformung ist zunächst die trogförmige Gestalt der Fernpaßfurche.

Das Ausmaß des glazialen Tiefenschurfs lässt sich allerdings nicht auf direktem Wege ermitteln, denn der Felsuntergrund verbirgt sich sowohl im Lermooser Becken wie auch im Fernpaß- und Gurgltal unter mächtigen Aufschüttungen. Dennoch sind der Glazialerosion enge Grenzen gesetzt, da der Inngletscher selbst das Lockermaterial der präwürmzeitlichen Schotterfüllung im Gurgltal nicht völlig auszuräumen vermochte (s. S. 20 ff.).

Das Konglomerat von Nassereith am S-Fuß des Wannig hat wahrscheinlich zwei Eiszeiten überdauert (s. S. 21); dabei lag es allerdings nicht im Stromstrich des Gletscherarmes durch die Fernpaßfurche.

Am Marienbergjoch schließlich konnte der würmzeitliche Eisüberfluß nicht einmal eine geringmächtige Breccie beseitigen (s. S. 19).

Von den eiszeitlichen Inngletscherarmen durch die Fernpaßfurche und über das Marienbergjoch ist daher keine bedeutende Tiefenerosion zu erwarten.

Eine gewisse Bedeutung scheint die Eiserosion jedoch für die Übersteilung der Talfanken zu besitzen. So z.B. können die Wettersteinkalkwände, die nordöstlich von Nassereith abrupt aus dem Talboden aufschießen, nur als "Prall-

hänge" des hier nach NW abbiegenden Gletscherarmes gedeutet werden. Eine Mitwirkung der postwürmzeitlichen Erosion an der Übersteilung scheidet aus, denn der Wandfuß ist in seiner ganzen Länge von spätglazialen Bergsturztrümmern umschüttet. Durch Flankenschliff entstanden sind wohl auch die langgestreckten Wandpartien am E-Abfall des Brunnwaldkopfes und an den Abhängen westlich und östlich des Fernsteinsees. Wichtiger sind jedoch die morphologischen Folgen der glazialen Hangübersteilung: So löste der Flankenschliff des Inneises wahrscheinlich den Fernpaßbergsturz aus (s. S. 60). Auch die Absitzung am Schachtkopf (s. S. 47f.) und die Felsstürze am W-Fuß der Sonnspitze und des Wettersteingebirges (s. S. 49 f.) sind wohl auf die glaziale Ausräumung der Jungschichten zurückzuführen.

Insgesamt konnte der Inngletscher die Großformen nur überprägen, nicht aber entscheidend umgestalten. Dagegen entstand bei den Kleinformen eine Reihe glazialer Neubildungen:

B DIE RUNDHÖCKER UND HÄRTLINGSRIPPEN

Auf den Verebnungen in der Umgebung des Fernpasses vermochte das Eis ausgedehnte Rundhöckerfluren herauszumodellieren. Längliche Rücken wechseln hier mit langgestreckten abflußlosen Wannen und bilden ein unübersichtliches Kleinrelief.

Die glaziale Entstehung dieser Formen wird besonders augenfällig auf den Hauptdolomitflächen des Simmering und der Sießenköpfe (vgl. FALBESONER 1887, S. 19), denn eine dichte Streu kristalliner Erratika überzieht hier die Felsbuckel.

Auf dem Simmering scheidet ein vom Eis ausgeschürftes W-E-gerichtetes Tälchen die beiden zugerundeten Hauptgipfel voneinander. Weiter östlich wurden seichte Wannen in das Hochplateau eingegraben.

Eine noch stärkere Gliederung in Buckel und Mulden zeigt das Kleinrelief der Sießenköpfe. Die Niederungen sind hier häufig versumpft oder von Wasserlachen bedeckt.

Dagegen liegen die Felsfurchen auf der Rundhöckerlandschaft der Törlen meist trocken, denn der Plattenkalk gewährleistet hier einen unterirdischen Abfluß.

Häufig folgen die herauspräparierten Schwellen jedoch nicht der Richtung des Eisstromes, sondern dem Schichtstreichen und bilden Härtlingsrippen:

Glazial herausmodelliert sind vor allem die ENE-gerichteten Schichtköpfe des Plattenkalks, die die flache E-Flanke des Grubigsteins überziehen.

Noch deutlicher entwickelt sind jedoch die Härtlingsrippen auf der Terrassenleiste der Nassereither Alpe, wo die auskeilenden Dolomit-, Kalk- und Mergellagen als ENE-streichende Schwellen und Furchen herauspräpariert wurden (AMPFERER 1905 a, S. 505). Südlich der Almhütte (P. 1718) bilden vier parallele, bis zu 10 m hohe Rippen, die Umrandung von drei langgestreckten Becken. In jede dieser stark versumpften Wannen schiebt sich von E her ein schmales Murschuttband.

Den hohen Wall nördlich der Almhütte hat PENCK als Ufermoräne des Bühlstadiums gedeutet⁺. Der Rücken besteht jedoch durchgehend aus Hauptdolomit; gut gerundete Geschiebe liegen allerdings stellenweise auf.

Diese Hauptdolomitrippe wird durch ein etwa 40 m tiefes Tälchen, einer Ausraumzone in den Kössener Schichten (AMPFERER 1905 a, S. 503), vom Hintergehänge abgesetzt. Östlich P. 1753 wird die Rippe von steilen Murkegeln überschüttet. Sie steigt dabei schräg am N-Abhang des Wannig hinauf und tritt erst nahe P. 1884 als schmale Hangleiste wieder unter dem Schuttmantel hervor.

Die stärkere Herausbildung der Schwelle nördlich der Almhütte ist wohl auf den großen Tiefenschurf des hier zum Schichtstreichen parallel fließenden Eises zurückzuführen. Südlich der Almhütte hingegen bewegte sich der Gletscher senkrecht zum Schichtverlauf und konnte deshalb nur unbedeutende Furchen ausschürfen.

Nicht nur das anstehende Gestein, sondern auch die Breccie unmittelbar südlich des Marienbergjochs (1750-1800 m) wurde durch das Eis überschliffen und dabei geglättet.

Die Breccie besteht ausschließlich aus kalkalpinen Bestandteilen, die z. T. eine schwache Zurundung zeigen (vgl. GERMANN 1963 b, S. 16). Wahrscheinlich handelt es sich daher um eine verfestigte präwürmzeitliche Lokalmoräne.

Auf den Verebnungen und an den flacheren Gehängen erschöpfte sich die Eiserosion in der Neubildung von Kleinformen. Eine grundlegende Umgestaltung des Landschaftsbildes konnte sie nicht bewirken.

⁺ A.i.E., S. 293; vgl. LEVY 1920, S. 117 u. KLEBELSBERG 1935, S. 562.

In den tieferen Talzonen wurde die Kraft des Eisstromes bei der Wiederausräumung der pleistozänen Schotterfüllung aufgezehrt. Die Reste dieser Ablagerungen treten jedoch heute noch im Landschaftsbild hervor und stellen daher ein weiteres Element des pleistozänen Formenschatzes dar:

VI. DIE PLEISTOZÄNEN AUF SCHÜTTUNGSFORMEN

A DIE INNTALTERRASSEN

Die Tiefenzone nördlich des Tschirgant-Achbergzuges war schon in ihrer pliozänen Entwicklung ein Teil des Inntalsystems. Als Nebenast des Inntales erwies sich diese Talung auch während der pleistozänen Talverschüttung. Davor zeugen die Reliktformen der pleistozänen Schotterfüllung im Gurgltal und auf der Mieminger Terrasse:

Erosionsreste der Inntalterrassensedimente sind die bis zu 230 m hohen Riedel, die im Gurgltal dem NE-Fuß des Tschirgantzuges vorgelagert sind (vgl. AMPFERER 1935, S. 348 ff. und MACHATSCHEK 1936 c, S. 110 f.). Gut aufgeschlossen sind diese Ablagerungen durch den neu angelegten Holzweg an einem der Riedel bei Strad: Schotterlagen mit einem Kristallin-Anteil von über 90 % wechseln hier mit Stellen überwiegend kalkalpiner Beschaffenheit. Die deutliche Kreuzschichtung der Gerölle beweist ihre fluviatile Ablagerung. Horizontale Sandlinsen schieben sich zwischen das gröbere Material. Die Schotter- und Sandlager werden von einer auf dem Rücken des Riedels herabgreifenden Moränenzunge gekappt, die überwiegend aus kantigen oder schlecht gerundeten Dolomitgeschieben besteht und nur eine geringe Kristallin-Beimengung besitzt. Auf einem der weiter östlich gelegenen Riedel hatte schon AMPFERER (1935, S. 349) eine Überlagerung durch Grundmoräne festgestellt.

Sind die Inntalterrassensedimente im Gurgltal nur als stark zugeschräfte Riedel erhalten geblieben, so erfüllen sie im Bereich der westlichen Mieminger Hochfläche den Talraum fast in seiner vollen Breite. Einen guten Einblick in den Aufbau des Mieminger Plateau gewährt das schon von AMPFERER (1904 b, S. 97 f.) und MACHATSCHEK (1933, S. 45 f.) beschriebene Profil an der S-Flanke des Strangbachtals. Die von AMPFERER erwähnte Liegendorfsmoräne konnte allerdings nicht aufgefunden werden. Gut aufgeschlossen sind hingegen die mächtigen Bändertonlager, die östlich Dormitz bei 940 m NN anstehen und

nördlich von Holzleithen bis auf 1000 m NN heraufgreifen. Oberhalb der "Haarnadelkurve" werden sie von lagenweise verkitteten, horizontal geschichteten Inntalterrassenschottern überlagert. Bei 1060 m NN legt sich eine bis zu 25 m mächtige Grundmoränendecke darüber, deren Kristallin-Beimengung in den unteren Lagen 5 - 10 %, in den oberen Lagen nur noch 2 % beträgt. Darauf schiebt sich ein mächtiger schlernstadialer Sandrkegel (s. S. 31).

Die Bändertone im Strangbachtal liegen etwa 200 m über den höchsten Bändertonvorkommen im Gurgltal und mindestens 300 m über denen des Inntales zwischen Telfs und Innsbruck. Im allgemeinen werden die oberen Lagen der Inntalterrassensedimente durch die grobschotterige Fazies bestimmt (HEISSEL 1954, S. 262). Das isolierte Bändertonvorkommen am W-Abfall der Mieminger Terrasse zeugt daher von einem lokalen Seeaufstau. Demnach hat die Talverschüttung hier ein Hindernis vorgefunden, das im übrigen Bereich des Inntalsystems nicht vorhanden war.

Überhaupt fällt im Gurgltal die mächtige Entfaltung der Seetone und Deltaablagerungen auf. Dies ist vor allem im Bereich der Terrasse von Imst-Tarrenz der Fall. Vermutlich war daher das Gurgltal zur Zeit der Schüttung der Terrassensedimente nur ein blind endender Seitenzweig des Inntales.

Eine Blockierung der Mieminger Talung durch eine kräftige Verschüttung aus den Tälern der Mieminger Kette ist denkbar.

Möglich ist außerdem ein Aufstau durch das Konglomerat von Nassereith, das zwar nur an der N-Flanke des Strangbachtals in Höhen zwischen 900 und 1020 m aufgeschlossen ist aber durchaus eine Schwelle zur gegenüberliegenden Talseite gebildet haben konnte. Die schon von PENCK⁺ beschriebenen, stark verfestigten Schotter dieses Konglomerats sind die Zeugen einer älteren Phase der Talverschüttung. Zusammen mit den anderen Konglomeraten des Inntalbereichs parallelisiert HEISSEL (1954, S. 258-260) auch die Nagelfluh von Nassereith mit der Höttinger Breccie, für die PENCK (1920, S. 115) Mindel-Riß-interglaziales Alter annimmt. Die stellenweise horizontale Schichtung, der hohe Kristallingehalt und die gute Zurundung des verfestigten Materials scheint dem Habitus der unverfestigten Schotter zu entsprechen, von denen es umschüttet wurde. Daher sind wohl für beide Ablagerungen ähnliche Bildungsbedingungen anzunehmen. Allerdings zeigt das Konglomerat in seinen oberen Lagen eine Folge von horizontal geschichteten Schottern, während doch bei den jüngeren Aufschüttungen die Bändertone erst bei 1000 m NN

⁺ A.i.E., S. 327; vgl. AMPFERER 1904 b, S. 97 und MACHATSCHEK 1933, S. 45.

von horizontalen Schottern überdeckt werden. Dies bedeutet, daß zur Zeit der Schüttung des Konglomerats, oder zumindest seiner oberen Lagen, ein durchgehendes Gefälle der Mieminger Talung nach E vorhanden war, das die jungen Ablagerungen erst bei etwa 1000 m NN vorfanden.

Alter und Bildungsweise der unverfestigten Inntalterrassensedimente sind umstritten. Neu aufgelebt ist die Diskussion über diesen Fragenkomplex durch die beiden gegensätzlichen Ansichten von HEISSEL und PASCHINGER. Wie vor ihm schon AMPFERER (1908/09, S. 138) betrachtet auch HEISSEL (1954, S. 309) die Inntalterrassenschotter als Riß-Würm-interglaziale Bildungen. PASCHINGER (1957 a, S. 244) hingegen deutet diese Ablagerungen als Vorstoßschotter des Würmeises. Vor ihm hatte schon MACHATSCHEK (1933, S. 45) die Aufschüttungen am W-Rand der Mieminger Terrasse als Stauschotter des Inngletschers bezeichnet.

Im Bereich des Gurgltales und der Mieminger Terrasse trifft die Ansicht PASCHINGER's allerdings auf gewisse Schwierigkeiten: Schwer zu erklären ist bei der Annahme von Vorstoßschottern zunächst die große Mächtigkeit der Ablagerungen, die im Gurgltal über 200 m beträgt. Insbesondere die Aufschüttung der mächtigen Bändertonlagen kann sich nur innerhalb längerer Zeiträume vollzogen haben. Auch läßt sich der geringe Kristallingehalt der Hangendmoräne (2 - 12 %) schlecht mit dem hohen Kristallingehalt der angeblich dazugehörigen Vorstoßschotter (bis über 90 %) in Einklang bringen. Schließlich wäre bei frühglazialen Schottern ein weit größerer Anteil an wenig bearbeitetem Lokalschutt zu erwarten, da gleichzeitig mit dem Inngletscher auch die Lokal-gletscher vorstießen. Ein gültiges Urteil über die Vorstellungen PASCHINGER's läßt jedoch der enge Arbeitsbereich nicht zu.

Neben den fluviatilen Sedimenten des Pleistozän treten auch die glazialen Ablagerungen dieser Periode im Landschaftsbild eigenständig hervor:

B DIE GRUND MORÄNEN

Mächtige Grundmoränenlager des Inngletschers erfüllen Teile des Gafleintales und des Tälchens zwischen Simmering und Grünberg. Sie überkleiden ferner die Abhänge am Ausgang des Pleißebach- und Marienbergtales, wie auch den N-Fuß des Simmering. Eine mächtige Grundmoränendecke legte sich schließlich auf die Schotterfüllung der Mieminger Terrasse. Die Moränen treten jedoch im Stromstrich des Inngletscherarms über den Fernpaß stark zurück. Die glazialen

Ablagerungen halten sich demnach insbesondere an die Stellen geringer Eisbewegung.

Die Moränenlager blieben jedoch nicht in ihrer ursprünglichen Gestalt bis heute erhalten. Am besten konserviert wurde ihre flachwellige Oberfläche auf der Mieminger Terrasse. Doch selbst hier wird sie von Trockentälchen durchzogen, die nach BOBEK (1935, S. 139-143) am Rande des abschmelzenden Inn-gletschereises entstanden sind.

Auf das Moränengelände schieben sich die Sandrkegel der Talgletscher von der Mieminger Kette. Östlich von Holzleithen greifen die Aufschüttungen des Schlerngletschers aus dem Marienbergtal in eines der Trockentälchen von W her ein und verschütten es, womit sein prä-schlernzeitliches Alter erwiesen ist.

Die übrigen Grundmoränenlager waren dem Zugriff der Erosion weit mehr ausgesetzt. Als Restformen der ursprünglichen Moränenbedeckung blieben daher nur noch hohe, stark zugeschräfte, talabziehende Riedel übrig. Der höchste dieser Riedel wird im Gafleintal 60 m hoch. Auch am Ausgang des Pleißebach- und Marienbergtales, sowie am S-Fuß des Nißkogels und am N-Fuß des Simmering sind glaziale Ablagerungen nur noch in Form von langgestreckten Riedeln vorhanden.

Im Tälchen zwischen Simmering und Grünberg hatte AMPFERER derartige langgestreckte Erosionsrelikte als Lokalmoränenwälle kartiert (geol. Karte AMPFERER-OHNESORGE 1912). MACHATSCHEK (Karte 1934, S. 221) hingegen erkannte diese Ablagerungen als Inntaler Grundmoränen.

Nachdem die Erosionsformen der Fernvereisung und die pleistozänen Akkumulationsformen getrennt betrachtet wurden, soll nunmehr das enge Zusammenwirken beider Elemente bei der pleistozänen Talentwicklung untersucht werden:

VII DIE PLEISTOZÄNE TALENTWICKLUNG

Verband die Fernpaßfurche im Pliozän den inneralpinen mit den randalpinen Bereich, so erhebt sich nun die Frage, inwieweit diese Funktion auch während der Eiszeit fortwirkte. Die mächtige Talverschüttung

erlaubt jedoch nur eine Rekonstruktion der letzten Phasen der pleistozänen Talgeschichte, die sich fast ausschließlich innerhalb der Schotterfüllung selbst abspielten.

Mit der eiszeitlichen Talentwicklung im Inntal beschäftigten sich HEISSEL (1954) und PASCHINGER (1957 a). Für das Gurgltal fehlt eine neuere Darstellung.

Wie im Inntal blieben auch im Gurgltal die Zeugen zweier Verschüttungsphasen erhalten, die jeweils von Erosionsperioden gefolgt wurden. Das Konglomerat von Nassereith, der Überrest der älteren Phase, fordert eine Verschüttung bis mindestens 1020 m, während sich aus den unverfestigten jüngeren Inntalterrassensedimenten eine Mindesthöhe der prämörzeitlichen Schotteroberfläche von 1060 m rekonstruieren lässt. Da es sich bei diesen Ablagerungen jedoch nur um Erosionsrelikte handelt, mag die Obergrenze der Talverschüttung einst noch höher gelegen haben.

Sicher war auch die Fernpaßtalung in den mehrfachen Sedimentations- und Erosionsprozeß des Inntalsystems einbezogen. Ob aber dabei Inntalterrassenschotter oder Lokalschutt zur Ablagerung kam, ist nicht mehr zu bestimmen, denn in der engen Fernpaßfurche besaß der mörzeitliche Gletscherarm die nötige Kraft, den Schuttkörper wiederauszuräumen.

Es erhebt sich deshalb die Frage, ob nicht schon die mehrfache pleistozäne Verschüttung die Umlenkung der einstigen S-Entwässerung des Lermooser Beckens bewirkt haben konnte und nicht erst der Fernpaßbergsturz, wie dies PENCK und AMPFERER angenommen hatten. Näheres darüber kann jedoch erst nach der Befreitung des Fernpaßbergsturzes selbst ausgeführt werden (s. S. 94 f.).

Die Ausraumzone in den Terrassenschottern des Gurgltales ist über 250 m tief und etwa 1,5 km breit. In ihrem Ausmaß steht sie damit dem Trog in den Inntalterrassensedimenten zwischen Telfs und Innsbruck nur wenig nach. Es liegt daher nahe, für die Ausraumzonen in beiden Tälern ähnliche Bildungsbedingungen anzunehmen. Im Inntal glaubt HEISSEL (1954, S. 311), daß der mörzeitliche Inngletscher nur eine flache Wanne vorgeformt habe. Bis zu ihrer heutigen Tiefe sei die Talung jedoch erst während des Schlernstadiums durch den Inn erodiert worden (S. 318). PASCHINGER (1957 a, S. 256 f.) hingegen deutet den Trog in der Schotterfüllung als das Werk des mörzeitlichen Inngletschers.

Im Gurgltal kann die große Ausraumzone im Schotterkörper keinesfalls durch den Gurglbach ausgestaltet, geschweige denn geschaffen worden sein. Nur dem Inngletscher ist eine derart große Erosionsleistung zuzutrauen. Tatsächlich fand auch AMPFERER (1935, S. 349) östlich des Wirtshauses Dollinger Inntaler Grundmoränen nur knapp über dem Boden des Gurgltales. Damit war aber der Trog

hier schon beim Rückgang des Würmeises in der heutigen Tiefe und Breite vorhanden. PASCHINGER's Ansicht scheint deshalb zumindest für den Bereich des heutigen Gurgltales zuzutreffen.

Andererseits wird jedoch die Fortdauer würmzeitlicher Toteisreste bis in spätglaziale Zeit, wie sie dieser Autor annimmt (1957 a, S. 259; 1957 b), durch die unmittelbar posthochwürmzeitliche Einlagerung des Fernpaßbergsturzes (vgl. S. 72) widerlegt.

Im Lockermaterial der präwürmzeitlichen Schotter hatte der Inngletscher eine große landschaftsgestaltende Wirkung. Die Kraft der Glazialerosion äußerte sich zunächst in der nahezu völligen Ausräumung des Gurgltales. Nur auf der südöstlichen Talflanke blieben schmale Terrassenreste erhalten, denn der Stromstrich des Inngletschers lag näher an der gegenüberliegenden Talseite (vgl. AMPFERER 1935, S. 349).

Die Hauptmasse des würmzeitlichen Gletscherarms im Gurgltal zweigte zur Fernpaßfurche hin ab, denn nur so ist die Konservierung der Schuttfüllung auf der Mieminger Hochfläche zu erklären. Der 200 m hohe Steilabfall dieser Schotterterrasse liegt genau an der Stelle, wo die Schurfkraft des Gletschers infolge dieser Diffluenz erlahmte. Daß auch während der älteren Erosionsperiode ähnliche Verhältnisse geherrscht haben, beweist die Erhaltung des Konglomerats von Nassereith am W-Rand der Mieminger Terrasse.

Die geringe Eisbewegung aus dem Gurgltal nach E beruht vor allem auf der Stauwirkung des Eisstromes, der von Mötz auf die Mieminger Terrasse heraufgeschoben wurde. AMPFERER (1904 b, S. 100) belegt diesen Eisstrom durch die Tieferschleifung der Terrassenschotter im Bereich des Klammbachtals und durch NE-gerichtete Gletscherschrammen bei Mötz. Diese Eisbewegung ist wohl in erster Linie auf den kräftigen Zustrom, den der Inngletscher aus dem Pitz- und Ötztal erhielt, zurückzuführen. Die Grundmoräne des Klammbachtals zieht bis fast zur Innebene herab (AMPFERER 1904 b, S. 100). Damit ist der Unterlauf dieses Tälchens schon am Ende der Würmeiszeit beinahe auf seine heutige Tiefe in die Terrassensedimente eingesenkt gewesen.

Ein ähnlich hohes Alter ergibt sich auch für den Unterlauf des Strangbachtals: Die deutlichen Terrassen, die MACHATSCHEK (1933, S. 46) beiderseits des Talausganges bei Dormitz in 870 m NN festgestellt hat, können sich keinesfalls unter postglazialen Verhältnissen gebildet haben. Ihre Aufschüttung kann nur bei einem lokalen Seeaufstau beim Rückschmelzen des Inneises oder während der schlernzeitlichen Vergletscherung erfolgt sein. Da sich die orographisch rechte Deltaterrasse talein in einer kleinen Verebnungsleiste fortsetzt, ist ein zumindest präschlernzeitliches Alter des Talunterlaufs gesichert. Die Zer-

schniedung des Taloberlaufs unmittelbar nördlich von Holzleithen ist allerdings viel jünger, denn die Schlucht wurde hier in einen schlernzeitlichen Sandrkegel eingetieft.

Die beiden Tiefenzonen des Klammm- und Strangbachtales hatten schon während der Ausräumung der älteren Talverschüttung ihre Vorläufer. Im Klammbachtal ergibt sich dies aus der Ablagerung des Konglomerats von Mötz. Das schwache S-Fallen der stark verfestigten Schotter- und Sandlagen von 5 - 8° beweist die von MACHATSCH (1934, S. 224 f.) vertretene lokale Herkunft des Materials. Die Beimengung gut gerundeter kalkalpiner Gerölle und der Kristallingehalt lassen aber vermuten, daß es sich hier um das Umlagerungsprodukt einer Vorläuferin der heutigen Mieminger Terrasse handelt, die möglicherweise dem Konglomerat von Nassereith entsprach.

Im Bereich des Strangbachtales bestätigt die Anlagerung der Bändertone und Schotter an das Konglomerat von Nassereith, daß die Tiefenzone hier ebenfalls vor der jüngeren Talverschüttung schon einmal vorhanden war. Die Linien der Terrassenzerschneidung haben sich demnach im Bereich der westlichen Mieminger Terrasse "vererbt".

Betätigte sich die formprägende Kraft der Fernvereisung insbesondere im Lockermaterial der tieferen Talzonen, so gaben der Hochregion vor allem die Lokalglaciers das Gepräge:

VIII DER FORMENSCHATZ DER LOKALGLACIERSCHER

A DIE KARE

Die Gestaltung der Kare ist nicht ausschließlich ein Werk der Glazialerosion. Vor allem FELS (1929, S. 70-74) betonte die fluviatile Voranlage der Kare, denn er deutet sie als Talenden eines durch Hebung außer Funktion gesetzten Oberflächensystems. Ihrer glazialen Überformung mißt er nur geringe Bedeutung bei. AIGNER (1930, S. 205-215) hingegen nimmt eine entscheidende Mitwirkung der Eiserosion an. Doch auch er fordert eine fluviatile Vorform.

Die Berechtigung der Ansicht AIGNER's erhellt schon aus dem Formengegensatz zwischen den überwiegend fluviatil herausgebildeten Tälern, die den S-Abhang der Mieminger Kette zerschneiden, und den vor allem glazial ausge-

weiteten Karen, die sich in die N-Flanke dieses Gebirges eingefressen haben. Karähnliche Bildungen auf der S-Seite sind höchstens die langgestreckte Hohlform der Höllreiße südöstlich des Grünsteins und die abschüssigen Nischen der Großen und Kleinen Schoß. Flache Karböden oder gar Karschwellen wie auf der N-Seite konnten sich dagegen nicht entwickeln.

Die Mehrzahl der Kare der gesamten Mieminger Kette und der Lorea-Gruppe zeigt NNE- und N - Exposition, wie folgende Aufstellung zeigt:

 NNW-Exp.: 2 Kare; N: 5; NNE: 6; NE: 3;
 ENE: 1; E: 1; ESE: 2.

Daß jedoch auch die Präexistenz altersverschiedener Flachzonen für die Karbildung maßgebend war, ergibt sich schon aus der unterschiedlichen Höhenlage der Karböden. So z.B. wurden im Bereich des Seeben-, Drachen- und Schwärzkares übereinanderliegende talgeschichtliche Niveaus zu einem sich verzweigenden Treppenkar umgestaltet. Die Eiserosion hat hier breite Wannenkare mit hohen Karschwellen herauspräpariert.

Die relative Höhe der Karrückwände über dem tiefsten Punkt des Karbogens beträgt in der Mieminger Kette zwischen 700 und 850 m, während sie in der Lorea-Gruppe meist zwischen 300 und 400 m schwankt und maximal 600 m erreicht. Diese Unterschiede sind wohl in der fluviatilen Vorform begründet. Möglicherweise besaß die Altlandschaft im Bereich der Mieminger Kette eine größere Reliefenergie.

Das höhere Aufragen der Karrückwände in der Mieminger Kette bedingte auch die stärkere spätglaziale Vergletscherung dieses Gebirgszuges:

B DIE LOKALMORÄNEN

In den Lechtaler Alpen wurden die Lokalmoränen bisher nur von AMPFERER als "Ablagerungen der Rückzugsstadien" in ihrer flächenhaften Verbreitung kartiert⁺. Eine vollständige Aufnahme der Moränenwälle hingegen fehlt. Die mannigfachen Zeugen der Lokalvergletscherung in der Mieminger Kette sind dagegen schon von PENCK (A. i. E., S. 345-346) und SENARCLENS-GRANCY (1938) eingehend beschrieben worden.

Voraussetzung einer Datierung der Gletscherstände ist zunächst die Bestimmung der heutigen klimatischen Schneegrenze, deren Höhe KLEBELSBERG (1939/46, S. 12) am Schneeferner mit 2600 m

⁺ Geol. Karte AMPFERER-OHNESORGE 1912 u. AMPFERER 1914.

angibt. Da der Schneeferner ein flaches Firnfeld ohne besondere orographische Begünstigung besitzt, darf diese Höhenlage als repräsentativ für das nördliche Untersuchungsgebiet gelten. Für die S-Abdachung der Mieminger Kette mag ein Wert von 2700 m angemessen sein, denn jenseits des Inntales, am nördlichen Geigenkamm und in den Bergen nördlich des Sellraintales, bestimmte KLEBELSBERG (S. 19) eine durchschnittliche Schneegrenze von über 2800 m.

Bei einer Datierung der Lokalgletscherstände ist es zweckmäßig, jeweils von den besser einzuordnenden jüngeren Moränenwällen auszugehen:

Die höchstgelegenen Moränenwälle im Drachen- und Schwärzkar (s. Tab. I) hat SENARCLENS-GRANCY (1938, S. 2), zusammen mit entsprechenden Endlagen im Brendl-, Igls- und Schwarzbachkar, dem Vorstoß von 1850 zuordnet. Diese Datierung ist aus drei Gründen gerechtfertigt: Zunächst zeigt der Schutt auf den Wällen nur eine geringe Konsolidierung. Ferner besitzen die Moränen einen äußerst geringen Anflug von Vegetation, und schließlich befanden sich im September 1962 innerhalb dieser Endlagen noch Firnreste. Gegenüber der rezenten klimatischen Schneegrenze, die in den beiden N-exponierten Karen mit ihren hohen Rückwänden bei 2500 m angenommen werden soll, ergibt sich ein Depressionswert von 170 m bzw. 150 m. KLEBELSBERG (1949, S. 674) gibt jedoch für den Gletscherstand von 1850 nur eine Schneegrenzniedrigung von 50 - 80 m an. Da es sich hier jedoch um kleine, rasch reagierende Lawinengletscher handelt, deren Moränen sich eng an die N-Wände des Grünsteins anschmiegen, ist der hohe Depressionswert durchaus gerechtfertigt.

Vor der Stirn des Gletscherstandes von 1850 im Drachenkar kartierte SENARCLENS-GRANCY (1938, S. 3 u. Taf. I) eine Abfolge von Wällen fernauzeitlichen Alters. Einen stichhaltigen Beweis hierfür vermag er allerdings nicht zu erbringen. Zudem handelt es sich bei den Wällen meist nur um moränenüberschreite Schwellen aus Muschelkalk. Erst im östlichen Drachenkar konnten sich echte Moränenwälle ausbilden. Ob diese Endlagen jedoch frührezent sind, oder ob sie einer älteren Vergletscherungsphase angehören, lässt sich nicht entscheiden.

Die stellenweise sehr grobblockigen Wälle und Blockhaufen im oberen Drachenkar sind wohl Bergsturzmoränen. Dies gilt vor allem für die langgestreckte, scharf umgrenzte Anhäufung großer Wettersteinkalkblöcke, die sich über eine Muschelkalkschwelle zum Drachenkar hinabzieht. Für einen Niedergang des Felssturzes auf Eis spricht hier die völlige Isolierung des Blockmaterials vom Rückgehänge. Das Alter der Felsstürze ist frühestens egesenzeitlich. Daß es sich jedoch um mehrphasige Abstürze handelt, beweist schon die Ablagerung von

Tabelle I Die Lokalmoränenwälle ¹⁾

M i e m i n g e r K e t t e	Typ ²⁾	Exp. ³⁾	Umrähmung	Wall	stadiale Schneegr.	rez. Schneegr.	Depr.	Alter ⁴⁾	Anmerkungen
<u>Westl. Drachenkar</u>									
höchster Wall	L	N	2 500	2 160	2 330	2 500	170	1 850 ⁵⁾	st. orogr. Begünst.
ö. Drachenkopf	L	E	2 200	1 890	2 050	2 500	450	D	Neuvorstoß
s. Drachensee	L	N	2 450	1 980	2 220	2 500	280	Dp	n. SENARCL.-GR.: F z.T. Bergsturzmor. Wallgruppe; Neuvorstoß
w. Tajakopf	L	W	2 350	1 920	2 130	2 600	470	D	
<u>Schwärzkar</u>									
höchster Wall	L	NNE	2 500	2 240	2 370	2 500	130	1 850 ⁵⁾	st. orogr. Begünst.
ob. Schwärzkar	K	NNE	2 500	2 170	2 340	2 500	160	D	
w. Drachenkopf	L	W	2 250	2 100	2 170	2 600	430	D	Neuvorstoß
ö. Wampeter Schrufen	L	E	2 400	2060-2180	2 230	2 500	270	D	Neuvorstoß
unt. Schwärzkar	K	NNE	2 450	1940-2140	2 200	2 500	300	D ⁵⁾	Wallgruppe
<u>Seebenkar und Zunterköpfe</u>									
sö. Sonnspitze	L	SE	2 300	1 900	2 100	2 600	500	D	Neuvorstoß
ö. Sonnspitze	L	E	2 300	1 740	2 020	2 500	480	D	
s. Seebensee	T	NNE	2 400	1 660	2 030	2 500	470	D ⁵⁾	
n. Hoher Gang	T	NNE	2 400	(1100)-1300-	1 750	2 500	750	G od. S	orograph. linker Ufer- moränenwall Wall auf Felsschwelle
n. Sonnspitze	L	N	2 200	1 920	2 060	2 500	440	D	
<u>Sturlbachtal</u>									
sö. Grünstein	L	S	2 600	1 920	2 260	2 700	440	D	
nö. Arzkasten	T	SSW	2 500	1 180	1 840	2 700	860	S	n. PENCK: G
s. Weisland u. Arzkasten	T	SSW	2 500	1 140	1 820	2 700	880	S	n. MACHATSCHER: G
<u>Marienbergtal</u>									
nö. Marienbergjoch	L	SW	2 400	1 850	2 125	2 700	575	D	Wallgruppe
sw. Grünstein	L	SSW	2 550	2 070	2 310	2 700	390	D	
<u>Pleißebachtal</u>									
H	SSE	2 350	(1000)-1110-	1 675	2 700	1 025	S		
<u>Tal n. Handschuhspitze</u>									
Fuß d. Handschuhspitze	L	NNW	2 350	1 740	2 040	2 600	560	D	
sö. Weißensee	T	NNW	2 350	1 250	1 800	2 600	800	G	Bergsturzmoräne
ö. Weißensee	T	NNW	2 350	1 080	1 720	2 600	880	S	
<u>Tal w. Wamp. Schrufen</u>									
ob. Wall	T/H	NW	2 300	(1400)-1440-	1 850	2 600	750	G	Bergsturzmoräne
mittl. Wall	T/H	NW	2 300	(1300)-1320-	1 800	2 600	800	G S	Ufermoräne
unt. Wall	T/H	NW	2 300	(1100)-1200-	1 700	2 600	900	S	Ufermoräne
Mor. auf Fernpaßbergsturz	T/H	NW	2 300	1 060	1 680	2 600	920	S	
<u>Tal w. Sonnspitze</u>									
N-Fuß d. Schachtkopfes	T/H	NW	2 300	(1050)-1100-	1 675	2 600	925	S	
Mor. bei Biberwier	T/H	NW	2 300	980	1 640	2 600	960	S	Ufermoräne wettersteinkalkreiche Grundmoräne
<u>Bergsturzmor. n. Ehrwald</u>									
H	W	2 700	1 050	1 870	2 600	730	G S	Ehrwaldbergsturz	
<u>L o r e a g r u p p e</u>									
s. Grubigstein	H	SSE	2 180	1 980	2 080	2 700	620	G	
ö. Grubigstein	H	E	2 160	2 050	2 100	2 600	500	G	
<u>Tal nö. Grubigstein: ob.</u>									
unt.	K	NNE	1 850	1 680	1 760	2 500	740	G	
<u>Gartnertal</u>									
K	NNE	2 250	1 560	1 900	2 500	600	G	Wallgruppe; oberste Wälle wohl D	
<u>Tal d. Bichlbächle Alpe</u>									
K	NNW	2 250	1 600	1 920	2 500	580	G	Wallgruppe; oberste Wälle wohl D	
n. Schafsköpfl	L	N	2 100	1 840	1 970	2 500	530	D G	
nö. Roter Stein	H	NE	2 300	2 160	2 230	2 500	270	D	
n. Roter Stein	K	N	2 200	1 600	1 900	2 500	600	G	
<u>Kälbertal</u>									
ö. Roter Stein	K	E	2 300	2 090	2 200	2 600	400	D	
nö. Steinmandl	K	E	2 300	2 090	2 200	2 600	400	D	
sö. Steinmandl	K	NE	2 300	1 880	2 090	2 500	410	D	
ö. Kamminlochspitze	K	NE	2 250	1 980	2 120	2 500	380	D	Wallgruppe
n. Kreuzjoch	K	NNE	2 250	1 820	2 030	2 500	470	D	
nö. Kreuzjoch	L	N	2 050	1 910	1 980	2 500	520	D	
sö. Kreuzjoch	K	E	2 300	2 100	2 200	2 600	400	D	
<u>Loreakopf</u>									
nö. Loreakopf	H	S	2 350	2 240	2 300	2 700	400	D	
ö. Loreakopf	K	NE	2 350	2 060	2 200	2 600	400	D	Wallgruppe
n. Loreakopf: ob.	L	N	2 400	2 260	2 330	2 500	170	D	
Mitte	L	W	2 350	2 080	2 220	2 600	380	D	
unt.	K	NNW	2 300	1 950	2 120	2 500	380	D	Wallgruppe
n. Sinnesjoch	K	NE	2 250	1 680	1 970	2 600	630	G	Wallgruppe
ö. Alpleskopf	H	E	2 100	1 200	1 650	2 600	950	S	

Anmerkungen: 1) sämtl. Höhenangaben in m.

4) Alter der Wälle: F = Fernaust.

D = Daun-Egesenst.

G = Gschnitzst.

S = Schlernst.

Dp= D od. post-D.

2) Gletschertypen: L = Lawinengletscher

T = Talgletscher

K = Kargletscher

H = Hanggletscher

Felssturzschutt innerhalb des Zungenbeckens einer Bergsturzmoräne südöstlich des Drachensees.

Postdaunzeitliche Bildungen sind wohl auch die Nivationsnischen am W-Ufer des Seebensees und am SW-Ufer des Drachensees. In beiden Fällen hat sich eine kleine Wanne in die rückwärtigen Gehängeschuttmassen eingegraben. Am Ausgang der Hohlform wurde jeweils ein geringmächtiger, halbkreisförmiger Wall aufgeschüttet. Innerhalb des Walls am Seebensee (1653 m) lagen noch im September 1962 Lawinenreste! Da sich beide Nivationsnischen am Fuße lawinenliefernder Wände befinden, liegt es nahe, den übersommernden Lawinenschnee für ihre Bildung verantwortlich zu machen.

Das Drachenkar besitzt nur in seinen oberen Teilen Moränenwälle. Selbst die Karschwelle nördlich des Drachensees trägt keine Moränen. Demgegenüber zeigt das Schwärzkar eine Vielzahl hintereinandergestaffelter Wälle, die SENARCLENS-GRANCY (1938, S. 4) mit Recht dem Daunstadium zuschreibt.

Die Wälle des Daun-Egesen-Komplexes erlauben im Untersuchungsbereich keine Trennung der beiden Perioden und sollen daher hier gemeinsam als Daunstadium betrachtet werden.

Der größere Wallreichtum des Schwärzkars ist auf die geringere relative Höhe seiner Rückwände zurückzuführen (SENARCLENS-GRANCY 1938, S. 5). Der geringmächtige Gletscher konnte auf Klimaänderungen viel rascher reagieren als der mächtigere Gletscher des Drachenkars.

Die äußerste Endlage des Daunstadiums wird vom Wall südlich des Seebensees gebildet, den die Gletscher aus dem Drachen- und Schwärzkar gemeinsam aufgeschüttet haben. Die Mittelmoränen zwischen den beiden Gletschern ziehen nordöstlich der Coburger Hütte zum Seebensee hinab (vgl. SENARCLENS-GRANCY 1938, S. 4).

Deutlich ausgeprägte Wälle dringen häufig von den Karseitenwänden her in die verschiedenen Zungenbecken der Daunvergletscherung ein. Dies war nur möglich, wenn nach Rückzug der Gletscher von den daunzeitlichen Moränen eine oder mehrere kurzfristige Klimaverschlechterungen einsetzten, die zwar die sehr rasch reagierenden Lawinengletscher von den Karflanken her zum Vorstoß zwangen, die aber nicht ausreichten, um die mächtigeren Kargletscher anzuwachsen zu lassen.

Gut ausgeprägte Wälle derartiger Lawinengletscher liegen zunächst am SE-Fuß der Sonnspitze innerhalb des Zungenbeckens der äußersten Daunendmoränen. Ihre Höhenlage setzt eine Schneegrenzdepression von etwa 500 m voraus. Da

der äußerste Daunwall jedoch nur eine Schneegrenzerniedrigung von höchstens 470 m verlangt, sind die kleinen Endlagen der Lawinengletscher von der Sonnspitze einer kurzfristigen, starken Klimaverschlechterung zuzuordnen, die erst erfolgt sein konnte, als sich der Daungletscher schon von seinen äußeren Moränenwällen zurückgezogen hatte.

Die vielgliedrige Wallgruppe eines Lawinengletschers von den W-Wänden des Hinteren Tjakopfes liegt ebenfalls innerhalb des äußersten Daunstandes, obwohl sie wie dieser eine Schneegrenzerniedrigung von 470 m voraussetzt. Demnach gehört auch sie einem kräftigen, kurzfristigen Neuvorstoß an.

Auch am Fuße der E-Wand des Wampeten Schrofen und der W- und E-Abfälle des Drachenkopfes haben sich Moränenwälle von Lawinengletschern in die daunzeitlichen Zungenbecken geschoben. Die Diskrepanz in den Depressionswerten der trügeren Kargletscher und der rascher reagierenden Lawinengletscher bestätigt die Ansicht HEUBERGER's (1954, S. 96), wonach Gletscher verschiedener Größenordnung nicht in zeitliche Beziehung gesetzt werden dürfen.

Eine Datierung der Neuvorstöße von den Karflanken ist nicht möglich. In den Stubaier Alpen spricht HEUBERGER (1954, S. 92-94) bei Endmoränenwällen, die von den Talseiten her daunzeitliche Ufermoränenwälle der Talgletscher durchstoßen, vom Lisenser Vorstoß. Dieser Vorstoß kann frühestens während des Egesenstadiums stattgefunden haben (S. 94). Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch die Moränenwälle, die im Seeben-, Schwärz- und Drachenkar von den Karflanken her in die daunzeitlichen Zungenbecken hinabreichen, dieser Periode angehören.

Zeugen der älteren spätglazialen Stadien sind bei dem Gletscher aus dem Treppekar der Seebenalpe recht spärlich. Die Wallgruppe, die SENARCLENS-GRANCY (1938, Taf. I) nördlich des Seebensees am E-Abfall des Zunterköpf-Plateau kartiert, existiert nicht. Dagegen zieht ein deutlicher Moränenwall nördlich des Hohen Gangs von 1400 bis 1300 m hinab und bildet die orographisch linke Ufermoräne eines Gschnitz- oder Schlerngletschers aus dem Seebenkar.

Auf der S-Seite der Mieminger Kette sind die Spuren der spätglazialen Vergletscherung weit bescheidener als im N. Die rezente Schneegrenze soll hier bei etwa 2700 m, 200 m über derjenigen in den N-exponierten Karen, angenommen werden.

Die Endlagen am S-Fuß des Grünsteins sind daher dem Daunstadium zuzurechnen.

Endmoränen des Gschnitzstadiums konnten sich in den steil eingekerbten Tälern des Lehnberg- und Marienbergtales nicht erhalten.

Dagegen wird die orographisch linke Flanke des Lehnbergtales von einem Ufermoränenwall des Schlernstadiums begleitet, der bei der Lehnberg Alpe (1551 m) ein Seitentalchen aufstaut und mit kurzen Unterbrechungen zur Mieminger Terrasse hinabzieht. PENCK (A. 1. E., S. 345) hatte den Wall als gschnitzzeitlich datiert. Von der Stirn des Lehnberggletschers nimmt ein riesiger Sandrkegel seinen Ausgang, der vom Arzkasten gegen Obststeig hinabzieht.

Ein anderer Sandrkegel⁺ steigt gegen den Ausgang des Marienbergtales an und läßt auch dort ein schlernzeitliches Gletscherende vermuten. Überreste derselben Sandrschüttung sind die über 10 m mächtigen, W-fallenden Schotterlagen, die an der S-Flanke der Strangbachschlucht die Inntaler Grundmoräne überlagern.

Südlich von Weisland zerlegen die Sandr aus dem Lehnberg- und Marienbergtal die Wallformen eines älteren Schlernstandes (P. 1161). Es handelt sich hier wohl um die Lokalmoränen, die MACHATSCHEK (1934, S. 222) irrtümlicherweise als gschnitzstadial datiert hatte. Aus der Konfiguration dieser Wallreste ergibt sich, daß die älteren Schlerngletscher aus dem Lehnberg- und Marienbergtal auf der Mieminger Terrasse zu einem einheitlichen Gletscherlappen zusammengewachsen sind.

Auch am NW-Abfall der Mieminger Kette hinterließen die jüngeren Gletscherstände weniger Spuren als die älteren Stadien. Die einzigen daunzeitlichen Endmoränenwälle liegen hier am N-Fuß der Handschuhspitze.

Besonders mächtige Ufermoränen ziehen im engen Talschlauch nördlich der Handschuhspitze an beiden Talflanken gegen den Weißensee hinab (vgl. AMPFERER 1905 a, S. 505). Die bis zu 40 m hohen Wälle beginnen orographisch links bei 1850 m. Vor der Stirn des einstigen Gletscherendes auf 1250 m bricht die grobblockige Wettersteinkalkmoräne in einem 150 m hohen Steilabfall gegen die Fernpaßfurche ab. Dieser mächtige Schuttkörper kann nur als Bergsturzmoräne gedeutet werden. Trotz der tiefen Lage der Gletscherzungens ist daher wohl eine gschnitzzeitliche Datierung gerechtfertigt.

Die weit weniger mächtigen schlernstadialen Endmoränen des Gletschers nördlich der Handschuhspitze haben die Trümmermassen des Fernpaßbergsturzes erreicht und stauen den Weißensee auf.

Im Tal nordwestlich des Wampeten Schrofen blieben die gschnitz- und schlernstadialen Ufermoränenwälle nur auf der flacheren und weniger stark verschütteten orographisch linken Talseite erhalten. Die grobblockige Beschaffen-

⁺ Die S-fallenden Schotterlagen des Sandrkegels waren im Sommer 1962 in Baugruben bei Weisland aufgeschlossen.

heit des obersten dieser Wälle lässt auch hier Bergsturzmoräne vermuten. Der tiefste Schlernvorstoß hat ebenfalls noch den Fernpaßbergsturz erreicht, denn vor dem Talausgang lagern Wettersteinkalkbrocken auf dem Trümmerwerk aus Hauptdolomit.

Ufermoränen des Schlernstadiums begleiten auch die beiden Flanken des Tales westlich der Sonnspitze. Die Zeugen eines noch tieferen Schlernstandes liegen jedoch außerhalb dieser Wälle: Das flachwellige Gelände am Fuße der Tomahügel bei Biberwier ist von wettersteinkalkreicher Grundmoräne bedeckt (vgl. S. 69). Auch auf dem Hauptdolomitschutt der Tomahügel selbst lagern vereinzelt Wettersteinkalkbrocken. Kantiger Wettersteinkalkschutt bedeckt ferner den Plattenkalksporn, der nördlich von Biberwier gegen das Lermooser Becken vorspringt⁺. Da die westliche Flanke der Fernpaßtalung ausschließlich von Hauptdolomit und Plattenkalk gebildet wird, kann die wettersteinkalkreiche Grundmoräne nur von den Wettersteinkalkwänden der Mieminger Kette stammen. Die Verbreitung der Lokalmoränenvorkommen fordert daher einen Schlerngletscher aus dem Tälchen zwischen der Sonnspitze und dem Wampeten Schrofen, der die Fernpaßtalung bis an die gegenüberliegende Talseite bei Biberwier erfüllte. Die fächerförmige Anordnung der Tomahügel bei Biberwier beweist die radiale Ausbreitung des Eiskuchens (s. S. 81).

Zu diesem weiten Vorstoß in die Fernpaßfurche wurde der Gletscher wohl durch den Niedergang eines Bergsturzes vom W-Abfall der Sonnspitze gezwungen. Die Trümmer dieses Absturzes liegen heute noch am W-Fuß der Zunterköpfe. Die scharfe Kante, mit der die Felssturzlandschaft gegen Biberwier zu plötzlich aussetzt, markiert die Oberkante des Schlerngletschers. Gegen E fällt die Kante allmählich zur Sohle des Lermooser Beckens hin ab, um diese an der Straße zwischen Biberwier und Ehrwald fast zu erreichen. Damit hat das Lokaleis den südlichen Teil des Lermooser Beckens noch erfüllt. Der kantige Wettersteinkalkschutt auf dem Plattenkalksporn nördlich von Biberwier gehört wohl ebenfalls der Bergsturzmoräne an.

Zeugen der Lokalvereisung am W-Fuß des Wettersteingebirges sind vor allem die schlern- oder gschnitzstadialen Bergsturzmoränen nördlich von Ehrwald (s. S. 49 f.).

Die östlich davon gelegene Moränenmasse bei Obermoos wurde wohl von dem Lokalgletscher aufgeschüttet, der auch die SW-gerichteten Gletscherschrammen auf dem Walfischrücken (in 1360 m NN) im Tälchen nordwestlich des Ehrwalder Köpfls hinterlassen hat.

⁺ frdl. mdl. Mitt. von Herrn Dipl. Geol. Dr. H. Miller aus München.

Auch die Karen der Lorea-Gruppe bergen viele Moränenwälle der Lokalvergletscherung:

Wohl ausgeprägte Wallgruppen des Gschnitzstadiums erfüllen das Gartental und das Tal der Bichlbächle Alpe. Auffällig ist, daß in beiden Tälern die Bachläufe in die Ufertälchen abgedrängt wurden. Dort leisten sie auch heute noch Erosionsarbeit, während die stellenweise tieferliegenden Zungenbecken trocken liegen.

Auf den flachen Karböden im Hintergrund des Kälbertales blieben insbesondere die Endmoränenwälle des Daunstadiums erhalten. Im Kar südöstlich des Steinmandls hat der daunzeitliche Gletscher ein Zungenbecken hinterlassen, das von einer dreigliedrigen Wallgruppe umrahmt wird. Im tiefer eingesenkten Kar nördlich des Kreuzjochs konnte der träger reagierende, mächtigere Gletscher nur einen einzigen Daunwall ablagern. Eine ähnliche Erscheinung zeigen auch die daunzeitlichen Wälle östlich des Loreakopfes: Unmittelbar am Fuße dieses Gipfels war der Kargletscher mächtig, weshalb er nur einen Wall aufzuschütten vermochte. Gegen E hingegen, wo sich die Rückwand in zunehmendem Maße erniedrigt, schlügen sich die kurzfristigen Klimaschwankungen in einer vielgliedrigen Wallgruppe nieder.

Häufig halten sich die Lokalmoränenwälle an Felsschwellen. Dies gilt vor allem für die Endmoränen in den Karen nördlich und südlich des Kreuzjochs und nördlich und östlich des Loreakopfes. Die Gletscher wurden an diesen Stellen aufgestaut, fanden dadurch für längere Zeit einen orographisch bedingten Halt und lagerten ihre Moränen ab.

Im Bereich des Teges- und Gafleintales blieben außer der gschnitzstadialen Wallgruppe nördlich des Sinnesjochs kaum Zeugen der Lokalvereisung erhalten.

Fest steht jedoch, daß die Schlerngletscher aus beiden Tälern die Fernpaßfurche nicht mehr erreicht haben. Während nämlich im Einzugsgebiet der beiden Tiefenzonen Wettersteinkalk ansteht, fehlt dieses Gestein auf den präschlemzeitlichen Bergsturzmassen an den jeweiligen Talausgängen.

Bestätigt wird diese Ansicht durch den Moränenwall eines schlernstadialen Hanggletschers vom Alpleskopf, der im Tälchen westlich des Brunnwaldkopfes bis 1220 m hinabgreift. Dies bedeutet, daß die Oberfläche des Schlerngletschers aus dem Gafleintal an der Einmündung des kleinen Tälchens nie über diese Höhe angeschwollen sein konnte. Eine derart geringmächtige Zunge des Gafleintalgletschers kann jedoch den Talausgang kaum erreicht haben.

Dasselbe gilt für den schlernstadialen Talgletscher, der an das N-Ende der Endmoräne des Alpleskopfgletschers einen Sandrkegel geschüttet hat. Heute streicht dieser nach NW ansteigende Sandrkegel bei etwa 1350 m über der engen Tegesbachklamm aus und gibt so die Maximalhöhe der schlernzeitlichen Gletscherzunge an. Ein Talgletscher, der nur die schmale Klamm des Tegesbaches erfüllt hat, war wohl kaum in der Lage bis zur Fernpaßfurche vorzustoßen.

Neben den Sedimenten des Spätglazials blieben im Tälchen westlich des Brunnwaldkopfes auch noch die Ablagerungen einer vorausgehenden Lokalvereisung erhalten: Zwischen 1140 und 1180 m liegen hier, 10 - 20 m über dem Talgrund, die Reste einer deutlich geschichteten Schotterfüllung, deren Lagen stellenweise konglomeriert sind. Im Geröllbestand überrascht die gute Zurundung des Materials sowie der hohe Anteil an Hauptdolomit, Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln. Eine Herkunft der Schotter aus dem Tälchen selbst, das doch ausschließlich im Wettersteinkalk angelegt ist, scheidet aus. Gegen diese Ansicht spricht sowohl der hohe Zurundungsgrad als auch der Geröllbestand. Liasfleckenmergel und Kössener Schichten stehen nur im Tegestal an. Die Schotter sind daher vor der Stirn eines Lokalgletschers abgelagert worden, der vom Tegestal in das kleine Tälchen herüberlappte. Der fluviatile Transportweg vor dem Eisrand kann dabei nicht groß gewesen sein, da selbst mergelige Handstücke in den Ablagerungen erhalten blieben. Der Grund für die Aufstauung dieser fluvioglazialen Schotter war wohl ein gleichzeitiges Anschwellen des Gletschers im Gafleintal.

Das Alter der Aufschüttung ist zumindest präschlernzeitlich, denn die Endmoränen des Schlengletschers vom Alpleskop schalten sich heute zwischen diese Ablagerungen und das Tegestal. Der Gletschervorstoß, dem diese Schotter angehören, setzt eine länger währende, aber weniger starke Klimaverschlechterung als das Schlernstadium voraus, denn sonst wäre auch damals der rasch reagierende Hanggletscher vom Alpleskopf in das Tälchen vorgestoßen und hätte eine Ablagerung der Schotter unterbunden. Bei einer länger andauernden Schneegrenzdepression, wie sie hier gefordert wird, sind jedoch die Talgletscher den Hanggletschern überlegen.

Ob dieser Lokalgletschervorstoß mit dem bei der Behandlung des Fernpaßbergsturzes geforderten posthochwürmzeitlichen Inngletschervorstoß zu parallelisieren ist (vgl. S. 72), oder ob er schon früher erfolgte, lässt sich nicht entscheiden.

Die Fernpaßtalung erwies sich als besonders dankbar zur Erfassung der tiefen Lokalgletscherstände, denn im Bergsturzgelände wurden Moränen des Schlernstadiums konserviert, die doch in den meisten anderen tief eingesenkten Tälern beseitigt wurden. Lokalmoränen auf dem Bergsturzschutt erlaubten eine

Rekonstruktion der bedeutenden schlernzeitlichen Hangvergletscherung am NW-Abfall der Mieminger Kette, die bei Biberwier den ganzen Boden der Fernpaßfurche erfüllte. Dem kleinen Talgletscher nördlich der Handschuhspitze gelang es gerade noch, aus dem engen Seitental auszutreten. Dagegen vermochte keiner der großen Talgletscher aus den Lechtaler Alpen bis zur Fernpaßfurche vorzudringen. Auf den Impuls einer kurzfristigen Klimaverschlechterung, wie sie KLEBELSBERG (1942/44 b, S. 164) für das Schlernstadium annimmt, reagierten die Hanggletscher weit rascher als die trügeren Talgletscher.

Durch die Überreste der altstadialen Vergletscherung am Grunde des Fernpaßtales wird auch die Ansicht HEISSEL's (1954, S. 316) bekräftigt, wonach der schlernzeitliche Gletschervorstoß in ein völlig vom Würmeis - auch Würmtoteis - geräumtes Inntal erfolgte. Eine Fortdauer würmzeitlicher Toteisreste in den tief eingesenkten Tälern bis in spätglaziale Zeit, wie dies PASCHINGER (1957 a, S. 259) annimmt, wird damit erneut widerlegt (vgl. S. 25).

Bei keinem der drei spätglazialen Stadien der Lokalvergletscherung handelt es sich um einen einheitlichen Vorstoß. Selbst das Schlernstadium zerfällt in mehrere Phasen.

Innerhalb des daun-egesenzeitlichen Wallkomplexes im Schwärz- und Drachenkar liegen außerdem die Zeugen mindestens eines Neuvorstoßes der rasch reagierenden Lawinengletscher.

IX. DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ABTRAGUNGSFORMEN

Die Wand- und Hangformen sind zwar schon vor dem Spätglazial angelegt worden, doch beweisen die mächtigen Lokalmoränen, Felsstürze, Schutthalden, Mur- und Schwemmkegel an ihrem Fuße eine kräftige spät- und postglaziale Weiterentwicklung.

A DIE WÄNDE

Entscheidend für die Anlage der Wände ist zunächst die geologische Struktur: Die mächtigen Wandfluchten am Westabsturz des Wettersteingebirges, an beiden Talflanken des westlichen Gaistales und am NW-Abfall der Mieminger Kette wurden dort ausgebildet, wo die leicht ausräumbaren Jungsichten den widerständigen Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplex unterlagern. Wo jedoch der Hauptdolomit oder der Plattenkalk Stützfunktion ausüben, ragen diese Wände weit weniger schroff auf. Im N bedingt der Plattenkalksockel der Törlen den Muschelkalkvorbau nordwestlich der Zugspitze, im S bildet der Hauptdolomit die Stütze für einen stumpfen Jungsichtenrücken, hinter dem die Nordwände des Wannig-Handschuhspitzenzuges zurücktreten.

Mächtige Felsmauern bestimmen auch den N-Abfall der Gartnerwand, wo Plattenkalk von den Jungsichten unterlagert wird.

Für die Feinzelisierung der Wände ist vor allem die morphologische Wertigkeit der Gesteine maßgebend: Die standfesten Riffkalke des Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplexes neigen im Bereich des Wettersteingebirges, der Mieminger Kette und der Heiterwand zur Ausbildung wenig gegliederter Wandfluchten. Von Steinschlagrinnen zerfurcht und in Pfeiler und Erker zerlegt sind demgegenüber die Wände des Hauptdolomit-Plattenkalkkomplexes. So z.B. werden die Hauptdolomitwände westlich von Nassereith durch tiefe Anrisse aufgelöst, während auf der gegenüberliegenden Talseite die Wettersteinkalkwände glatt vom Talboden aufsteigen.

Die meisten Wände des Untersuchungsgebietes liegen über 1900 m, denn erst in diesem Höhenbereich wurde die Karrückwitterung der Lokalglacialsche wirksam.

Die Bedeutung der Exposition für die Wandbildung wird insbesondere durch die Asymmetrie der Karentwicklung demonstriert. So z.B. ragen die S-Flanken der Käfer im Hintergrund des Kälbertales weit schroffer auf als die N-Flanken.

Wichtig für die Wandbildung ist schließlich auch die Existenz von Vorformen für den Ansatz von Kargletschern. Am N-Abfall des Tschirgantzuges, wo derartige Vorformen nicht vorhanden waren, fehlen auch größere Wandpartien.

B DIE KLEINFORMEN DER GEHÄNGE

Wie die Gestalt der Wände wird auch die Kleinformung der Gehänge vor allem durch die geologische Struktur bestimmt: Senkrecht zum Schichtstreichen haben sich die Erosionsanrisse in den S-Abhang der Gartnerwand und die NW-Flanke des Wannigmassivs eingefressen. Die Ausraumformen sind daher hier mehr breit als tief. Das bescheidene Ausmaß der Murkegel an ihrem Fuße beweist die relativ geringe spät- und postglaziale Weiterbildung dieser Formen. Eine stärkere Fortentwicklung der Anrisse fordern demgegenüber die weit mächtigeren Murkegel am W-Fuß des Wannig und am Gehänge zwischen dem Klaus- und Tegestal. Die bedeutende Erosionsleistung wird hier begünstigt durch das ungehinderte schichtparallele Eingreifen der schmalen, schlauchförmigen Anrisse.

Das Ausmaß der Abtragung ist vor allem auch gesteinsbedingt: Besonders kräftig zerfurchen die Muranrisse die Gehänge der Jungschichten, so z.B. die Abdachungen der Grasberge nördlich der Gartnerwand und den Jungschichtenträumen nördlich des Wannig.

Kleinformen der flacheren Gehänge sind neben den Erosionsanrisse auch die Buckelwiesen auf dem Liasfleckenmergelrücken nördlich des Grubigsteins und vor allem die Karstformen:

C DIE KARREN UND DOLINEN

Träger der Verkarstung sind im Fernpaßgebiet ausschließlich die Flachzonen im Wettersteinkalk und im Plattenkalk:

So z.B. zerfurchen kleine Rinnen-, Kluft- und Lochkarren in 1900 m NN die Wettersteinkalkschwelle in der Mulde des Zunterköpfe-Plateau. Stark von Karren zerfressen sind außerdem die Rundbuckel im Plattenkalk der Törleinhochfläche und der Flachformen beiderseits der Loisachschlucht. Die scharfkantigen Wettersteinkalkbrocken, die auf dem flachen E-Abhang des Alpleskopfes bis zum Gipfel (2250 m) hinaufziehen, sind dagegen bescheidene Zeugen des Scherbenkarsts.

Von größerer morphologischer Wirkung als die Karren sind die Dolinen, die sich ebenfalls an die Flachzonen halten:

NNE- und N-gerichtete Dolinengassen zergliedern den treppenartigen Abfall des Schachtkopfes. Die abflußlosen Hohlformen laufen hier nach unten spitz zu und werden z.T. über 20 m tief. Ihre Ausrichtung ist teilweise parallel

zum Verlauf der NNE-gerichteten "Wasserkluft", an der der Schachtkopf um rund 700 m abgesessen ist (s. S. 47). Die starke Zerrüttung des Wettersteinkalks beim Absitzvorgang begünstigte dabei wohl die Verkarstung.

Meist sind die Dolinen jedoch nicht rein tektonisch bedingt, wie am Schachtkopf, sondern sie bevorzugen die Stellen starker Wasserzufuhr. So folgen die Dolinenfelder im Bereich der Zunterköpfe vor allem der E-W-gerichteten Tiefenzone, die die Schmelzwässer des spätglazialen Lawinengletschers am N-Fuß der Sonnspitze aufnahm.

Die Dolinen am flachen E-Abfall der Zunterköpfe haben sich möglicherweise am Rande des Gletschers aus dem Seebenkar entwickeln können.

An starke Wasserzufuhr gebunden sind schließlich auch die 1/2 - 2 m tiefen Erdfälle an den Ausläufern des Schwemmkegels bei Ponöfen, westlich von Obermoos. Die Bachversickerung vor der Felsschwelle im W bewirkte hier eine besonders starke Lösung des unterlagernden Plattenkalks.

Insgesamt besitzt die spät- und postglaziale Erosion nur eine geringe formprägende Kraft. In weit stärkerem Maße bestimmen die gleichzeitigen Ablagerungsformen das Landschaftsbild:

X DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ABLAGERUNGSFORMEN

Während das Tertiär morphologisch nur durch Erosionsformen in Erscheinung tritt und auch das Pleistozän vor allem Erosionsformen hinterließ, schuf das Spät- und Postglazial überwiegend Akkumulationsformen:

A DIE SCHUTTHALDEN

Der petrographische Gegensatz zwischen den Wandfluchten des Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplexes in der Mieminger Kette und den Wänden des Hauptdolomit-Plattenkalkkomplexes in der Lorea-Gruppe findet auch in der Form und Bildungsweise der Schutthalden seinen Niederschlag:

Reine Sturzhalden, nach der Definition von FROMME (1955, S. 15), begleiten nur den Fuß der Muschelkalk-Wettersteinkalkwände. Ihr Kennzeichen ist die flächenhafte Bestreuung mit Sturzschutt, die besonders gut am N-Fuß des Wannig-Handschuhspitzkammes, sowie im Schwärz- und Drachenkar hervortritt.

Den Hauptdolomitwänden hingegen sind vor allem Murhalden (nach FROMME 1955, S. 16) angelagert. Der raschere Zerfall des brüchigeren Hauptdolomits hat wohl eine geringere Wasserdurchlässigkeit der Schutthalden zur Folge und begünstigt daher die Murbildung. Am Fuße fast sämtlicher Halden der Lorea-Gruppe finden sich deshalb Murausstriche, wie sie auch FROMME (1955, S. 16) von den Seefelder Bergen beschreibt. Häufig nehmen die Murgänge schon in den Steinschlagrinnen der Wände ihren Ausgang und durchfurchen die Halde in ihrer ganzen Länge. Die Weiterbildung des Schuttkörpers erfolgt in diesem Falle nicht flächenhaft sondern linienhaft. Eine flächenhafte Bestreuung im Bereich der Lorea-Gruppe zeigen nur verschiedene kleinere Halden am Fuße des Kreuzjochs und des Loreakopfes sowie die oberen Haldenpartien am N-Fuß der Plattenkalkwände der Gartnerwand.

Nicht nur die Bildungsweise sondern auch der mittlere Neigungswinkel der Schutthalden ist materialbedingt. Unterschiede in der Haldenböschung lässt ja schon der Gegensatz zwischen den festen, plumpen, massigen Wettersteinkalkbrocken und dem brüchigen, scharfkantigen, splittrigen Hauptdolomitgrus erwarten.

FROMME (1955, S. 22) bestimmte für die Hauptdolomithalden im Karwendel einen mittleren Böschungswinkel von 34° , während er für die Wettersteinkalkhalden nur eine Durchschnittsneigung von 30° annimmt. Im Fernpaßgebiet scheint der Wert für die Wettersteinkalkhalden höher zu liegen, denn selbst die flachen Halden am NW-Fuß der Sonnspitze besitzen noch eine Böschung von 30° , während der Durchschnittswinkel im Bereich der westlichen Mieminger Kette bei 33° liegt. Im Maximum erreichen die Wettersteinkalkhalden im Schwärz- und Drachenkar einen Winkel von 36° und sind damit ebenso steil wie die Bergwerkshalden am Gehänge des Schachtkopfes. Die Böschung der Murhalden im Hauptdolomit ist auf Grund der unterschiedlichen Mitwirkung des Wassers viel größeren Schwankungen unterworfen. Während der Maximalwert in der Lorea-Gruppe 35° beträgt sind nach unten alle Übergänge zu den Neigungen der Murkegel gegeben. Eine weit größere Winkelkonstanz besitzen die Plattenkalkhalden am N-Fuß der Gartnerwand, deren Gefälle in den oberen Teilen zwischen 32° und 34° schwankt.

Am deutlichsten drücken sich die petrographischen Unterschiede in der Begrünung der Schutthalden aus: Die überwiegende Anzahl der Wetterstein-

kalkhalden sind unbewachsen oder nur spärlich bewachsen. Dabei spielt die Höhenlage der Schuttbildungen nur eine geringe Rolle; eine sehr geringe Begrünung zeigen selbst die Halden am Fuß der Wettersteinkalkwände bei Nassereith in 840 bis 900 mm NN und am N-Fuß der Zunterköpfe in 1300 bis 1500 mm NN. Demgegenüber kennzeichnet ein starker Anflug von Vegetation auch die hoch gelegenen Hauptdolomithalden in der Loreagruppe. Nur in den Murrinnen und im Bereich besonders stark schuttliefernder Wände, z.B. am N-Fuß des Kreuzjochs und des Loreakopfes wurde die Vegetationsbesiedelung unterdrückt. Wenn daher FROMME (1955, S. 24) "den Pflanzenwuchs auf den Halden... als sicheren Anzeiger der Aktivität der Schuttlieferung aus den Wänden" auffaßt, so kann dem nur zugestimmt werden, wenn sich die Untersuchung auf einen einheitlichen Gesteinskomplex beschränkt. Halden von Gesteinen mit ungleich rascher Verwitterung, wie z.B. die Hauptdolomit- und die Wettersteinkalkhalden, können jedoch nicht mit Hilfe des Bewuchses auf ihren Aktivitätsgrad hin verglichen werden.

Ein gewisser Unterschied zwischen der Mieminger Kette und der Lorea-Gruppe ergibt sich auch bei der Festlegung der unteren Altersgrenze der Schutthalden, denn die höchsten Halden in den Karen der Mieminger Kette sind jünger als die der Lorea-Gruppe. Die jüngsten Schutthalden des Untersuchungsgebietes verschütteten am N-Fuß des Grünsteins die Zungenbecken der Gletscher von 1850. Die Ablagerung der übrigen hochgelegenen Sturzschuttbildungen setzte nach den Rückzugsphasen des Daunstadiums ein. Im Bereich der Lorea-Gruppe liegen die meisten Schutthalden in den gschnitz- und daunzeitlich vergletscherten Karen und sind daher postgschnitz- bzw. postdaunzeitlich. Die Aufschüttung der ältesten Sturzschuttablagerungen des Untersuchungsgebietes, der Wettersteinkalkhalden bei Nassereith, setzte schon nach Rückzug des Inngletschereises ein.

Die Mächtigkeit der Schutthalden lässt sich nur dort bestimmen, wo die jüngere Erosion den Haldenkern freigelegt hat. Derartige Felskerne hat FROMME (1955, S. 34-39) in den Halden des Karwendel häufig angetroffen. Auch am W-Ende des Plateau der Zunterköpfe hat die kräftige Erosion aus dem Tal westlich der Sonnspitze den orographisch linken Teil einer Schutthalde abgeräumt. Der dadurch freigelegte Felskern setzt mit überraschendem scharfem Knick am Fuß der Haldenrückwand ein. Der zurückgebliebene orographisch rechte Teil des auflagernden Schuttkörpers ist 2 - 5 m mächtig.

10 - 15 m mächtig ist hingegen der Schuttmantel, der am W-Fuß des Marienbergs einem Felskern aufruht. Auch hier hat die Erosion von W her eine Schutthalde angeschnitten, die auf ein älteres Flachrelief eingestellt war.

Besonders deutlich wurde ein Haldenkern aus Hauptdolomit unter seiner 5 - 10 m mächtigen Schuttauflagerung im obersten Teil der Abbruchsnische des Fernpaßbergsturzes angeschnitten: Die Abrißwände greifen hier, nach W spitz zusammenlaufend, in den Bereich einer fossilen Schutthalde ein und trennen sie von ihrer Rückwand.

Außer den spät- und postglazialen Schutthalden blieben im Untersuchungsgebiet auch noch Zeugen älterer Verschüttungsperioden erhalten: Dies gilt insbesondere für das kleine Breccienvorkommen, das nördlich der Biberwierer Scharte zwischen 2010 und 2030 m liegt (vgl. MILLER 1962, S. 56). Die deutliche Bankung der Breccie steigt unter 33° nach N an und beweist den Schutthaldencharakter der Ablagerung. Die rückwärtige Verlängerung der Schichtung trifft heute jedoch nicht mehr auf eine schuttliefernde Wand auf; sie streicht vielmehr über dem jungen Talraum westlich der Sonnspitze aus. Dies bedeutet, daß das Tal zur Zeit der Haldenbildung noch nicht so weit zurückgegriffen haben konnte.

Eine weitere kleine Breccie, die ebenfalls den Überrest einer fossilen Schutthalde darstellt, liegt am S-Fuß des Grünsteins in 1930 m NN.

Die Schutthalden gehen an ihrem Fuße häufig ohne scharfe Grenze in Murkegel über, die ihrerseits schwer von den Schwemmkegeln zu trennen sind:

B DIE MUR- UND SCHWEMMKEGEL

Der Grundriß der Mur- und Schwemmschuttbildungen hängt ab von der Konfiguration ihres Vorlandes: Im Bereich der unruhigen Bergsturzlandschaft am Fernpaß wurden die Schwemmschuttmassen des Kälber-, Klaus-, Teges- und Gafleinbaches in unregelmäßige Bahnen gezwängt. Sie fingern daher in einzelne Schuttstränge auf. Dagegen konnten sich die Kegel des Gais- und Strangbaches in einem weiten Talraum ungestört ausbreiten. Sie kommen daher der Idealgestalt eines Kegelsektors recht nahe. Haldenartige Schuttkörper bildeten sich hingegen dort aus, wo der gegenseitige Abstand der schuttliefernden Runsen und Täler gering ist, so z.B. am W-Fuß des Wettersteingebirges und am W-Abfall des Mieminger Plateau.

Der Neigungswinkel der Schwemmkegel des Gais-, Teges-, Gaflein- und Strangbaches schwankt zwischen 2° und 5° . Viel größeren Schwankungen ist das Gefälle der Murkegel unterworfen, deren flachste Vertreter am E-Ufer des Weißensees und am NW-Ufer des Blindsees nur etwa 8° geneigt sind. Die steilsten Murkegel erreichen dagegen Winkel von 35° und übertreffen damit

selbst die Durchschnittsneigungen der Schutthalden. Dies gilt vor allem für die Murkegel am NE-Fuß der Sießenköpfe und am SW-Fuß des Wannigmassivs.

Zwischen dem Gefälle der Murkegel und dem Verhältnis ihrer Fläche zu der des dazugehörigen Einzugsgebietes besteht ein enger Zusammenhang. Dies zeigt schon folgende Aufstellung, die jedoch auf Grund der geringen Anzahl der Messungen keinen Anspruch auf Allgemeingültigkeit erheben kann:

Flächenverhältnis Murkegel zu Einzugsgebiet	Gefälle der Murkegel	Anzahl der Messungen
bis 1 : 10	bis 10°	3
1 : 10 bis 1 : 2	10° - 16°	6
1 : 2 bis 1 : 1	17° - 25°	9
über 1 : 1	32° - 35°	4

Von 25 gemessenen Murkegeln erfüllen nur 3 die aus der Tabelle hervorgehende Gesetzmäßigkeit nicht, weshalb sie hier nicht aufgeführt wurden.

Für weitaus die meisten Murkegel gilt demnach die Proportion: Je größer die Fläche des Murkegels im Verhältnis zu seinem Einzugsgebiet, desto größer ist auch sein Neigungswinkel.

Diese Relation ist ohne weiteres verständlich, denn je größer das Einzugsgebiet eines Murkegels, desto flacher ist in der Regel das Gefälle im Tallängsschnitt und desto größer ist im allgemeinen auch die anfallende Wassermenge. Talgefälle und Wasserlieferung sind aber die beiden wesentlichen Faktoren, die die Böschung eines Murkegels bestimmen. Bei geringem Talgefälle und hoher Wasserdurchtränkung der Muren entwickelt sich ein flacher Murkegel. Steile Murkegel hingegen sind die Aufschüttungskörper trockener Muren, die sich nur bei hohem Talgefälle in Bewegung setzen.

Die Feststellung, inwieweit Unstetigkeiten im Tallängsprofil sowie Gesteins- und Expositionsunterschiede die Böschung der Murkegel modifizieren, wäre Aufgabe einer großräumigeren Untersuchung.

Bei den Böschungswinkeln der Schwemmkegel betont LEIDLMAIR (1956, S. 78-82) die überragende Rolle des Mündungsgefälles der Bäche. Den petrographischen Unterschieden mißt er nur untergeordnete Bedeutung bei (S. 81).

Nachdem nun Form und Bildungsweise der Mur- und Schwemmschuttbildungen beleuchtet wurden, erhebt sich die Frage nach dem Alter ihrer Aufschüttung:

Die untere Altersgrenze der Mur- und Schwemmkegel liegt jeweils beim Rückzug des Inneises bzw. der spätglazialen Lokalgletscher. Postwürmzeitlich aber schon präschlernzeitlich begann demnach die Aufschüttung der Kegel des Teges-, Gaflein und Strangbachtales. Die Hauptschuttzufuhr erfolgte hier wohl vor der Stirn der Schlerngletscher. Die breiten Murstraßen westlich der Sonnspitze und des Wampeten Schrofen, sowie der Murschuttfuß am W-Abfall des Wettersteingebirges liegen innerhalb der Schlernmoränen. Sie sind daher postschlernzeitlich und in ihren oberen Teilen wohl auch postgschnitzzeitlich.

Bedeutsamer ist die Frage nach dem Erhaltungszustand dieser Schuttkörper: Die zerschnittenen Schwemmkegel des Teges- und Klausbaches sind fossil. Inaktiv sind ferner die unteren Teile der Murstraßen westlich der Sonnspitze und des Wampeten Schrofen. Auch große Teile des Murschuttkörpers am Fuße der Wettersteinwestwand werden nicht mehr überschüttet.

Eine bedeutende Zunahme der rezenten Vermurung zeigen demgegenüber die kleinen Murkegel an beiden Flanken der Fernpaßtäler, wo mächtige Schuttzungen in hochstämmigen Wald eindringen. Breite Schuttbänder schieben sich auf den noch vor wenigen Jahren völlig begrasten und z. T. auch bewaldeten Schwemmkegel unmittelbar westlich der Fernpaßhöhe. Auch der teilweise bewaldete Kegel am NW-Ufer des Blindsees ist durchweg von nacktem Murschutt überdeckt. Das Wiederaufleben der Schuttaktivität setzte hier seit dem Lawinenwinter im Jahre 1951 ein⁺. Der S-Abhang der Gartnerwand wurde dabei besonders stark betroffen, denn die Lawinen der vergangenen Jahre zerstörten hier jahrhundertealte Baumbestände⁺⁺.

Die Mur- und Schwemmkegel sind jedoch nicht nur die Anzeiger der rezenten Schuttbewegungen; sie weisen vor allem auch auf die Gebiete besonders starker spät- und postglazialer Erosion hin:

Die mächtigsten Murkegel des Untersuchungsgebietes liegen am W-Fuß des Wettersteingebirges und westlich der Sonnspitze und des Wampeten Schrofen. Dort wo der widerständige Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplex auf die leicht ausräumbaren Jungschichten aufgeschoben wurde, ist daher die spät- und postglaziale Abtragung am größten. Die kräftige Rückverlegung des NW-Randes der Mieminger Kette zeigt sich ja auch in der Anschniedung der auf ein älteres Relief eingestellten Schutthalden im W der Zunterköpfe, in der Biberwierer Scharte und am S-Fuß des Marienbergs (s. S. 40 f.).

⁺ frdl. mdl. Mitt. von Herrn Waldaufseher K. Kerber aus Biberwier.

⁺⁺ frdl. mdl. Mitt. von Herrn Revierjäger Brandner aus Biberwier.

Eine derart mächtige Verschüttung muß auch morphologische Folgen gehabt haben. Morphologisch wirksam werden z.B. die steilen Murkegel nordöstlich der Teigestalmündung, die den Bigerbach dazu zwingen vom westlichen in das östliche Randtälchen des Fernpaßbergsturzes auszuweichen. Weiter im S drängt der Strangbachkegel den Gurglbach gegen die Innenseite der Talbiegung bei Nassereith.

Schließlich geht auch die Aufstauung des Lermooser Mooses auf die Verschüttung am W-Fuß des Wettersteingebirges zurück, und nicht, wie u.a. PENCK (A.i.E., S. 293) und WUNDERLICH (1913, S. 333 f.) annahmen, auf die Einlagerung des Fernpaßbergsturzes im S (s. S. 94). Aus einem Tälchen in den schlern- oder gschnitzstadialen Bergsturzimoränen nördlich von Ehrwald schiebt sich ein mächtiger Sandrkegel in die Loisachschlucht und erfüllt diese bei der St. Anna-Kapelle bis in eine Höhe von 1000 m NN. Am Unterscheidungshang, den die Loisach am Fuße des Kegels eingetieft hat, erwähnt WUNDERLICH (S. 333) eine Wechsellagerung von Tonen und Schwemmkegelschutt. Dies weist auf einen allmählichen Seespiegelanstieg infolge zunehmender Verschüttung der Loisachschlucht hin. Vor ihrer Zerschneidung muß die Schuttfüllung der Schlucht im Lermooser Becken einen See mit einer Spiegelhöhe von knapp 1000 m NN aufgestaut haben. Daß dies tatsächlich der Fall war, beweisen die schon von MILLER (1962, S. 57) erwähnten Seetone, die besonders im Bereich von Ehrwald über dem heutigen Beckenboden anstehen. Eine genaue Höhenmarke des Seeaufstaus bildet jedoch die Obergrenze der Deltaschichtung, die am südlichen Ortsausgang von Ehrwald (nördlich P. 986) knapp unter 1000 m aufgeschlossen war. Der Ort Ehrwald liegt daher auf einer flachen Deltaterrasse des Gaistales, die mit scharfer Kante zum Lermooser Becken abbricht. Bei P. 986 südlich von Ehrwald ist die Terrasse zweigestuft, was den oben geforderten allmählichen Seeaufstau beweist. Südöstlich von Ehrwald greift die rückwärtige Fortsetzung der Deltaterrasse in drei kleine Erosionskerben ein, deren Bildung damit schon vor dem Seeaufstau abgeschlossen gewesen sein mußte.

Der unterschnittene Boden des Gaistales, der aus verschiedenen Murkegeln hervorwächst, ist eine Übergangsform zwischen den Schwemmkegeln und den Talsohlenaufschüttungen.

C DIE AUF SCHÜTTUNGSBÖDEN

Im Fernpaßtal verbietet das unruhige Bergsturzrelief das Zustandekommen eines einheitlichen Talbodens. Genährt durch die verschiedenen Mur- und Schwemmkegel von den Talseiten, kann sich erst südlich des Fernsteinsees ein schmaler Talbodenstrang ausbilden, der sich zwischen den Erhebungen des Bergsturzgeländes hindurchwindet. Zwischen dem Fernsteinsee und Biberwier reichte die Verschüttung nicht aus, um das Trümmerrelief auch nur streckenweise zu überwältigen.

Im Lermooser Becken und im Gurgltal hingegen wird der ebene Talboden nur punkthaft von den kleinen Tomahügeln des Fernpaßbergsturzes durchspießt.

Das trockengelegte Lermooser Moos ist nach AMPFERER ein verlandeter Seeraum (AMPFERER-OHNESORGE 1924, S. 52). Der S-Teil des Beckenbodens ist durch starke Torfbildung gekennzeichnet, während im N sandiger, kalkhaltiger Detritus den Untergrund aufbaut. AMPFERER (s. 53) zieht die Grenze zwischen diesen beiden Ablagerungsbezirken beim Tumme Bühel, liefert jedoch keine Erklärung für den unterschiedlichen Charakter der Aufschüttungen. Den Schlüssel zur Lösung dieser Frage bietet die Sedimentführung der heute in das Lermooser Becken einmündenden Bäche: Zur Zeit des frühsommerlichen Hochwassers führt der Gaisbach viel Flußtrübe mit sich, denn seine Zuflüsse überwinden große Höhenunterschiede und leisten kräftige Erosionsarbeit. Sandig-kalkige Ablagerungen bestimmen daher den N-Teil des Beckens. Demgegenüber liefern die Schuttquellen im Bereich des Fernpaßbergsturzes durchweg lauteres Wasser. Bei der geringen Sedimentführung der Bäche aus der Fernpaßfurche konnte sich deshalb im S-Teil des Lermooser Beckens sehr wohl ein ausgedehntes Torflager entwickeln.

Wie die übrigen Schwemm-, Mur- und Sturzschuttbildungen besitzt auch die Talbodenverschüttung spät- und postglaziales Alter. Ebenso alt ist ferner die Mehrzahl der Massenbewegungen:

XI DER FORMENSCHATZ DER MASSENBEWEGUNGEN

A DIE RUTSCHUNGEN

Deutlich erkennbar sind die Rutschungen an der Nischenform ihres Abrißgebietes und den unregelmäßigen Geländewellen ihres Ablagerungsbereichs. Vor- aussetzung ihres Niedergangs ist die Mitwirkung des Wassers. Sie sind daher an die wasserstauenden tonigen Gesteine gebunden. Aus diesem Grunde halten sich die Rutschungen nördlich des Gartnerwandzuges ausschließlich an das schmale Band der tonreichen Kössener Schichten. Am N-Fuß der Zunterköpfe wurden auch die Neokomsschichten mit einbezogen. Die Rutschungszungen quellen hier unter einem Mantel von Felssturzschutt hervor. Ausgedehnte Rutschungsgehänge liegen ferner im Bereich der Kössener Schichten am N-Abfall des Bremstadlkopfes. Die Grundmoränenlager am W-Fuß des Wetterstein-gebirges, unmittelbar östlich von Ehrwald, und die Bändertone im Strangbach-tal östlich von Dormitz zeigen ebenfalls bescheidene Rutschungerscheinungen.

Die Rutschungen sind nicht an einen einheitlichen Böschungswinkel gebunden, denn im Untersuchungsgebiet schwankt die Neigung ihrer Gehänge zwischen 15° und 30° .

Die eigentliche Ursache der Rutschungen ist wohl die glaziale Übersteilung. Daß diese schleichenden Massenbewegungen jedoch auch heute noch andauern, beweisen zwei völlig vegetationslose Abrißnischen am N-Fuß der Zunterköpfe.

Indirekte Folgen der Rutschungen sind die Felsstürze von den N-Wänden der Zunterköpfe und die kleine Absitzung nördlich des Marienbergjochs:

B DIE ABSITZUNGEN UND DOPPELGRAATBILDUNGEN

Treppenartiger Abfall und Nackenbildung sind die morphologischen Kennzei-chen der Absitzungen. Das gestufte Liasfleckenmergelgehänge bei Lermoos, in dessen Verflachungen jeweils stark versumpfte Nackenzonen eingesenkt sind, gibt sich so als Absitzungsgebiet zu erkennen. Die Treppung der Felssturzland-schaft am N- und NW-Fuß der Zunterköpfe ist wohl ebenfalls auf Absitzbewe-gungen in den Liasfleckenmergeln im Liegenden der abgestürzten Wetterstein-kalkblockmassen zurückzuführen. Dabei ist jedoch schwer zu entscheiden, ob die Felsstürze auf ein schon getreppetes Gelände niedergingen, oder ob die Hangtektonik hier erst nach dem Niedergang der Abstürze einsetzte. Die Fels-

sturzüberstreuung einer derartigen Absitzungstreppe wurde von AMPFERER irrtümlicherweise als Lokalmoräne kartiert (Geol. Karte AMPFERER-OHNESORGE 1912).

Das Alter der Absitzungen bei Lermoos und am Fuße der Zunterköpfe ist wohl postwürmzeitlich, denn die Würmvergletscherung hätte die Kleintreppung beseitigt.

Weit älter ist jedoch die von AMPFERER (1941, S. 103) erkannte mächtige Bergzerreißung des Schachtkopfes. An der NW-Flanke des Wampeten Schrofen ist diese Wettersteinkalkscholle entlang den beiden nach unten spitz zusammenlaufenden Gleitflächen der "Wasserkluft" um etwa 700 m abgesunken, wie dies HÄUSING (1898, S. 105) bei der Vermessung von Erzgängen feststellen konnte. Bereits dieser Autor hatte den Schachtkopf als "Abrutschung" bezeichnet (S. 102).

Gegen eine rein tektonische Verstellung und für eine Bergzerreißung spricht schon die stärkere Zerrüttung der Scholle im Vergleich zu ihrer Rückwand (AMPFERER 1941, S. 103). Da die NNE-gerichtete "Wasserkluft" nach Verlauf und Einfallen den "Loisachstörungen" entspricht, bei denen eine Sprunghöhe von 700 m ungewöhnlich erscheint, nimmt auch MILLER (1962, S. 69) zur Erklärung der großen Vertikalkomponente eine Absitzbewegung an. Die treppenartige Gliederung des Schachtkopfes, seine starke Verkarstung und die parallel zur "Wasserkluft" gerichteten Dolinengassen bestätigen die Bergzerreißung auch vom morphologischen Standpunkt aus.

Hinweise auf die Lage des Abrißgebietes liefern die Rutschstreifen der "Wasserkluft", nach denen die Scholle eine seitliche Verschiebung von 62° erlitten hat (HÄUSING 1898, S. 105). Nach AMPFERER (1905 a, S. 495) erfolgte diese Ablenkung nach N. Schiebt man das Gesteinspaket längs diesen Bahnen hinauf, so kommt es im Bereich der Nische an der W-Flanke des Wampeten Schrofen zu liegen.

Eine bedeutende Drehung oder Verstellung der Scholle bei ihrer Talfahrt ist kaum möglich, denn AMPFERER⁺ erwähnt im Innern des Schachtkopfes Partnachsichten, die wie ihre Fortsetzung an den Marienbergspitzen NW-Streichen besitzen und unter 45° gegen NE einfallen.

Als Ursache für den Niedergang der Bergzerreißung kann wohl die glaziale Ausräumung am Fuß der Deckenstirn gelten, da im Max-Braun-Stollen nach AMPFERER (1941, S. 103) jurassisches Material angefahren wurde. Dazu kommt noch die Begünstigung durch den steil einfallenden Gleithorizont der Partnach-

⁺ 1905 a, S. 495; vgl. auch HÄUSING 1898, Fig. 4.

schichten und die schon primär vorhandenen "Loisachstörungen" (vgl. GERMANN 1963 b, S. 23).

Die Datierung der Absitzung ist nur innerhalb weiter Grenzen möglich: Die schlernzeitlichen Ufermoränen am N-Fuß der Scholle fordern einen zumindest präschlernzeitlichen Niedergang. Eine präwürmzeitliche Talfahrt erhellt jedoch aus folgenden Überlegungen: Unter den heutigen morphologischen Verhältnissen wäre die Bergzerreiung eher in der Fallrichtung der "Wasserkluft", d.h. gegen WNW, ausgebrochen. Die starke N-Komponente der Absitzung ist nur zu erklären, wenn im S eine inzwischen abgetragene Rückwand angenommen wird. Das Tälchen westlich des Wampeten Schrofens kann daher vor der Bergzerreiung noch nicht im heutigen Ausmaß bestanden haben. Sein N-Teil war ja ohnehin vom mächtigen Wettersteinkalkpaket der späteren Absitzung erfüllt. Der junge Ausraum im S-Teil wird durch die scharfe Kante bestätigt, an der der Bremstadlkopf steil gegen NE abbricht. Eine derart große Umgestaltung des Reliefs, wie sie nach der Absitzung erfolgt sein muß, kann nie in der kurzen Zeitspanne seit der Würmeiszeit stattgefunden haben. Schon die Funde kristalliner Erratika im Tälchen westlich des Wampeten Schrofen schließen eine postwürmzeitliche Entstehung dieser Tiefenzone aus. Da aber die Talfahrt des Wettersteinkalkpaketes der Bildung des Tälchens vorausgegangen sein muß, ergibt sich auch für die Absitzbewegung ein zumindest präwürmzeitliches Alter.

Vor dem Niedergang der Scholle hat die W-Flanke des Wampeten Schrofens etwa 0,5 - 1 km vor der heutigen Deckenstirn gelegen. Damit wird erneut bestätigt, daß die Stirn der Inntaldecke im Bereich der Fornpaßtalung nur ein Abwitterungsrand ist.

Die bedeutende Erosion, wie sie im Tal westlich des Wampeten Schrofen nachgewiesen wurde, wird ferner unterstrichen durch eine kleine Absitzung, 250 m nordöstlich des P. 1788 am Marienbergjoch. Die Ursache für die Absitzbewegung sind hier die Rutschungen in den Kössener Schichten, die unmittelbar am Fuße dieser Scholle ihren Ausgang nehmen.

Eine Sonderform der Bergzerreiungen stellen die Doppelgratbildungen dar, die am SE-Grat des Loreakopfes in bescheidenen Ansätzen erkennbar sind. Bei den kleinen, parallelen Rücken in der Gipfelregion des Wannig handelt es sich primär um Schichtruppen, die aber am Kamm gegen die Handschuhspitze in Doppelgratbildungen übergehen. Die drei parallelen Schichtruppen, die den Jungschichtenrücken nordöstlich des Wannig krönen, sind wohl ebenfalls durch die Hangtektonik besonders akzentuiert worden.

Die Doppelgratbildung und die Absitzung, die im Zusammenhang mit dem Fernpaßbergsturz stehen, sollen erst später zur Sprache kommen (s. S. 58 u. S. 87 ff.).

In weit stärkerem Maße als die en-bloc-Bewegungen der Absitzungen bestimmen die Felsstürze das Landschaftsbild:

C DIE FELSSTÜRZE

Die kräftige Rückverlegung der Stirn der Inntaldecke und des W-Randes der Wettersteinmasse wird nicht nur durch die mächtige Murverschüttung, sondern auch durch die Felssturzmassen am Wandfuß bezeugt.

Felssturzdisposition besitzt sowohl die W-Wand des Wettersteingebirges als auch der NW-Abfall der Mieminger Kette, denn in beiden Fällen wurde der Muschelkalk-Wettersteinkalkkomplex auf die leicht ausräumbaren Jungsichten aufgeschoben. Die Abstürze ereigneten sich durchweg dort, wo die Jungsichten dem Zugriff der Erosion besonders stark ausgesetzt waren. An der NW-Flanke des Wannig übte der Hauptdolomit Stützfunktion aus. Daher brachen hier nur die Blockmassen nieder, die als schmaler Bergsturzmoränenstreifen im Tal nördlich der Handschuhspitze abgelagert wurden. Auch am Wampten Schrofen unterblieb die Talfahrt größerer Felsstürze, denn die Ausräumung der Mergelschichten wird hier durch die Absitzung des Schachtkopfes verhindert; nur im Tälchen westlich des Wampten Schrofen liegt eine bescheidene Bergsturzmoräne. Ungehindert konnte die Erosion hingegen den W- und N-Fuß der Zunterköpfe sowie den W-Fuß des Wettersteingebirges angreifen. Davon zeugt hier die große Verbreitung der Felssturzmassen. Erst am Plattenkalkvorbau der Törlein findet die Bergsturztätigkeit ihr Ende, um aber im Eibseegebiet erneut einzusetzen.

Möglicherweise spielte für den Niedergang dieser Felsstürze neben der stratigraphischen Begünstigung auch ihre Lage an der Deckenstirn eine Rolle (s. S. 97).

Die Felsstürze wurden jedoch erst durch die glaziale Übersteilung der Gehänge ausgelöst, denn ihre Ablagerung erfolgte häufig in Gestalt von Bergsturzmoränen. Dies ermöglicht eine Datierung der Abstürze:

Schlern- oder gschnitzzeitlich sind die Felssturzablagerungen nördlich von Ehrwald (vgl. S. 32), die WUNDERLICH (1913, S. 333) als "Ehrwaldbergsturz" bezeichnet. Daß es sich hier um Bergsturzmoränen handelt, beweist ihre Lage auf der Plattenkalkrippe östlich der Loisachschlucht. Ein gewöhn-

licher Bergsturz meidet derartige Aufragungen und tastet den Tiefenzonen nach.

Beispielsweise umbrandete der Eibseebergsturz die Hauptdolomit-Plattenkalkerhebung des Zirmerskopfes. Auch der Tschirgantbergsturz umströmte die Gneisauftragung des Rammesteins.

Die Felssturzablagerungen am W-Fuß des Wettersteingebirges blieben nur auf der Plattenkalkrippe in ihrer ursprünglichen Form als Bergsturzlandschaft erhalten. Im übrigen Bereich wurden sie vor der Stirn der spätglazialen Gletscher murkegelartig umlagert. Die stellenweise sehr unregelmäßige Oberfläche und grobblockige Beschaffenheit der Schuttörper innerhalb des schlernzeitlichen Zungenbeckens beweist die Fortdauer der Felssturztätigkeit nach dem Schlernstadium.

Ein mehrphasiges Ereignis war auch die Aufschüttung der Felssturzmassen am Fuß der Zunterköpfe. Die scharfe Kante, mit der diese Grobblockablagerungen gegen Biberwier zu aussetzen, markiert die Obergrenze der Schlerngletscherzunge aus dem Tal westlich der Sonnspitze und beweist das schlernzeitliche Alter dieser westlichen Abstürze (vgl. S. 32). Jüngeren Alters ist hingegen der Niedergang der nur wenig konsolidierten, spärlich bewaldeten Grobblockmassen, die sich am N-Fuß der Zunterköpfe zungenförmig auf eine ältere, verwischene Felssturzlandschaft geschoben haben.

Die Bergsturzmoränen in den Tälchen westlich des Wampeten Schrofen und nördlich der Handschuhspitze sind gschnitzzeitlich.

Daß die Aktivität der Abstürze auch heute noch andauert, beweisen die kleinen Felsstürze von der N-Seite der Sonnspitze am 30./31. August des Jahres 1916⁺, von den Marienbergspitzen im Zeitraum zwischen 1952 und 1954⁺⁺ und von der W-Wand des Wettersteingebirges im Jahre 1960.

Die Felsstürze im Kar südöstlich des Steinmandls, am S-Fuß des Marienbergs und im oberen Drachenkar liegen in den daunzeitlichen Zungenbecken und sind daher postdaunzeitlich.

Eine weit größere landschaftsprägende Wirkung als diese bescheidenen Abstürze hatte die Talfahrt des gewaltigen Fernpaßbergsturzes:

⁺ Innsbrucker Nachrichten 1916, Nr. 407, S. 6.

⁺⁺ frdl. mdl. Mitt. von Revierjäger Brandner aus Biberwier.

XII DIE BERGSTURZLANDSCHAFT AM FERNPASS

Abbruchswand und Ablagerungsgebiet sind die beiden wesentlichen Bestandteile einer jeden Bergsturzlandschaft.

Die Abbruchsnische des Fernpaßbergsturzes greift tief in die E-Flanke der Loreagruppe ein und bildet zwischen dem Kälber- und Klausbachtal die Hohlform des "Afregallkars". Das Halbrund der Abrißwände umschließt hier nach Art eines riesigen Amphitheaters den flachen Nischenboden (1150-1300 m). Die Spitze, mit der das "Afregallkar" im W gegen das Östliche Kreuzjoch (2230 m) vorspringt, ist der oberste Anriß des Abbruchsgebietes. Gegen E erniedrigen sich die beiden Flügel der Nische in zunehmendem Maße.

Zu Füßen der Abbruchsnische breitet sich die unruhige Trümmerlandschaft des Ablagerungsgebietes aus. Hier lassen sich nach Form und Größe drei Arten von Bergsturzhügeln unterscheiden:

1. die hohen Schuttwälle,
2. die großen Tomahügel,
3. die kleinen Tomahügel.

Seine größte Mächtigkeit erreicht das Bergsturzmaterial in der Zone der hohen Schuttwälle unmittelbar vor der Öffnung der Abrißnische. Steil aufragende Rücken stehen hier quer zur Talrichtung und werden durch tiefe, oberflächlich abflußlose Mulden voneinander geschieden. Auf der höchsten dieser Schuttbarrieren liegt die Paßhöhe (1212 m) und damit auch die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Inn und dem der Loisach. Der tiefste der Muldenzüge hingegen wird vom langgestreckten Blindsee erfüllt. Auffällig ist das asymmetrische Profil der Schuttwälle. Der meist flacheren S-Seite steht ein steiler N-Abfall gegenüber, sodaß die 80 bis über 300 m hohen Rücken sheddachartig hintereinander gestaffelt sind.

Nordöstlich des Mittersees zerfallen die Wälle allmählich in isoliert aufragende Trümmerhaufen. Sie leiten damit über zur Zone der großen Tomahügel, die sich bis an den S-Rand des Lermooser Beckens erstreckt.

Der Ausdruck "Toma" war zunächst eine Lokalbezeichnung für die kegelförmigen Schutthügel in der Rheinebene von Chur und Ems, TARNUZZER benutzte zur Kennzeichnung dieser Bergsturzhügel als erster den Begriff "Tomalandschaft" (1896, S. 56 ff.). PENCK und BRÜCKNER übertrugen diese Bezeichnung auch auf andere Bergsturzlandschaften, so z.B. auf die kegelförmigen Trümmerhügel am Fernpaß (A.i.E., S. 292-293) und bei Sierre (S. 624).

In spiegelbildlicher Anordnung zur nördlichen Zone der großen Tomahügel kehren derartige Erhebungen auch südlich des Fernpasses wieder. Hier allerdings setzen sie ohne allmählichen Übergang zu Füßen des 300 m hohen Paßwalls ein und ziehen perlchnurartig aneinander gereiht bis an den Ausgang des Tegestales.

Die allseitig voneinander abgesetzten Tomahügel werden in der Fernpaßfurche bis zu 70 m hoch. Ihre glattflächigen Abfälle verschneiden sich oben zu geradlinigen Firsten und zeigen das Bild eines symmetrisch gebauten Daches.

Mit zunehmender Entfernung vom Abrißgebiet verlieren sie allmählich an Höhe und Umfang.

Sie ertrinken dabei immer mehr in ihrer fluviatilen Umschüttung und bilden so den Übergang zur nördlichen und südlichen Zone der kleinen Tomahügel. Scharenweise durchspießen die unregelmäßigen, meist unter 10 m hohen Schutthaufen dieser beiden Zonen den ebenen Talboden. Ihre letzten Ausläufer liegen bei der Liasfleckenmergelauftragung des Tumme-Bühel, mitten im Lermooser Becken, und bei Seehaus im Gurgltal, 3 km vor Tarrenz.

In der Verbreitung der verschiedenen Hügelzonen zeigt sich somit eine spiegelbildliche Anordnung des gesamten Bergsturzreliefs beiderseits des Paßwalls.

Diese Symmetrie spielte auch eine Rolle bei der Erforschung des Fernpaßbergsturzes, denn sie lieferte einen wichtigen Schlüssel zur Erkenntnis der Bergsturznatur der Trümmermassen und zur Auffindung des Abbruchsgebietes.

A DIE ERFORSCHUNG DER TRÜMMERLANDSCHAFT

Die Frage nach der Herkunft der Trümmermassen am Fernpaß blieb lange Zeit ungeklärt.

Als erster versuchte PENCK (1882, S. 56-60) eine Lösung des Problems. Den Ausgangspunkt seiner Überlegungen bildete das starke Zurücktreten kristalliner Erratika im Lermooser Becken und im oberen Loisachtal. Diesen Mangel versuchte er durch die Annahme eines geringmächtigen zentralalpinen Eisstromes über den Fernpaß zu erklären. Er folgerte daraus, daß der Paß während der Eiszeit weniger tief eingesenkt war als heute. Mit diesem Befund steht nach PENCK das morphologische Bild der Paßfurche völlig in Einklang, denn die Schuttmassen auf der Talsohle machten auf ihn "den Einruck einer eingestürzten zusammengebrochenen Masse" (S. 59). Er sah daher in den Ablagerungen die Trümmer einer während der Eiszeit viel höher aufragenden Paßhöhe. Als Ursache des Zu-

sammenbruchs nahm er die Auslaugung eines Gipslagers an, das südlich des Paßwalls zutagetritt.

FALBESONER (1887, S. 14-15 u. S. 33) gelang es jedoch, diese Einsturzhypothese zu entkräften, da er in dem Gipsvorkommen eine rein lokale Bildung erkannte, die nie in dem geforderten Maße den Fernpaß unterlagert haben konnte. Den Mangel an kristallinen Geschieben im Lermooser Becken führte er auf die starke Eigenvergletscherung der umliegenden Gebirge zurück (S. 38 f.). In den Schutthügeln sah er dagegen nicht die Trümmer eines Einsturzes, sondern die Endmoränen eines Lokalgletschers vom Fernpaß (S. 37).

PENCK (A. i. E., S. 293), der inzwischen seine Einsturzhypothese aufgegeben hatte, bestritt jedoch den Moränencharakter der Schuttablagerungen. Das kantige Material und die Form der Trümmerhügel waren für ihn vielmehr Hinweise auf die Bergsturznatur der Trümmermassen. Deshalb deutete er die Aufragungen am Talboden als Tomahügel eines riesigen Bergsturzes aus der Nische am Loreakopf. Den Niedergang des Fernpaßbergsturzes führte PENCK (S. 292) auf die glaziale Übersteilung der Gehänge zurück.

Auch AMPFERER (1904 a, S. 82) sah in dem kantigen Hauptdolomit- und Plattenkalkschutt die Ablagerungen eines Bergsturzes aus der E-Flanke des Loreakopfes. Gegen die Ansicht FALBESONER's führte er die Einheitlichkeit der Trümmermassen an. Moränen eines Lokalgletschers müßten Beimengungen der übrigen Gesteine des Einzugsgebietes enthalten. Als Beweis für die Bergsturznatur des Materials diente ihm u. a. die symmetrische Ausbildung der Trümmerlandschaft beiderseits der Abbruchsnische und die gleichmäßige Verminderung der Schuttablagerungen nach beiden Richtungen (S. 86). AMPFERER (1924, S. 50 f.) nahm für den Niedergang des Bergsturzes postglaziales Alter an, denn an verschiedenen Stellen der Schutthügel glaubte er immer nur Moränenunterlagerung, nie aber Moränenüberlagerung festzustellen.

Seit der gründlichen Bearbeitung durch AMPFERER schienen die wesentlichen Fragen der Trümmerlandschaft am Fernpaß gelöst zu sein. Bei näherer Be trachtung bietet sich jedoch noch eine Fülle morphologischer Probleme:

Zunächst wurde die Frage nach der Ursache und Mechanik der Massenbewegungen am Fernpaß noch nicht erschöpfend beantwortet.

Die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse der Moränen im Bergsturzgebiet wurde bisher ebenfalls noch kaum untersucht.

Außerdem fehlt eine genaue Datierung der Talfahrt des Bergsturzes.

Unbekannt ist ferner die Anzahl und die Art der Abstürze sowie die Art und das Ausmaß der nachträglichen Überformung der Trümmerhügel.

Voraussetzung für die Klärung dieser Fragen ist zunächst eine Bestimmung des Ausmaßes der Trümmerlandschaft:

B DAS AUSMASS DES BERGSTURZES

Nicht nur zur Erforschung der Ursache und Mechanik des Bergsturzes und zur Deutung talgeschichtlicher Probleme sondern auch zu Vergleichsstudien mit anderen Bergsturzlandschaften erweist sich eine zahlenmäßige Erfassung der Trümmermassen als notwendig.

Genaue Längen-, Flächen- und Volumenbestimmungen sind jedoch nicht möglich, da sich das Ausmaß der nachträglichen Abtragung und Überschüttung des Bergsturzmaterials nicht mehr feststellen lässt. In den nebenstehenden Tabellen II und III sind daher nur Näherungswerte aufgeführt.

Die Messung der Fahrbahn (s. Abb. 3), d. h. des Weges zwischen dem obersten Anriß der Nische und dem äußersten Fußpunkt der Ablagerungen, erfolgte im mittleren Stromstrich der Trümmermassen. Es konnten jedoch nur Minimalwerte ermittelt werden, da die Ausläufer der Trümmerlandschaft sowohl im Lermooser Becken, als auch im Gurgltal unter dem Talboden schutt entrin-ken.

Die mindestens 15,5 km lange Fahrbahn des S-Astes übertrifft die des 10,5 km langen N-Astes fast um das 1,5-fache.

Daher beträgt die Fahrböschung (s. Abb. 3) im S nur 5° , während sie, wie schon AMPFERER (1904 a, S. 83) feststellte, im N 7° mißt.

Die Fahrböschung ist nach HEIM (1932, S. 113) der "Fallwinkel der Verbindungsline vom obersten Abrißrande nach dem tiefsten und fernsten Punkte der Ablagerung, gemessen senkrecht über dem Stromstrich, diesen zur Geraden gestreckt".

Unter Rückenböschung versteht HEIM (1932, S. 119) dagegen "das Gefälle des Stromrückens gemessen im Stromstrich". Dieser Winkel beträgt beim N-Ast 3° , während er beim S-Ast $2,5^{\circ}$ mißt (s. Abb. 3). Vom S-Fuß des Paßwalls ab besitzt der S-Ast jedoch nur noch die außerordentlich kleine Rückenböschung von $1,5^{\circ}$.

Tabelle II Fahrbahn und Ablagerungsgebiet ¹⁾

	F e r n p a ß b e r g s t u r z				Eibsee-bergsturz ²⁾	Tschirgant-bergsturz	Flimser Bergsturz
	insges.	N-Ast	Paßwall	S-Ast			
1. Länge der Fahrbahn	-	10,5		15,5	gegen N >6	6 ³⁾	14 ⁵⁾
2. Länge des Ablagerungsgeb.	18	6,5		11,5	gegen N >4	3 ²⁾	13,5 ⁷⁾
3. max. Breite des Ablagerungsgeb.	1,5	1,3	1,5	0,7	W-E-Richtung 6	?	14,5 ⁷⁾
4. Oberrand des Abrisses	2230 m	-	-	-	<2600 m	± 2200 m ⁴⁾	2660 m
5.. Fuß des Ablagerungsgeb.	-	965 m		795 m	740 m	730 m ³⁾	± 580 m ⁵⁾
6. Höhendifferenz der Fahrbahn	1435 m	1265 m		1435 m	<1850 m	<1500 m ³⁾	± 2000 m ⁵⁾
7. Fahrböschungswinkel	-	7°		5°	gegen N 18°	14° ³⁾	8° ⁵⁾
8. Höchste Aufragung des Ablagerungsgeb.	1327 m	-	1327 m	-	>1050 m	?	1275 m
9. Höhendifferenz des Ablagerungsgeb.	530 m	360 m		530 m	>300 m	?	± 700 m
10. Rückenböschung	-	3°		2,5°	gegen N z.T. rückläufig	z.T. rück- läufig	2° - 4° ⁵⁾
11. Fläche des Ablagerungsgeb.	15,5	5,5	3	7	10	?	49 ⁷⁾
12. Streuung	1 : 3,3	-	-	-	?	1 : 5 ³⁾	?
13. Mächtigkeit des Ablagerungsgeb.	>350 m	-	>350 m	-	?	?	620 m ⁶⁾
14. Volumen	<1	$<0,4$	$<0,5$	$\pm 0,1$?	?	10 - 15 ⁷⁾

Tabelle III Abbruchsnische ¹⁾

	Fernpaß-bergsturz	Tschirgant-bergsturz	Flimser Bergsturz ²⁾
1. Tiefe	3,5	<1	5
2. Breite	2	1	6
3. Oberkante	2230 m	± 2200 m ⁴⁾	2260 m
4. Unterkante	<1050 m	± 1100 m ⁴⁾	1000 m
5. Höhendifferenz	>1180 m	± 1100 m ⁴⁾	1250
6. Fläche	4,7	1,8 ⁴⁾	?
7. Hohlvolumen	<1	?	?

1) Angaben in km, km² und km³

2) nur grobe Bestimmung

3) AMPFERER 1904, S. 77

4) AMPFERER 1904, S. 74

5) HEIM 1932, S. 118-119

6) HEIM 1932, S. 127

7) OBERHOLZER 1933, S. 599

Die Fläche des Ablagerungsgebietes ist nach AMPFERER (1904 a, S. 83) $13,3 \text{ km}^2$ groß. Eigene Messungen ergaben eine etwas größere Mindestfläche von $15,5 \text{ km}^2$. Dabei wurde berücksichtigt, daß die beiden Zonen der kleinen Tomahügel vor der Ablagerung der fluviatilen Talbodenverschüttung durchgehend von Bergsturztrümmern bedeckt waren. Die etwa 7 km^2 große Mindestfläche des S-Astes steht der über $8,5 \text{ km}^2$ messenden Fläche im N kaum nach.

Obwohl sich die Flächenanteile beider Bergsturzäste nahezu die Waage halten und obwohl die südliche Fahrbahn viel länger ist als die nördliche, liegt die Hauptmasse des Trümmerwerks im N-Teil der Fernpaßfurche: Weniger als $1/8$ des Schuttstromes wandte sich nach S. AMPFERER (1904 a, S. 82) hatte einen etwas größeren Anteil von $1/6$ ermittelt. Ungefähr die Hälfte des Schuttet blieb dagegen am Fuße der Abbruchsnische liegen und bildet den Paßwall, während der Rest nach N abströmte.

Diese Volumenberechnungen basieren jedoch ebenfalls nur auf näherungsweisen Messungen, denn die Tiefe der Paßfurche vor Einlagerung der Trümmer kann nicht eindeutig bestimmt werden. Es wurden daher nur Minimal- und Maximalwerte ermittelt: Bei trogförmiger Gestalt des Fernpaßtales und einem durchgehenden N-S-Gefälle ergibt sich ein Maximalvolumen der Schuttabagerungen von $1,3 \text{ km}^3$. Verbirgt sich jedoch eine Schwelle unter dem Trümmerwerk, die nur knapp unter dem Blindsee durchzieht, so beträgt das Minimalvolumen etwa $0,9 \text{ km}^3$.

Hinweise darauf, welcher dieser beiden Werte eher zutrifft, soll ein Volumenvergleich mit der Abbruchsnische geben, deren Abmessungen in Tabelle III aufgeführt sind. Die von AMPFERER (1904 a, S. 82) als Abbruchsgebiet angenommene Nische des "Afregallkars" besitzt ein Hohlvolumen von etwa $0,6 \text{ km}^3$. Der Rauminhalt dieser Hohlform ist damit weit kleiner als das Mindestvolumen des Ablagerungsgebietes. Deshalb muß die Abrißnische viel größer gewesen sein als das "Afregallkar". Ein höheres Aufragen des ehemaligen Abbruchsgehänges ist jedoch nicht möglich, da die Altfläche der Lorealalpe über die Bergsturznische hinwegzieht. Es bleibt daher nur noch übrig, eine größere Ausdehnung des Liefergebietes nach E hin anzunehmen. Tatsächlich springen auch die Abbruchswände des N-Flügels der Nische jenseits des Kälbertales zum S-Fuß der Gartnerwand über, wo sie bajonettartig nach N versetzt fast bis zum Blindsee vorstoßen. Durch das weitere Ausgreifen des Abbruchsgebietes nach E findet auch die Talweitung am Fernpaß ihre zwanglose Erklärung. Damit steht fest, daß das Abrißgehänge einst bis in den Bereich der heutigen Fernpaßhöhe vorgereicht hat. Eine Nische des eben festgelegten Ausmaßes besitzt einen Rauminhalt von etwa 1 km^3 . Sie ist damit weit größer als das von AMPFERER angenommene Abbruchsgebiet. Der Wert von 1 km^3 liegt zwischen den beiden Extremwerten des Ablagerungsgebietes und ent-

spricht auch dem von PENCK (A.i.E., S. 293) für das Ablagerungsgebiet geschätzten Betrag.

Bei der Volumenberechnung blieb allerdings der Einschnitt des Kälbertales, der in das Abbruchsgehänge schon eingegraben war, unberücksichtigt. Der Betrag von 1 km^3 ist daher ein Maximalwert. Dies bedeutet aber, daß das weit größere Maximalvolumen des Ablagerungsgebietes ($1,3 \text{ km}^3$) keinesfalls zu treffen kann. Demnach verbirgt sich wohl eine Fels- oder Schuttschwelle unter die Bergsturzmassen.

Die Volumenbestimmung des Fernpaßbergsturzes ist allerdings stark mit Fehlerquellen behaftet: Unberücksichtigt mußte zunächst der Volumengewinn des Lockermaterials bleiben. Dieser scheint jedoch zumindest im Bereich des Paßwalls, der ja die Hälfte der Trümmermasse ausmacht, gering zu sein. Der Bergsturzkörper wird hier, unmittelbar vor der Abbruchsnische, von großen Gesteinspaketen aufgebaut, deren Zwischenräume durch Grus ausgefüllt sind. Größer war wohl der Volumengewinn bei den überwiegend aus Kleinschutt und Grus bestehenden Tomahügeln an den beiderseitigen Ausläufern des Bergsturzes. Unbekannt ist ferner das Ausmaß der Glazialerosion im Bergsturzmaterial (s. S. 74 - 83). Da jedoch beide Fehler sich nicht summieren, sondern einander entgegenwirken, ist ein nur größerenordnungsmäßiger Vergleich zwischen Abbruchsnische und Ablagerungsgebiet durchaus gerechtfertigt. Die größere Ausdehnung des Abrißgebietes ist damit gesichert; dies umso mehr, als auch der Niedergang der Absitzung (s. S. 89) nordwestlich des Blindsees für ein weiteres Vorspringen der Nische nach E spricht.

In seiner neuen Umgrenzung besitzt das Abbruchsgebiet eine Fläche von etwa $4,7 \text{ km}^2$. AMPFERER (1904 a, S. 83) hatte dagegen für das "Afregallkar" nur einen Wert von 3 km^2 ermittelt.

Daher beträgt die Streuung, d.h. das Flächenverhältnis zwischen Abbruchsgebiet und Ablagerungsgebiet $1 : 3,3$ und nicht $1 : 5$, wie AMPFERER (S. 83) angenommen hatte.

Die beiden Flügel der 3,5 km tief in das Rückgehänge eingreifenden Abrißnische treten gegen E zu einer knapp 2 km breiten Öffnung auseinander.

Diese schlauchartige Gestalt der Nische gibt schon einen ersten Hinweis auf die Ursache des Bergsturzes:

C DIE URSACHE DES BERGSTURZES

Die beiden notwendigen Vorbedingungen für den Niedergang eines jeden Bergsturzes sind die Übersteilung seines Abbruchsgehänges und die strukturelle Begünstigung seiner Ablösung. Beide Voraussetzungen müssen erfüllt sein, soll die Talfahrt erfolgen. Daher kann nicht nach der Ursache eines Bergsturzes, schlechthin gefragt werden, sondern nur nach dem primären Grund seines Niederganges.

Einen Hinweis auf die primäre Ursache des Fernpaßbergsturzes gibt zunächst die Gestalt des Abbruchsgebietes. Schon das tiefe Eingreifen des schmalen Schlauchs der Nische in das Rückgehänge spricht für strukturelle Begünstigung als Hauptgrund des Absturzes.

Demgegenüber zeigen die Rückwände der durch glazialen Flanken-schliff bedingten Felssturzwände an den Zunterköpfen und am W-Abfall des Wettersteingebirges keine größeren Einbuchtungen. Dasselbe gilt für die Abbruchswände des Eibseebergsturzes. Selbst die halbtrichter-förmige Nische des Tschirgantbergsturzes, die "Weiße Wand", greift nur knapp 1 km in das Rückgehänge ein. Ist schon beim Tschirgant-bergsturz eine strukturelle Begünstigung festzustellen (AMPFERER 1902, S. 172), so muß dies umso mehr für den Fernpaßbergsturz gelten.

Die Tatsache, daß der Fernpaßbergsturz von weiteren Abstürzen gefolgt wurde (s. S. 87 ff. u. S. 90 ff.), weist ebenfalls auf eine strukturelle Begünstigung des Abbruchs hin.

Die Ablösung der Trümmermassen ist jedoch keinesfalls auf stratigraphische Gründe zurückzuführen, denn die Nische wurde ausschließlich im Hauptdolomit angelegt. Auch fallen die Schichten nicht talwärts ein.

Demnach kann die primäre Ursache des Fernpaßbergsturzes nur in den tektonischen Verhältnissen gesucht werden.

Die einheitlich W-E-streichenden und steil nach N einfallenden Dolomitlagen des N-Flügels der Nische zeigen jedoch keine Spuren besonders starker tektonischer Beanspruchung. In den oberen Teilen des S-Flügels hingegen weisen steilgestellte und überkippte Kleinfalten auf intensive tektonische Bewegung des hier dünngelagerten Hauptdolomits hin. Bei der kräftigen Zerrüttung des Materials konnten sich an dieser Stelle keine schroffen Abbruchwände ausbilden, wie sie sonst das Bild der Bergsturznische beherrschen. Besitzen die Steilwände des N-Flügels Böschungswinkel zwischen 50° und 60° , so zeigen die Abfälle des westlichen S-Flügels nur Neigungen um 40° . Auch die sonst

so scharfe obere Abrißkante ist am oberen S-Flügel abgestumpft und verwaschen. Die breiten Murstraßen, die in dieser tektonischen Schwächezone ihren Ausgang nehmen, zeugen ebenfalls von der außerordentlich großen Brüchigkeit des Materials. Die übrigen Abrißwände, sind sie auch noch so hoch, entsenden nur steile Schutthalden auf den Boden der Nische.

Die intensive tektonische Beanspruchung der Hauptdolomitlagen war sicher der primäre Grund für die Ablösung des Fernpaßbergsturzes. Die abbrechenden Trümmermassen haben wohl einer langgestreckten Schwächezone von der Fernpaßfurche her nachgetastet und so das weite Eingreifen der Nische in ihr Rückgehänge verursacht. Dagegen erwiesen sich die wenig gestörten Hauptdolomitlagen des N-Flügels als weitaus standfester. Sie bilden daher den scharfen Eckpfeiler des Fötschegartenjochs zwischen dem Kälbertal und dem "Afregallkar".

Eine ähnliche Gesteinszertrümmerung wie in der Nische des Fernpaßbergsturzes fanden GSELL (1917/18, S. 200) und STAUB, R. (1938, S. 79) am Flimserstein, im Abbruchsgebiet des Flimser Bergsturzes.

Die Nachsturzmassen am Fernpaß sind ebenfalls aus dem Bereich der Zerrüttungszone ausgebrochen (s. S. 91), denn nur so läßt sich die Art ihrer Verbreitung auf dem N-Ast des Hauptbergsturzes erklären. Selbst heute noch wird der Abrißhang des westlichen S-Flügels in starkem Maße zurückverlegt, wie dies die rezenten Murströme an seinem Fuße beweisen. Die jüngste Ausraumform, die der Schwächezone nachtastet, ist der oberste Anriß des "Afregallkars", der pfeilförmig südlich des Östlichen Kreuzjochs vorbeizieht.

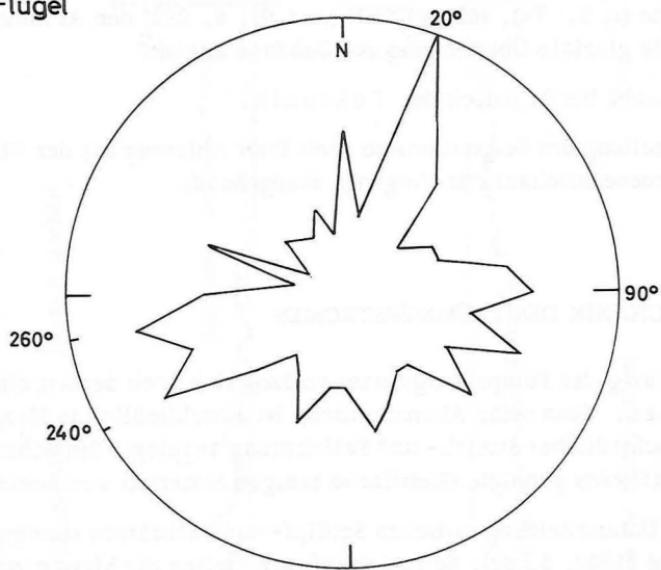
Die fossilen Schutthalden südlich dieses Anrisses steigen gegen N an und streichen über der Hohlform in einer Mächtigkeit von 5 - 10 m aus. Sie können daher nur von den Wänden des Östlichen Kreuzjochs herstammen. Die Ausraumform hat die Schutthalden von ihrer Rückwand getrennt und ist deshalb jünger als diese Aufschüttungen. Da jedoch Schutthalden in einer Höhe von 2100 m erst nach Rückzug des Gschnitzgletschers entstanden sein konnten, ist der oberste Anriß des "Afregallkars" postgschnitzzeitlich.

Die Ablösung der Bergsturzmassen vollzog sich an vorgezeichneten Kluftrichtungen: Besitzen die Klüfte des N-Flügels vorwiegend ENE-Streichen, so sind die des S-Flügels meist ESE-gerichtet (s. Abb. 1). Dieses Überwiegen der jeweils wandparallelen Klüfte mag jedoch auch teilweise auf die Bildung von Entlastungsklüften nach dem Absturz zurückzuführen sein. Darauf weisen schon die kleinen Absitzungen und Doppelgratbildungen hin, die sich der Oberkante des Nischensüdflügels entlangziehen.

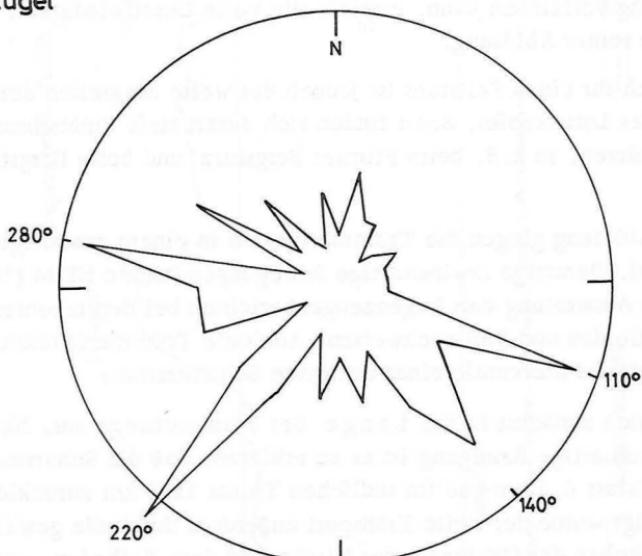
Abb. 1

Kluftrosen der Abbruchsnische

N-Flügel



S-Flügel



Trotz der tektonischen Anlage des Abbruchsgebietes kann jedoch ein anderer Grund den letzten Anstoß zur Auslösung des Bergsturzes gegeben haben. Da der Niedergang der Trümmermassen unmittelbar nach dem Rückzug des Würmeises erfolgte (s. S. 72), führt PENCK (A.i.E., S. 292) den Absturz wohl mit Recht auf die glaziale Übersteilung der Gehänge zurück.

Primäre Ursache bleibt jedoch die Tektonik.

Für die Verteilung der Bergsturzmasse nach ihrer Ablösung aus der Nische waren verschiedene mechanische Vorgänge maßgebend:

D DIE MECHANIK DES TRÜMMERSTROMES

Die Ablösung des Fernpaßbergsturzes vollzog sich nach der Art eines Fallsturzes; denn seine Abbruchsnische ist ausschließlich in Hauptdolomitlagen unterschiedlicher Streich- und Fallrichtung angelegt. Ein Schlipfsturz würde eine talwärts geneigte Gleitfläche tonigen Materials voraussetzen.

Die Unterscheidung zwischen Schlipf- und Fallstürzen stammt von HEIM (1932, S. 61). Beim Schlipfsturz gleiten die Massen zunächst langsam auf ihrer Rutschbahn ab, um erst später in volle Schußfahrt überzugehen. Der Fallsturz hingegen, der sich bei jeder Schichtlagerung vollziehen kann, erreicht die volle Geschwindigkeit sofort nach seiner Ablösung.

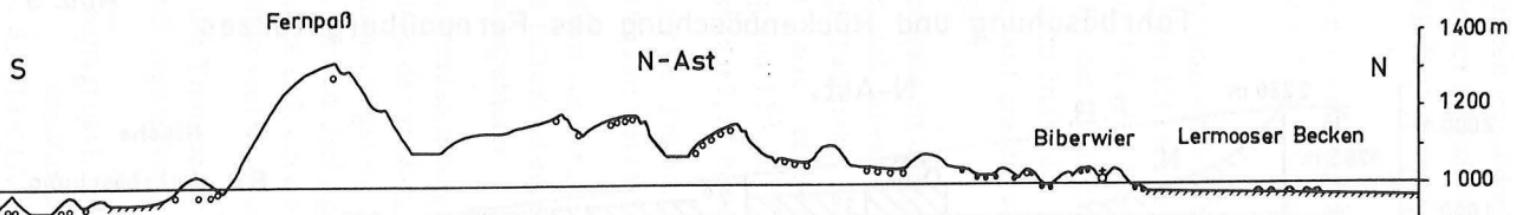
Ungewöhnlich für einen Fallsturz ist jedoch das weite Eingreifen der Nische in die Flanke des Loreakopfes. Sonst finden sich derart tiefe Einbuchtungen nur bei Schlipfstürzen, so z.B. beim Flimser Bergsturz und beim Bergsturz im Kandertal.

Nach ihrer Ablösung gingen die Trümmermassen in einem gewaltigen Schußstrom zutal. Derartige lawinenartige Bewegungen konnte HEIM (1932, S. 84) durch Auswertung von Augenzeugenberichten bei den rezenten Bergstürzen von Goldau und Elm nachweisen. Auch die Trümmerlandschaft am Fernpaß zeigt alle Merkmale eines erstarren Schußstromes:

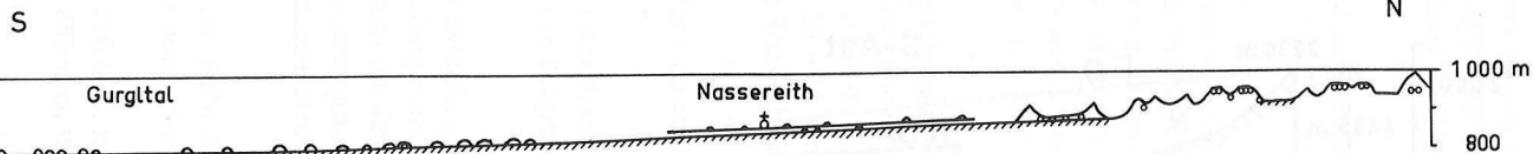
Dies drückt sich zunächst in der Länge der Transportwege aus. Nur durch eine schußstromartige Bewegung ist es zu erklären, daß die Schuttmassen im nördlichen Talast 6,5 km und im südlichen Talast 11,5 km zurücklegen konnten. Begünstigt wurde der weite Transport außerdem durch die gewaltige Höhendifferenz zwischen der Oberkante der Nische und dem Talboden, wie auch durch die große Masse des Trümmerwerks. Der Hauptgrund für die bedeutende

Abb. 2

Längsschnitt durch den Fernpaßbergsturz 2½-fach überhöht



S-Ast



Bergsturzschutt

fluviale Talverschüttung

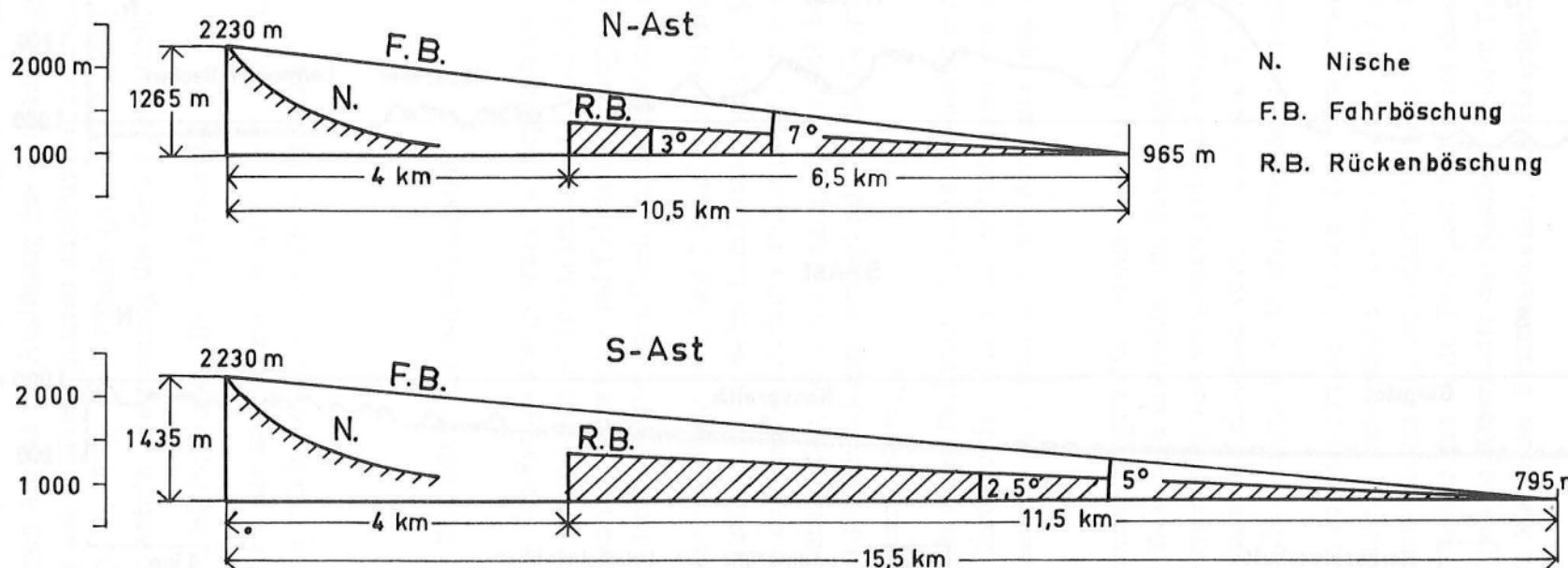
Grundmoräne der Lokalgletscher

Grundmoräne des Jngletschers

1 km

Abb. 3

Fahrböschung und Rückenböschung des Fernpaßbergsturzes



Länge der Fahrbahnen war jedoch die Hineinzwängung des Trümmerstromes in die engen Kanäle der Fernpaßfurche (vgl. AMPFERER 1904 a, S. 87). Bei der geringen Streuung des Blockwerks im Verhältnis 1 : 3,3 blieb die Schußkraft lange erhalten.

Die große Länge der Fahrwege findet ihren Niederschlag im außerordentlich kleinen Fahrböschungswinkel, der im N 7° und im S 5° beträgt (s. Abb. 3).

Damit unterbietet der Fernpaßbergsturz selbst die sehr flache Fahrböschung des Flimser Bergsturzes, die HEIM (1932, S. 119) mit 8° angibt (s. Tab. II). Einen viel steileren Fahrböschungswinkel von 14° besitzt der Tschirgantbergsturz (AMPFERER 1904 a, S. 77). Bei der größeren Breite des Talraums erreichten die Trümmermassen hier eine weit größere streuende Gewalt, die AMPFERER mit 1 : 5 angibt.

Besonders nahe ist dagegen der Fernpaßbergsturz mit dem Bergsturz im Kandertal verwandt, denn auch hier stürzte das Blockwerk in eine enge Talfurche. Daher besitzt dieser Bergsturz, trotz seiner geringeren Masse⁺, eine Fahrbahn von 10 - 11 km Länge⁺⁺, eine Fahrböschung von 10°- 12°⁺⁺, und eine Rückenböschung, die in den unteren 5 km nur 3,2° beträgt⁺⁺⁺.

Die Fluidalstruktur des Trümmerstromes zeigt sich auch in der Massenverteilung im Tallängsschnitt:

Bei seiner Sturzfahrt aus der Nische brandete das Blockwerk zunächst am Gegengehänge auf und hinterließ etwa die Hälfte der Bergsturzmasse unmittelbar zu Füßen des Abbruchsgebietes.

Bei vielen anderen Bergstürzen liegt zwischen der Abrißnische und dem Gebiet der größten Schuttanhäufung eine Zone geringerer Trümmermächtigkeit. Dies gilt sowohl für den Flimser Bergsturz als auch für den Tschirgant- und Eibseebergsturz. Beim Fernpaßbergsturz konnte sich eine solche Tiefenzone nicht ausbilden, da das Gegengehänge viel zu nahe lag.

Ein großer Teil des Trümmerstromes wurde am Fuße des Gegengehänges um etwa 25° nach NE abgelenkt und kam in der nördlichen Fernpaßfurche zur Ruhe.

⁺ Nach HEIM beträgt das Mindestvolumen 200 Mio. m³ (1932, S. 75)
und das Maximalvolumen 650 Mio. m³ (1921, S. 435)

⁺⁺ HEIM 1932, S. 116-117.

⁺⁺⁺ HEIM 1921, S. 435.

Nur etwa 1/8 des Blockwerks folgte dem außerordentlich großen Ablenkungswinkel von über 90° nach S. Diese ungleiche Massenverteilung erklärt den steilen, über 300 m hohen S-Abfall des Paßwalls und den abrupten Übergang zwischen der Zone der mächtigen Schuttwälle und der südlichen Zone der großen Tomahügel. Die Bewegungskomponente nach S wurde dem Trümmerstrom wohl erst durch die größere Länge und das höhere Aufragen des N-Flügels der Nische verliehen (s. S. 55). Bei einem Abrißgebiet, das nur das "Afregallkar" umfaßte, wäre die Schuttfüllung der südlichen Fernpaßfurche kaum zu erklären.

Die Massenverteilung im Tallängsschnitt ist jedoch nicht nur eine Funktion des Ablenkungswinkels und der Entfernung von der Nische, sondern auch eine Funktion der Talbreite. Dies zeigt sich in der unterschiedlichen Länge der Fahrbahnen: Trotz seiner weit geringeren Mächtigkeit ist der S-Ast des Fernpaßsturzes 1,5 mal so lang wie der N-Ast. Die geringere Transportweite des viel mächtigeren N-Armes ist weniger auf die höhere Lage der Fahrbahn im N, als vielmehr auf die größere Streuung der Schuttmassen im weiten Lermooser Becken zurückzuführen. Die großen Tomahügel setzen beim Eintritt in das Lermooser Becken sofort aus. Erst mitten im Moos taucht eine größere Anzahl kleiner Tomahügel wieder aus der ebenen Beckensohle auf. Dieses Auftauchen ist nur zu erklären, wenn sich unter dem Moos eine Felsschwelle verbirgt. Tatsächlich erhebt sich in unmittelbarer Nachbarschaft der kleinen Trümmerhügel die Liasfleckenmergelauftragung des Tumme-Bühel aus dem Beckenboden.

Südlich des Paßwalls zeigt der Trümmerstrom nur einen kleinen Gefällsbruch zwischen der Einmündung des Tegesbaches und der des Gafleinbaches, denn auch dort weitet sich die Fernpaßfurche ein wenig. Sonst aber nimmt die Höhe der Tomahügel im S kontinuierlich ab.

Die Fluidalstruktur der Bergsturzmassen ist auch erkennbar in der Massenverteilung im Talquerschnitt: Wie ein Wasserlauf hielt sich der Trümmerstrom an die tiefsten Stellen der Talung. Er paßte sich dabei eng an die S-förmigen Krümmungen der Paßfurche an. Auffällig ist, daß die Schuttmassen nicht am Außenhang der Talbiegungen aufbrandeten. Nur östlich des Paßwalls ist eine ungleiche Masseneinlagerung festzustellen, denn das von der Abbruchsnische herabschießende Blockwerk traf hier auf den Abhang des Wannig. Dieses Aufbranden äußert sich im Massenüberschuß südöstlich des Blindsees und im Massendefizit in der Tiefenzone des Blindsees selbst.

Sonst ragen die Schutthügel im mittleren Stromstrich durchweg höher auf als am Talrand, wo die Reibung größer war und die Schußfahrt gehemmt wurde. Daher entwickelten sich an den beiderseitigen Ufern des Trümmerstromes durchgehende Tiefenzonen, die hier Randtälchen genannt werden sollen.

Ein derartiges Randtälchen wird beim Weißensee 80 m tief, doch auch sonst sind Tiefen von über 50 m nicht selten.

Ebenfalls in den Tiefenzonen am Ufer des Trümmerstromes liegen u. a. der NW-Teil des Blindsees, der NW- und SE-Teil des Fernsteinsees und insbesondere die Mehrzahl der Bachläufe. Die Randtälchen nehmen außerdem den Ort Biberwier und auf weite Strecken auch die Fernpaßstraße auf.

Die schmale Bergsturzzunge im Kandertal wird ebenfalls von Randtälchen umsäumt⁺. Derartige Tiefenlinien entwickelten sich demnach vor allem bei Trümmerströmen, die in enge Talfurchen eingezwängt wurden.

Ein Sonderfall der Randtälchen sind die von HEIM erwähnten Brandungstälchen, die sich an der Stirn des Bergsturzstromes bilden (1932, S. 89). Diese werden beim Glärnisch-Guppen-Sturz 20-70 m tief (S. 89). Bei den Bergstürzen am Fernpaß und im Kandertal sind jedoch Brandungstälchen nicht ausgeprägt, da ihre Enden jeweils in Tälern auslaufen und dort im Talbodenschutt ertrinken.

Die Breite der Randtälchen ist im Bereich des nördlichen Bergsturzastes sehr verschieden. So steht z. B. dem schmalen Randtälchen bei Biberwier die breite Tiefenzone der östlichen Talseite gegenüber. Ob diese asymmetrische Massenverteilung schon bei der Einlagerung des Bergsturzes zustande kam, oder ob sie eine Folge der glazialen Überformung ist, lässt sich nicht entscheiden.

Der schußstromartigen Bewegung des Fernpaßbergsturzes entspricht nicht nur die Massenverteilung im Tallängs- und Talquerschnitt, sondern auch die scharfe Begrenzung der Schuttmassen. Eine "Spritzzone" ist an den beidseitigen Talhängen nirgends festzustellen.

Dies steht in Einklang mit den Befunden von HEIM (1932, S. 100), der ebenfalls die scharfe Umrandung der Bergstürze betont.

Die kleinen Tomahügel im Lermooser Becken und im Gurgltal sind daher sicher keine isolierten Ausläufer des Fernpaßbergsturzes. Vielmehr sind sie erst durch die nachträgliche Talverschüttung voneinander getrennt worden.

Die Fluidalstruktur zeigt sich schließlich auch in den Formen der Bergsturzoberfläche, denn die Schuttwälle und Tomahügel folgen streckenweise in regelmäßigen Abständen aufeinander (s. Abb. 2).

⁺ siehe Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000, Bl. 263, Wildstrubel.

Quer zum Stromstrich stehende Trümmerwälle, wie sie HEIM (1932, S. 94 u. 96) und SPREITZER (1959/60, S. 42) von anderen Bergstürzen beschreiben, finden sich auch beim Fernpaßbergsturz; allerdings besitzen die Wälle hier eine relative Höhe, die bei anderen Trümmerlandschaften sehr selten oder nie erreicht wird. HEIM (S. 96) erwähnt nur bis zu 10 m hohe Bergsturzwälle. Dagegen ist der S-Abfall des Paßwalls über 300 m hoch. Auch der Hügel südlich des Mittersees ragt noch 100 m auf. Die große Reliefenergie der Bergsturzlandschaft am Fernpaß beruht nicht allein auf der bedeutenden Mächtigkeit des Trümmermaterials, denn selbst im Gebiet geringerer Schutt mächtigkeit erreichen die Bergsturzhügel noch relative Höhen von 50 - 70 m. Ausschlaggebend für die große Amplitude der Wellenbewegung war sicher die Enge der Fahrbahn des Fernpaßbergsturzes:

Je enger die Talung und je mächtiger die Bergsturzmasse, desto größer ist daher der Ausschlag der Trümmerwellen.

Bei anderen Bergstürzen mit größerer Streuung ist die Undulation weit geringer. Dies gilt z. B. für die Bergstürze am Tschirgant und Eibsee.

Die Verwandtschaft des Fernpaßbergsturzes mit dem Bergsturz im Kandertal zeigt sich auch in dessen kräftiger Querwellung, die relative Höhen von über 40 m erreicht. Die Ursache der starken Undulation war hier wohl ebenfalls die Enge der Talung.

Beim Fernpaßbergsturz ist allerdings ungewiß, ob die bedeutende Wellenbewegung nur bergsturzmechanisch bedingt ist, oder ob sie bei der später zu behandelnden nachträglichen Überfahrung des Bergsturzes durch den Inngletscher verstärkt wurde. Ferner ist unbekannt, inwieweit die Randtälchen durch das Eis weiter ausgestaltet wurden. Der analog entwickelte Formenschatz des postglazialen⁺ Bergsturzes im Kandertal zeigt jedoch, daß sowohl die Randtälchen als auch die Querwälle schon vor der Eisüberfahrung vorhanden gewesen sein müssen.

Während der schußstromartigen Talfahrt wurde das Blockwerk des Fernpaßbergsturzes wie in einer gewaltigen Mühle zertrümmert und zerschlagen. Das Ergebnis waren schließlich die Schuttablagerungen in ihrer heutigen Beschaffenheit:

⁺ Datierung von HEIM 1932, S. 75.

E DIE BESCHAFFENHEIT DER SCHUTTHÜGEL

Die Trümmerhügel des Fernpaßbergsturzes bestehen fast ausschließlich aus Hauptdolomitschutt. Beimengungen von Plattenkalk, die AMPFERER (1904 a, S. 80) festgestellt hat, spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Die Klüftigkeit des spröden Hauptdolomits begünstigt die starke Zerrüttung der Gesteinsblöcke. Diese ist besonders groß bei dünngelbten Partien mit schmalen Mergelfugen. Dickgebankte Blöcke überstanden jedoch den Transport bis an die äußersten Enden der Bergsturzlandschaft ohne jegliche Zerrüttung.

Die maximale Größe des Blockwerks nimmt von der Paßhöhe aus gegen N und S zu ab. Auf dem Paßwall liegen Blöcke von über 30 m Durchmesser. Die Gesimse, die schräg an den Steilhängen dieses Hügels hinaufziehen, lassen jedoch Gesteinspakete von weit über 100 m Kantenlänge vermuten.

Bei einer besonders mächtigen Scholle wohlgebankten Hauptdolomits am NE-Abfall des Paßwalls kam AMPFERER in Zweifel, ob es sich um anstehendes Gestein oder Bergsturzmaterial handelt (AMPFERER-OHNESORGE 1924, S. 50). Er ignoriert damit allerdings seine frühere Vorstellung einer S-Entwässerung des Lermooser Beckens vor Einlagerung des Fernpaßbergsturzes.

In der Zone der großen Tomahügel beträgt der maximale Blockdurchmesser 10 - 15 m, und selbst an den beiderseitigen Ausläufern des Bergsturzes erreichen die Trümmer noch eine Größe von 3 - 5 m.

Allerdings nimmt der Anteil der Großblöcke am Gesamtvolume mit zunehmender Entfernung von der Nische in starkem Maße ab. Am Paßwall herrschen noch die mächtigen Gesteinspakete vor. Doch schon in der Zone der großen Tomahügel sind die Blöcke in eine überwiegende Masse von Kleinschutt und Grus eingebettet.

Die scharfkantigen, plattigen Formen der Trümmerstücke sind charakteristisch für den Zerfall des klüftigen, spröden Hauptdolomits.

Sie unterscheiden sich deutlich von den massigeren, stumpferen und plumperen Felssturzblöcken des ungleich festeren Wettersteinkalks.

Die Wettersteinkalkbrocken des Eibseebergsturzes sind oft in ein sandartiges, weißes Zwischenmittel eingebettet. Noch feiner ist das Gesteinsmehl bei den Malmkalkblöcken des Flimser Bergsturzes. Im Hauptdolomit des Fernpaßbergsturzes unterblieb die Bildung eines derart feinen Zerreisbels.

Auch die nachträgliche Verfestigung des Lockermaterials, wie sie beim Flimsbergsturz an vielen Stellen eintrat, kam im Hauptdolomitgrus des Fernpaßbergsturzes nicht zustande. Bei Flims bilden die verfestigten, teilweise aber auch nur fest gefügten Trümmermassen senkrechte Wände, ja selbst Überhänge. Am Fernpaß hingegen spielt sich das unterschnittene Schuttmaterial fast immer auf den materialspezifischen Winkel von $\pm 37^\circ$ ein. Nur im Bereich der großen Gesteinspakete konnten sich Neigungen von über 40° halten.

Zwischen 36° und 38° schwankt auch der Reibungswinkel von Splitt und Schotter mit einer Dichte von 1,8 - 1,9 (SCHLEICHER 1943, S. 806).

Viel flacher als 37° ist die Durchschnittsböschung der Schutthalden des Untersuchungsgebietes (s. S. 39), da hier eine Sturzbewegung aufgezehrt werden mußte.

Die Trümmerhügel am Fernpaß bestehen jedoch nicht ausschließlich aus kantigem Bergsturzschutt. Überraschend häufig liegen kalkalpine und kristalline Geschiebe, ja selbst ganze Moränenlager an der Oberfläche des Trümmerwerks:

F DIE MORÄNENÜBERLAGERUNG DER TRÜMMERMASSEN

Eine dichte Streu kalkalpiner und zentralalpiner Geschiebe überzieht große Teile der Bergsturzoberfläche. Stellenweise häuft sich das gerundete Material und bildet in lehmigem oder sandigem Zwischenmittel ausgedehnte Moränenvorkommen oder Schmelzwasserablagerungen.

Schon FALBESONER (1887, S. 35) beschreibt die Erratika, die südlich des Fernpasses dem Hauptdolomitschutt aufliegen. Nördlich des Passes entdeckte AMPFERER (1904 a, S. 82) an den Ufern des Weissen- und Mittersees mächtige Moränenlager mit hohem Anteil an kristallinen Geschieben. Da er diese Ab-lagerungen durchweg am Fuße der Bergsturzhügel fand, glaubt er, daß sie das Blockwerk unterlagern.

AMPFERER widerspricht sich jedoch selbst, wenn er einerseits eine S-Entwässerung des Lermooser Beckens vor dem Fernpaßbergsturz für wahrscheinlich hält und andererseits eine 100 m über dem Beckenboden gelegene Moränenunterlagerung des Trümmerwerks annimmt.

Anstelle dieser angeblichen Moränenunterlagerung zeigt sich in Aufschlüssen jedoch immer eine eindeutige Moränenüberlagerung des Trümmer-

materials.

Nach ihrem Geschiebebestand und dem Grad ihrer Bearbeitung lassen sich im Bergsturzgebiet drei Arten von Grundmoränenablagerungen unterscheiden:

1. die wettersteinkalkreiche Grundmoräne,
2. die hauptdolomitreiche Grundmoräne,
3. die kristallinreiche Grundmoräne.

Zu Füßen der Tomahügel bei Biberwier breitet sich die wettersteinkalkreiche Grundmoräne auf dem Bergsturzmaterial aus. Ihre kantigen oder kantengerundeten Geschiebe sind in kalkreichen Lehm eingebettet. Dem Wettersteinkalk sind häufig kantige Hauptdolomitstücke und ganz vereinzelt auch kristalline Erratika beigemengt.

Kantig oder kantengerundet sind außerdem sie in Lehm gepackten, oft gekritzten Geschiebe der hauptdolomitreichen Grundmoräne. Gegenüber dem Hauptdolomit treten hier die übrigen Gesteinskomponenten sehr stark zurück. Besonders gut aufgeschlossen sind diese Ablagerungen am Weg zwischen Weißensee und Mittersee. Moränen von ähnlicher Beschaffenheit zeigen auch die Aufschlüsse südlich des Fernsteinsees sowie verschiedene Baugruben an den Tomahügeln bei Nassereith.

Die umfangreichsten Lager bildet jedoch die kristallinreiche Grundmoräne, deren Zwischenmittel oft eher sandig als lehmig ist. Die zentralalpinen Gesteine zeigen hier durchweg gute Zurundung, während die kalkalpinen Geschiebe meist nur kantengerundet sind. Der Kristallingehalt ist starken örtlichen Schwankungen unterworfen, beträgt jedoch häufig über 10 % und kann im Maximum bis auf 35 % ansteigen.

Weit verbreitet sind die kristallinreichen Grundmoränen vor allem in den Flachzonen zwischen den Tomahügeln nordöstlich des Mitter- und Weißensees.

Ein über 200 m langes Vorkommen glazialer und glazifluvialer Ablagerungen begleitet auch das flache NE-Ufer des Mittersees. Mächtige Moränen- und Schotterlager wechseln hier mit großen Nestern ungeschichteter Quarz-Glimmer-Feinsande. Die deutlich geschichteten, randglazialen Schotter am E-Ende dieses Vorkommens wurden eindeutig auf Bergsturzmaterial abgelagert. Das zentralalpine Material erreicht hier einen Anteil von etwa 25 %.

Dichtgestreut sind die kristallinen Geschiebe außerdem im Bergsturzgelände südöstlich des Weißensees und auf der großen Verflachung, die dem Bergsturzwall südlich des Mittersees aufsitzt.

Selbst auf dem südöstlichen Teil des Paßwalls finden sich vereinzelt Erratika.

Zwischen dem Paßwall und dem Fernsteinsee bevorzugen die kristallin-reichen Moränenlager die Flachzonen am Fuße der Tomahügel. Dies gilt z. B. für das Vorkommen am E-Fuß des Hügels im Fernsteinsee.

Südlich des Fernsteinsees hingegen überziehen die Erratika vor allem die deutlichen Verflachungen, die mehreren Tomahügeln aufgesetzt sind.

Die Moränenlager bevorzugen demnach eindeutig die Verflachungen auf den Bergsturzhügeln und die Flachzonen an deren Fuße. Sie meiden dagegen die Steilabfälle der Schutthügel, auf denen nur ganz vereinzelt Geschiebe liegen.

Für diese Moränenvorkommen im Bergsturzgebiet gibt es verschiedene Deutungsmöglichkeiten:

Zunächst könnten die glazialen Ablagerungen schon vom Abbruchsgebiet her mitgeschleppt worden sein. Eine Aufschürfung durch den Trümmerstrom am Talgrund wäre ebenfalls möglich.

Dagegen spricht jedoch die große Verbreitung der Moräne auf der Bergsturzoberfläche, ihre eindeutig deckenförmige Auflagerung, ihre scharfe Grenze zum Bergsturzschutt und insbesondere die Erhaltung der Schichtung bei den randglazialen Schottern am Mittersee.

Es besteht ferner die Möglichkeit einer nachträglichen Einschwemmung des Materials von den Talflanken her.

Damit könnten aber nur sehr wenige Vorkommen erklärt werden, denn eine durchgehende Gefällsverbindung zum Anstehenden ist nur selten vorhanden. Die glazialen Ablagerungen bevorzugen ja geradezu die Verebnungen auf den Bergsturzhügeln. Auch die lehmige Beschaffenheit der Moräne und ihre fast durchweg fehlende Schichtung schließen eine nachträgliche Einschwemmung aus.

Die eindeutige Überlagerung des Trümmermaterials durch die gut bearbeitete und kristallinreiche Grundmoräne lässt sich daher nur bei einer Überfahrung der Bergsturzlandschaft durch den Inngletscher erklären.

Die hauptdolomitreiche Grundmoräne, die in den Aufschlüssen zwischen Weißensee und Mittersee von der kristallinreichen Moräne überlagert wird, ist wohl als am Grund des Inngletschers aufgearbeitetes Bergsturzmaterial zu deuten.

Eine Aufarbeitung von Trümmermaterial durch das Eis nimmt auch OBERHOLZER (1933, S. 602) bei den Grundmoränenlagern von Conn, auf dem Rücken des Flimser Bergsturzes, an.

Die wettersteinkalkreiche Grundmoräne kann dagegen nur durch Lokal-gletscher von der Mieminger Kette abgelagert worden sein.

Vor der endgültigen Annahme einer Überfahrung der Trümmerlandschaft durch das Eis müssen jedoch drei Probleme gelöst werden:

Ein solches Problem ist zunächst die Erklärung der Lücken in der Moränen-verbreitung.

Schwierig ist außerdem die Deutung der gesetzmäßigen Formen des Bergsturzreliefs, denn bei der Eisüberfahrung selbst konnten sich die gerad-linigen Kanten und glattflächigen Abfälle der Bergsturzhügel weder erhalten noch neu gebildet haben.

Das schwierigste Problem ist schließlich die Datierung des Inngletschervor-stoßes und damit die Datierung des Fernpaßbergsturzes selbst:

G DIE DATIERUNG DES BERGSTURZES

Die Moränenüberlagerung des Trümmermaterials am Fernpaß zwingt zu einer zeitlichen Einordnung des Bergsturzes, die von den beiden seitherigen Datierungsversuchen abweicht.

Die erste Datierung stammt von AMPFERER (1924, S. 50), der statt der Moränenüberlagerung durchweg eine Moränenunterlagerung des Blockwerks zu erkennen glaubte und daher für den Fernpaßbergsturz postglaziales Alter an-nahm.

Den zweiten Datierungsversuch stellen die pollanalytischen Untersuchungen SARNTHEIM's dar (1940, S. 482-484): Profile am N- und S-Ufer des Weißen-sees ergaben ein Einsetzen der Verlandung des Seebeckens in der ausgehenden postglazialen Wärmezeit. In diese Periode legte SARNTHEIM daher auch die Aufstauung des Sees und damit auch den Niedergang des Fernpaßbergsturzes. Dieser Schluß ist jedoch nicht zwingend, denn die Sedimentation des Fein-materials in der Verlandungsserie kann ja durch Einschwemmung von Grob-blockschutt verzögert oder unterbrochen worden sein. Auch ist der Weißensee ohnehin erst durch die schlernzeitliche Ufermoräne am Ausgang des Tales nördlich der Handschuhspitze aufgestaut worden und nicht schon durch den Fernpaßbergsturz, wie dies SARNTHEIM annahm. Endgültig widerlegt wird

dieser Datierungsversuch schließlich durch die Moränenüberlagerung des Trümmermaterials.

Für die Überfahrung der Schuttmassen bietet sich zunächst der würmzeitliche Inngletscher an. Dagegen spricht jedoch die mangelnde Ausräumung des Lokermaterials, denn auch die geringmächtigen Tomahügel im Gurgltal und im Lermooser Becken blieben erhalten. Außerdem wäre bei einer langfristigen glazialen Überformung die scharfe obere Abrißkante der Bergsturznische abgestumpft worden.

Ein zwingendes Argument gegen die Überfahrung durch das Inneis liefert schließlich die Einlagerung der Bergsturzmassen in das Gurgltal. Präwürmzeitliche Innatalterrassenschotter erfüllen hier den Talraum bis auf 1060 m (s. Abb. 4). Die über 250 m tiefe und 1,5 km breite Ausraumzone in diesem Schotterkörper kann keinesfalls durch den lokalen Wasserlauf aus der Fernpaßfurche gebildet worden sein, sondern nur durch den mächtigen würmzeitlichen Inngletscherarm (s.S. 24 f.). Die Ablagerung der Bergsturzmassen auf dem Boden des Gurgltales war daher frühestens nach dem Rückzug des hochwürmzeitlichen Eises möglich. Damit ist der Fernpaßbergsturz jünger als Hochwürm.

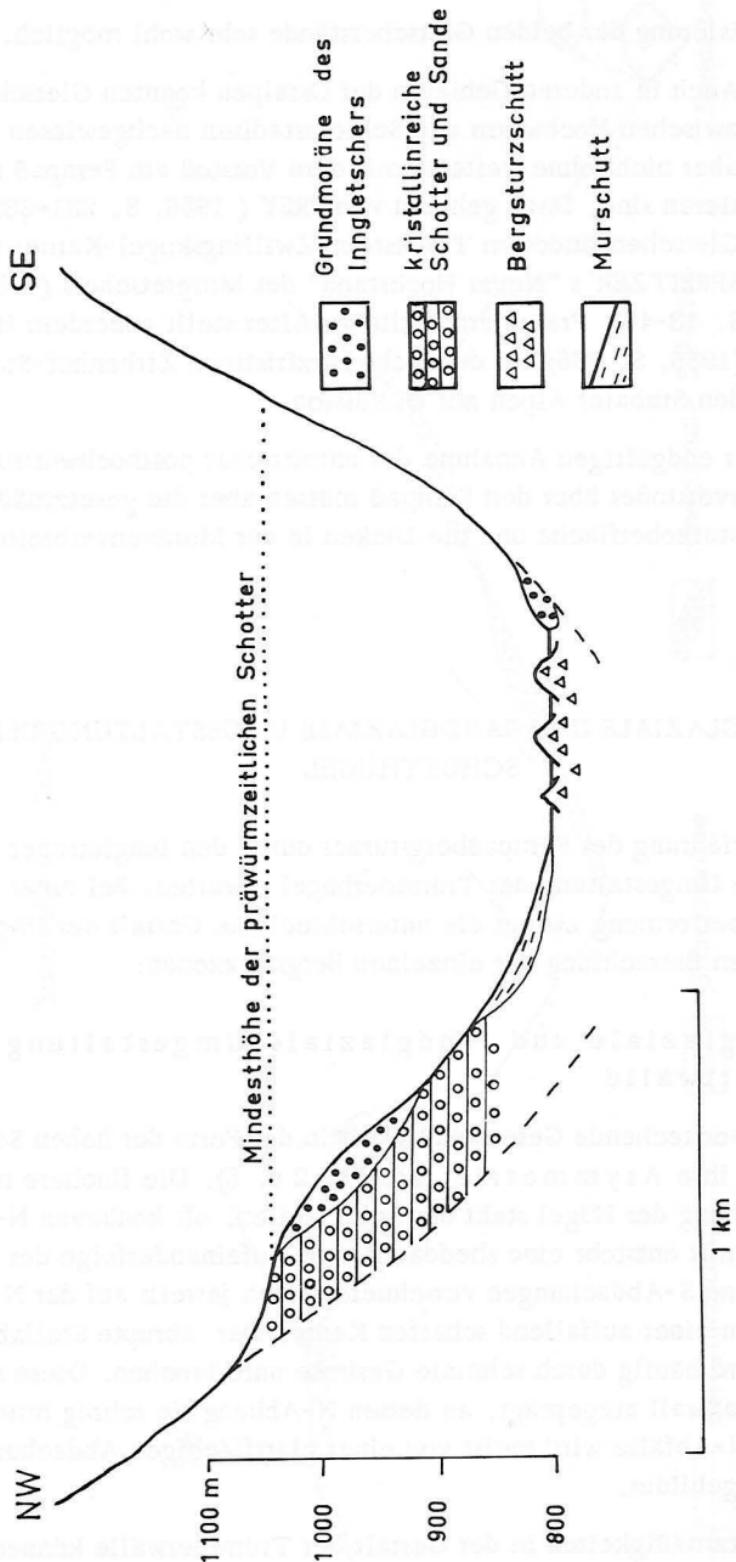
Die Moränen auf den Bergstürzhügeln sind deshalb bei einem erneuten Vorstoß des Inngletschers abgelagert worden. Dieser Vorstoß muß vor dem Schlernstadium stattgefunden haben, denn die Schlerngletscher aus dem Stanzertal und Engadin haben das Oberinntal nicht mehr erreicht (vgl. REITHOFER 1931, S. 232-233; STAUB 1938 a, S. 134).

Es liegt nahe, diesen präschlernezzeitlichen Inngletschervorstoß einer kurzfristigen Gletscherschwankung beim Rückzug des Würmeises zuzuschreiben. Damit ergibt sich folgender Ablauf der Ereignisse: Zunächst erfolgte der Rückgang des würmzeitlichen Inngletschers. Dabei verlor das Abbruchsgehänge am Loreakopf sein Widerlager. Der dadurch ausgelöste Niedergang des Fernpaßbergsturzes kann sich jedoch erst vollzogen haben, als das Gurgltal zumindest in seinem NЕ-Teil schon eisfrei war, denn die äußersten Tomahügel liegen hier bei Seehaus, 3 km vor Tarrenz. Darauf erfolgte der erneute kurzfristige Vorstoß des Inngletschers, der mindestens das Lermooser Becken noch erreichte, da sich auch auf den Bergsturzmassen bei Biberwier vereinzelt kristalline Geschiebe finden. Ob der NNE-gerichtete Moränenwall südlich Ehrwald diesem Vorstoß angehört, läßt sich nicht nachweisen.

Spuren des erneuten Inngletschervorstoßes müßten sich auch in den Nachbärtälern der Fernpaßfurche zeigen. Tatächlich fand SCHNEIDER (1953 b, S. 245) bei Reindlau in der Leutasch die kristallinreichen Ufermoränenwälle eines Inngletscherarmes, der sich über das 1222 m hohe Katzenloch geschoben hat. Da der Fernpaß und das Katzenloch gleich tief eingesenkt sind, ist eine zeitliche

Abb. 4

Querschnitt durch das Gurgtal 2 $\frac{1}{2}$ -fach überhöht



Parallelisierung der beiden Gletscherstände sehr wohl möglich.

Auch in anderen Gebieten der Ostalpen konnten Gletschervorstöße zwischen Hochwürm und Schlernstadium nachgewiesen werden, die aber nicht ohne weiteres mit dem Vorstoß am Fernpaß zu parallelisieren sind. Dazu gehören von PREY (1956, S. 231-232) kartierte Gletscherstände am Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und SPREITZER's "Neuer Hochstand" des Murgletschers (1959/60, S. 43-47). Präschlernzeitliches Alter stellt außerdem HEUBERGER (1956, S. 368) bei dem sehr kurzfristigen Zirkenhof-Stadium in den Stubaiern Alpen zur Diskussion.

Vor einer endgültigen Annahme des unmittelbar posthochwürmzeitlichen Inngletschervorstoßes über den Fernpaß müssen aber die gesetzmäßigen Formen der Bergsturzoberfläche und die Lücken in der Moränenverbreitung erklärt werden:

H DIE GLAZIALE UND RANDGLAZIALE UMGESTALTUNG DER SCHUTTHÜGEL

Die Überfahrung des Fernpaßbergsturzes durch den Inngletscher lässt eine bedeutende Umgestaltung der Trümmerhügel erwarten. Bei einer Untersuchung dieser Überformung zwingt die unterschiedliche Gestalt der Hügel zu einer getrennten Betrachtung der einzelnen Bergsturzonen:

1. Die glaziale und randglaziale Umgestaltung der hohen Schuttwälle

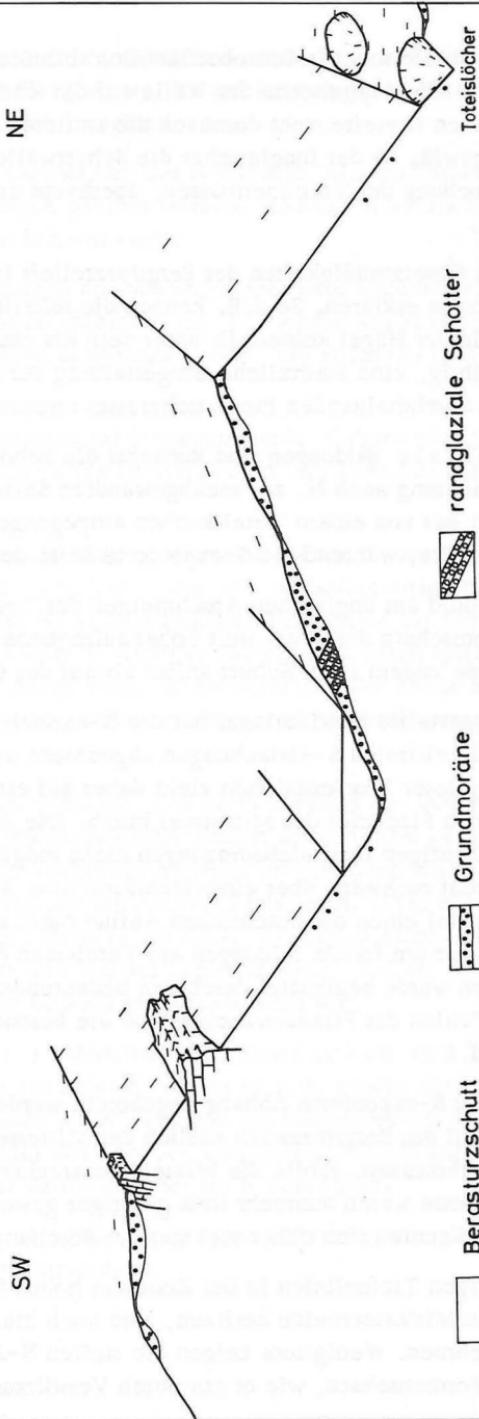
Eine hervorstechende Gesetzmäßigkeit in der Form der hohen Schuttwälle ist zunächst ihre Asymmetrie (s. Abb. 2 u. 5). Die flachere meist konvexe S-Abdachung der Hügel steht dem sehr steilen, oft konkaven N-Abfall gegenüber. Damit entsteht eine sheddachartige Aufeinanderfolge der Schutthäufungen. Die N- und S-Abdachungen verschneiden sich jeweils auf der N-Seite der Rücken zu einer auffallend scharfen Kante. Der abrupte Steilabfall unter dieser Kante wird häufig durch schmale Gesimse unterbrochen. Diese sind besonders gut am Paßwall ausgeprägt, an dessen N-Abhang sie schräg hinaufziehen. Der Fuß der N-Abfälle wird meist von einer glattflächigen Abdachung konstanten Gefälles gebildet.

Die Gesetzmäßigkeiten in der Gestalt der Trümmerwälle können nicht durch die Mechanik des Trümmerstromes erklärt werden. Ebensowenig ist eine

Eisüberformte Bergsturzwälle

Schematischer Schnitt

Abb. 5



fluviatile Überformung in dem oberflächlich abflußlosen Gebiet denkbar. Es liegt daher nahe, die Asymmetrie der Wälle auf die Eisüberfahrung zurückzuführen. Der flacheren Luvseite steht demnach die steilere Leeseite gegenüber. Dabei bleibt ungewiß, ob der Inngletscher die Schuttwälle nur überformte oder ob er, durch Stauchung der Trümmermassen, überhaupt erst das starke Relief zustandbrachte.

Nicht alle Gesetzmäßigkeiten des Bergsturzreliefs lassen sich jedoch durch die Glazialerosion erklären. So z. B. können die scharfen Kanten und glattflächigen Abfälle der Hügel keinesfalls unter dem Eis entstanden sein. Daher bleibt nur noch übrig, eine zusätzliche Umgestaltung der Bergsturzlandschaft am Rande des abschmelzenden Inngletschereises anzunehmen.

Randglaziale Bildungen sind zunächst die Schotter am Mittersee (s. Abb. 5), deren Schichtung nach N. zur seeabgewandten Seite einfällt. Ihre Schüttung kann daher nur von einem Toteiskuchen ausgegangen sein, der das heutige Seebecken erfüllte, während die S-exponierte Seite der Tiefenzone eisfrei war.

Schuld am ungleichen Abschmelzen des Toteises war wohl der Ablationschutz durch das weit höher aufragende Gehänge im S, an dessen Fuße zudem mehr Schutt anfiel als auf der Gegenseite.

Das schräggestellte Eiswiderlager hat die N-exponierten Steilabfälle gestützt, während die eisfreien S-Abdachungen abgeböscht wurden. Ein dichtes Netz rücktiefungsloser Trockentälchen zieht daher auf einem S-exponierten Hang zum nordöstlichen Flachufer des Mittersees hinab. Die Anlage dieser Rinne wäre unter den heutigen Geländebedingungen nicht möglich, denn die größte unter ihnen streicht rückwärts über einer Hohlform aus. Auch würde das durchlässige Schuttmaterial einen oberflächlichen Abfluß nicht mehr erlauben. Es kann sich daher nur um fossile Bildungen am Toteisrand handeln. Die Einschneidung der Tälchen wurde begünstigt durch den bedeutenden Anfall von Schmelzwässern, das Fehlen des Pflanzenwuchses und die besonders kräftige Solifluktion am Eisrand.

Während der S-exponierte Abhang abgeböscht wurde, stützte das Eiswiderlager den N-Abfall des Bergsturzwalls südlich des Mittersees. Als auch hier die Eismassen abschmolzen, fehlte die Wasserdurchtränkung des Schutts, denn die Abflußverhältnisse waren nunmehr weit günstiger geworden. An der N-exponierten Abdachung konnten sich daher viel steilere Böschungen erhalten.

Da die übrigen Tiefenlinien in der Zone der hohen Schuttwälle dieselbe Asymmetrie wie die Mitterseemulde besitzen, sind auch hier ähnliche Bildungsbedingungen anzunehmen. Wenigstens zeigen die steilen N-Abfälle bei allen Schuttwällen einen Formenschatz, wie er nur durch Verstürzungen am Rande eines ab-

schmelzenden Eiswiderlagers entstanden sein konnte. Eine erosive Umlagerung, wie auf den S-exponierten Hängen, war im trockengelegten Lockermaterial der N-Abdachungen nicht mehr möglich.

Die scharfen geradlinigen Oberkanten der N-Abfälle, die am Paßwall von schroff aufragenden Felsburgen gekrönt werden, sind die A b r iß k a n t e n (s. Abb. 5) der verstürzten Schuttmassen.

Bei örtlichen Absitzbewegungen entstanden treppenartig angeordnete, schmale G e s i m s e , die die Abhänge unterbrechen. Die schräg am Paßwall hinaufziehenden Leisten sind riesige Bergsturzschollen, die ebenfalls in Absitzbewegung begriffen waren.

Das abgestürzte Kleinschuttmaterial hingegen wurde in Form von glattflächigen, 35° - 39° geneigten A u s g l e i c h s h a l d e n am Fuße der Steilabfälle abgelagert.

Den endgültigen Beweis für die bedeutenden Umlagerungen am Toteisrand liefern schließlich die T o t e i s l ö c h e r , die sich perlchnurartig aneinander gereiht jeweils dem Fuß der N-Abfälle anschmiegen. Diese bis über 10 m tiefen, kreisrunden oder ovalen Hohlformen laufen nach unten spitz zu und sind häufig durch schmale Stege voneinander getrennt. Die ebene Sohle der Sölle zwischen Weißensee und Mittersee besteht aus eingeschwemmt glazialen Sanden.

Die Toteislöcher bestätigen zunächst, daß beim Rückzug des Inngletschers tatsächlich Eisreste in den Tiefenzonen abgeschnürt wurden. Die geforderten Umlagerungen von den N- und S-Abdachungen der umgebenden Wälle werden durch die Bildung dieser Hohlformen ebenfalls bewiesen. Ohne nachträgliche Überschüttung des Toteises hätten ja die Kessel überhaupt nicht entstehen können. Schließlich ergibt sich aus der Lage der Sölle, daß am N-Fuß der Steilabfälle tatsächlich ein Eiswiderlager vorhanden war.

Nicht nur die Toteislöcher, sondern auch die S e e b e c k e n sind Zeugen der asymmetrischen Erhaltung des Eiswiderlagers: So z.B. taucht der Paßwall mit einem Steilufer in den Blindsee ein, während am Gegenufer die Bergsturzoberfläche nur allmählich wieder aus dem See emporsteigt. Auch am Mittersee steht das südliche Steilufer dem Flachufer im N gegenüber.

Einige Abweichungen von dem hier entworfenen Bild zeigt die glaziale Überformung in den Zonen der Tomahügel:

2. Die glaziale und randglaziale Umgestaltung der Tomahügel

Zwei morphologische Elemente bestimmen das Relief in den beiden Zonen der großen Tomahügel: die Tomahügel selbst und an deren Fuße eine flachwellige und kleinkuppige Schuttlandschaft.

Die verwaschenen Rücken und Mulden des Flachreliefs am Fuße der Tomahügel finden ihre größte Verbreitung im Dreieck zwischen Biberwier, dem Weißensee und dem Mittersee. Südlich des Fernpasses hingegen sind die tiefen Flachzonen der Bergsturzlandschaft meist fluviatil überschüttet. Der Überlagerung durch Mur- und Schwemmschutt entgingen hier nur kleinere Partien am S-Fuß des östlichen Paßwalls, nördlich Fernsteinsees und am Ausgang des Teigestales. Überall ist das flachwellige Gelände stark mit Grundmoräne verschmiert. Es handelt sich daher um die Bergsturzoberfläche, wie sie der überfahrende Gletscher zurückgelassen hat. Die kleinen Trockentälchen im Gebiet nordöstlich des Mitter- und Weißensees beweisen jedoch, daß auch das Flachrelief am Rande des abschmelzenden Eises stellenweise noch umgestaltet wurde.

Auf dieses unregelmäßige Flachgelände scheinen die überraschend regelmäßig geformten, 30 - 70 m hohen Tomahügel (s. Abb. 6) gleichsam wie Fremdkörper aufgesetzt. Ein scharfer Knick markiert die Grenze zwischen den beiden ungleichen Formelementen.

Die meist völlig glattflächigen Abdachungen der Tomahügel besitzen ein konstantes Gefälle von $\pm 37^\circ$ und verschneiden sich oben zu scharfen geradlinigen Firsten. Nur selten unterbricht ein einzelner Bergsturzblock die planen Abfälle. Dadurch erhalten die Hügel die Form eines symmetrisch gebauten Daches. Einige der Aufragungen tragen anstelle des Firstes horizontale Verflachungen, die allseitig durch scharfe Kanten von den planen Abdachungen abgesetzt sind.

Beim Niedergang des Bergsturzes können derart regelmäßige Formen nicht entstanden sein. Die Erosion vermag zwar die gegenseitige Isolierung der Tomahügel und ihre Übersteilung zu erklären, nicht aber die Herausbildung der scharfen Firste und planen Abfälle. Fluviatile Zuschärfung der Hügel scheidet auch aus, denn die Erhebungen werden häufig von abflußlosen Hohlformen und von Grundmoränenlagern umgeben. Es liegt daher nahe, auch hier eine randglaziale Überformung anzunehmen.

Dafür sprechen vor allem die Lagerungsverhältnisse der Grundmoräne in der Zone der großen Tomahügel: Die Moränenlager ziehen bis unmittelbar an die Unterkante der Tomahügel heran und scheinen hier unter die Trümmermassen unterzutauchen. Auf den planen Abdachungen hingegen liegt fast aus-



Bild 1: Blick vom Grubigstein auf den steilen Nordabfall des höchsten Schuttwalls und auf den Blindsee. Die Fernpaßhöhe liegt am rechten Bildrand.



Bild 2: Tomahügel bei Biberwier. Auffallend ist die vom Gletscher geschaffene radiale Anordnung der Hügelfirste.

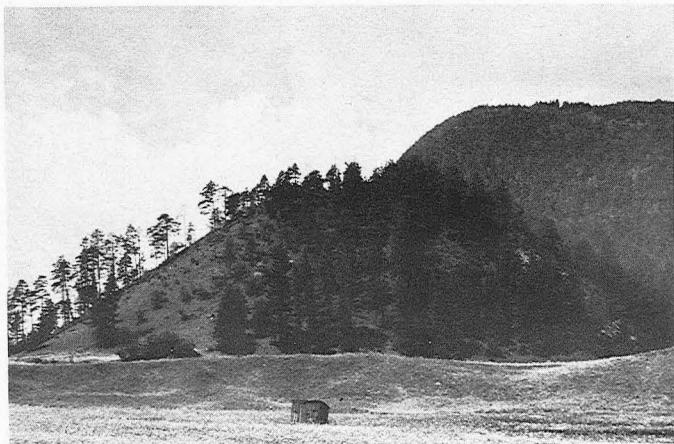


Bild 3: Tomahügel bei Biberwier im Längsschnitt. Blick auf die plane Abdachung.

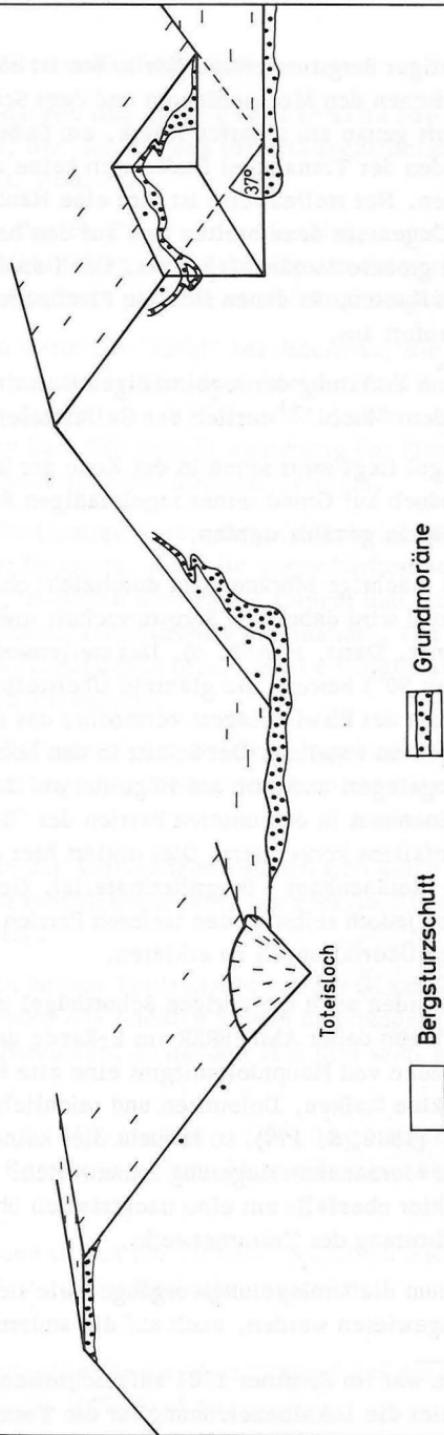


Bild 4: Tomahügel bei Biberwier im Querschnitt. Deutlich erkennbar sind die glattflächigen Hügelflanken.

Abb. 6

Eisüberformte Tomahügel

Schematischer Schnitt



schließlich kantiger Bergsturzschutt. Nur selten ist ein Geschiebe eingesprengt. Die Grenze zwischen den Moränenlagern und dem Schuttgehänge aus Bergsturzmaterial verläuft genau am scharfen Knick, am Fuße der planen Abfälle. Auch auf den Schneiden der Tomahügel finden sich keine zusammenhängenden Moränenvorkommen. Nur stellenweise ist hier eine Häufung von Geschieben festzustellen. Im Gegensatz dazu breiten sich auf den horizontalen Verflachungen der Tomahügel größere Moränenlager aus. Doch auch diese Vorkommen setzen an den scharfen Kanten, an denen sich die Flachzonen mit den planen Abfällen verschneiden, sofort aus.

Den Schlüssel zur Erklärung der regelmäßigen Gestalt der Tomahügel gibt der Aufschluß⁺ an dem "Bichl"⁺⁺ östlich der Gafleintaleinmündung.

Der Hügel liegt zwar schon in der Zone der kleinen Tomahügel. Er kann jedoch auf Grund seiner regelmäßigen Form zu den großen Tomahügeln gezählt werden.

Eine 0,2 - 2 m mächtige Moränenhaut durchzieht ohne Unterbrechung den ganzen Aufschluß und wird dabei von Bergsturzschutt sowohl über- als auch unterlagert (s. schemat. Darst. in Abb. 6). Das stellenweise sehr steile Einfallen der Moränenhaut (bis 90°) beweist die glaziale Übersteilung des Tomahügels. Nach dem Abschmelzen des Eiswiderlagers vermochte das Lockermaterial keine derart steilen Neigungen zu erhalten. Der Schutt in den höheren Teilen der Aufragung wurde daher umgelagert und kam am Hügelfuß auf der Moräne zu liegen. Daher wurde die Moränenhaut in den unteren Partien des "Bichls" gestützt und trotz ihres steilen Einfallens konserviert. Dies erklärt hier die Wechsellagerung Bergsturzmaterial - Moränenhaut - Bergsturzmaterial. Gewissen Umlagerungen war die Moränenhaut jedoch selbst in den tieferen Partien unterworfen, denn nur so sind ihre kleinen Überfaltungen zu erklären.

Sicher wurden auch die übrigen Schutthügel in ähnlicher Weise überformt. Wenn daher AMPFERER am E-Rande des Weißensees "unter einer Decke von Hauptdolomitgrus eine alte Breccie" entdeckt, "die aus dunklen Kalken, Dolomiten und reichlich erratischen Geschieben besteht" (1902, S. 177), so braucht dies keinesfalls auf eine durchgehende Moränenunterlagerung hinzuweisen. Wahrscheinlich handelt es sich hier ebenfalls um eine nachträglich überschüttete Moränenüberkleisterung des Trümmerwerks.

Überträgt man nun die Umlagerungsvorgänge, wie sie an dem "Bichl" bei Nassereith nachgewiesen wurden, auch auf die anderen Tomahügel, so lassen

⁺ Die Baugrube war im Sommer 1961 aufgeschlossen.

⁺⁺ "Bichl" ist hier die Lokalbezeichnung für die Tomahügel.

sich deren Gesetzmäßigkeiten vollauf erklären:

Die glattflächigen Abdachungen sind die Ausgleichshalden der glazial übersteilten Hügelflanken, die sich auf den materialspezifischen Winkel von $\pm 37^\circ$ eingespielt haben (s. Abb. 6).

Die völlig geradlinigen, scharfen Firste der Tomahügel sind die Verschneidungslinien zweier Ausgleichshalden. Die Schneiden in der nördlichen Zone der großen Tomahügel verlaufen meist parallel zur Fließrichtung des Inngletschers.

Eine Ausnahme bilden die Firste der "Bichl" bei Biberwier, die senkrecht dazu stehen. Diese Talquerstellung verdanken die Schneiden dem Schlerngletscher von der W-Flanke der Sonnspitze, der bei Biberwier die wettersteinkalkreichen Grundmoränen hinterlassen hat. Die radiale Anordnung der Firste beweist außerdem die fächerförmige Ausbreitung des Eises im Talraum.

Eine ähnliche fächerförmige Ausbreitung des Lokaleises vollzog sich auch beim Flimsbergsturz, denn die zugeschräfeten Bergsturzhügel südlich von Flims, zwischen dem Lag la Cauma und dem Laaxer Tobel, laufen ebenfalls radialstrahlig auseinander. Der Moränenmangel auf diesen Aufragungen beruht wohl ebenfalls auf Umlagerungsscheinungen am Eisrand.

Problematisch bleibt die Talquerstellung der Tomahügel nordöstlich der Tegestalmündung. Eine Überformung durch den schlernzeitlichen Hanggletscher von der Lorealpe ist denkbar.

Bei besonders großer Breite der Aufragungen konnten sich keine Schneiden ausbilden, sondern es blieben moränenbedeckte, horizontale Plattformen auf den Erhebungen erhalten.

Die Verflachungen auf den beiden Tomahügeln bei der Gipsmühle (1 km südlich des Fernsteinsees) werden von seichten Rinnen durchzogen, die jeweils über den Steilabfällen ausstrecken. Es handelt sich hier wohl um Eisrandgerinne.

Auch HEIM (1921, S. 459) erwähnt auf den Bergsturzhügeln von Sierre scharf umgrenzte Kappen von bis zu 14 m mächtiger Rhonegletschermoräne.

Ähnliche Flachzonen tragen der Tumma⁺ Marchesa und der sandbedeckte Tumma Platta in der Rheinebene von Ems.

⁺ Tumma: Andere Schreibweise für das Wort "Toma" auf der Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000, Bl. 247, Sardona.

Möglicherweise wurden zumindest einige dieser Hügel durch Schmelzwasserströme am Rande der einsinkenden Gletscheroberfläche gekappt.

Genau so wie in der Zone der hohen Schuttwälle, erbringen auch im Bereich der großen Tomahügel die Toteislöcher den endgültigen Beweis für die bedeutenden Umlagerungsvorgänge am Eisrand. Im Gebiet nordöstlich des Weißen- und Mittersees schmiegen sich die langgestreckten Sölle eng an die Abfälle der Tomahügel an. Unmittelbar am Hügelfuß war der Ablationsschutz durch nachträgliche Schuttauflagerung am größten; daher blieben hier die Toteisreste am längsten erhalten.

Die randglazialen Umlagerungen erklären jedoch nicht nur die regelmäßige Form der Tomahügel, sondern auch den Moränenmangel auf den Ausgleichshalden. Beim Abschmelzen des Eiswiderlagers wurde die Moränenhaut in den oberen Partien der Tomahügel umgelagert. Dabei hat sich ihr Geschiebe-material innig mit dem Bergsturzschutt vermischt. Die Folge hiervon ist die dünne Geschiebestreu auf den glattflächigen Abdachungen.

Auf eine Vermengung von Moräne und Bergsturzmaterial hatte unbewußt schon FALBESONER (1887, S. 35) hingewiesen, denn er erwähnt kristalline Geschiebe "in einer etwa 0,5 - 1 m dicken Oberflächen-schicht eingebettet, welche wie ein Mantel die Hügel überkleidet...".

In den tieferen Partien der Tomahügel wurden die Moränenlager von den Ausgleichshalden überdeckt. An anderen Stellen, wie z.B. am Weg zwischen Weißensee und Mittersee, vermengten sich auch die unteren Moränenvorkommen mit dem Bergsturzschutt.

Nunmehr wird auch der scharfe Knick verständlich, der die Tomahügel deutlich vom umliegenden Flachgelände abhebt. Er ist die Verschneidungs-linie der moränenarmen Ausgleichshalden mit der flachwelligen, moränen-überkleisterten Bergsturzoberfläche. Das Untertauchen der Grundmoränen unter die Ausgleichshalden ist besonders gut an den Tomahügeln von Biberwier und beim Moränenlager am N-Ende des Mittersees zu beobachten.

Bestätigt werden die am Fernpaß gewonnenen Vorstellungen durch Vergleichsstudien mit anderen Tomalandschaften:

Regelmäßig geformte Tomahügel wie am Fernpaß bestimmen auch das Bild der vom Rhonegletscher überfahrenen Bergsturzlandschaft von Sierre (vgl. HEIM 1921, S. 459).

Selbst die Prototypen der Tomahügel in der Rheinebene von Embs, westlich von Chur, zeigen sehr häufig plane Abdachungen konstanten Gefälles (35° - 39°), die sich zu scharfen geradlinigen Firsten verschneiden (s. S. 97 ff.). Die örtliche Überkleisterung durch Rheingletschermoräne beweist auch bei diesen Aufragungen die Eisüberfahrung (vgl. STAUB, W. 1910, S. 3-9).

Möglicherweise sind daher die Tomahügel, soweit sie glattflächige Abfälle und scharfe Firste besitzen, die Leitformen eisüberströmter Bergsturzlandschaften.

Die regelmäßigen Tomahügel erwiesen sich als Drumlins in ihrer Genese, nicht aber in ihrer Form, denn am Eisrand verstürzten ihre glazial übersteilten Flanken.

Im Gegensatz zu den großen Tomahügeln zeigen die kleinen Tomahügel nur wenige Spuren der Überformung durch den Inngletscher:

Die Mehrzahl der kleinen Tomahügel besitzt weder Gesetzmäßigkeiten in ihrer Form noch in ihrer Ausrichtung. Die Moränenvorkommen auf den Trümmerhaufen im Gurgltal beweisen aber auch hier die Überfahrung durch den Inngletscher.

Zwar scheint es zunächst ungewöhnlich, für derart kleine Schuttauftragungen eine Eisüberfahrung anzunehmen, doch gibt auch STAUB, W. (1910, S. 11-13) bei den 2-20 m hohen Tomahügeln bei Felsberg und Chur eine Moränenbedeckung an.

Unter glazialen und randglazialen Bedingungen war das Bergsturzrelief am Fernpaß bedeutenden Umlagerungen unterworfen. Nach dem endgültigen Abschmelzen des Eises wurde es jedoch sofort fixiert. Die regelmäßigen Formen, die Kanten, Schneiden und glattflächigen Abdachungen sind daher fossile Bildungen.

Doch auch nach der Konservierung des Bergsturzreliefs ereigneten sich im Trümmergebiet noch lokal begrenzte Veränderungen. Dazu gehören sowohl die Nachstürze, als auch die nur punkthaft verbreiteten Stellen fluviatiler Erosion:

I DIE FLUVIATILE ÜBERFORMUNG UND DIE HYDROGRAPHIE DER BERGSTURZLANDSCHAFT

Schon die Erhaltung der Moränenüberkleidung und der fossilen Eisrandbildungen bezeugt das geringe Ausmaß der fluviatilen Erosion im Bereich der Trümmerlandschaft.

Ohne jegliche fluviatile Überformung blieb das oberflächlich abflußlose Gebiet zwischen dem Paßwall und den Loisachquellen, nordöstlich des Mittersees. Auffällig ist in diesem Bereich die ähnliche Höhenlage der drei Seen. Der Blindsee ist 1093 m hoch aufgestaut. Nur wenig tiefer liegen der Weißensee (1078 m) und der Mittersee (1077 m). Dies zeigt, daß sich im Bergsturzblockwerk ein Grundwasserspiegel entwickelt hat, der vom Paßwall leicht gegen N abfällt.

Das Gefälle des Grundwasserspiegels wird jedoch stellenweise durch die Grundmoränenüberkleisterung gestört. Moränenlager kleiden die Becken des Mitter- und Weißensees aus und bedingen hier einen Höhensprung zwischen den beiden Seespiegeln und den 250 bzw. 500 m entfernten Loisachquellen von etwa 20 m.

Die Abdichtung der Seen erfolgt durch Grundmoräne des Inn-gletschers, die am NE-Ufer des Mittersees besonders mächtig entwickelt ist. Der Weißensee wird an seinem NE-Ende außerdem von Endmoränen des Schlerngletschers aus dem Tal vom Wannig aufgestaut.

Im Gegensatz zum seichten Mittersee, der kaum einen Durchfluß besitzt, treten am NW-Ufer des Weißensees mehrere, z.T. schwefelwasserstoffhaltige Quellen aus. Das Wasser versickert allerdings wieder im nördlichen "Wurmfortsatz" des Seebeckens um erst wieder bei den Loisachquellen auszutreten.

Besteht zwischen dem "Wurmfortsatz" des Weißensees und den Loisachquellen ein Gefälle von 4%, so steigt der Grundwasserspiegel vom Weißensee zum 1,2 km entfernten Blindsee, bei 1,3% Neigung, nur um 15 m an. Demgegenüber beträgt der Höhenunterschied zwischen dem Spiegel des Blindsees und dem nur 1 km entfernten S-Fuß des Paßwalls etwa 100 m (s. Abb. 2). Obwohl das Gefälle hier 10% erreicht, treten am S-Fuß dieser Schuttbarriere keine Quellen aus. Dies bedeutet erstens, daß der Blindsee wohl nach NE entwässert und zweitens, daß der Paßwall einen wasserstauenden Kern besitzt.

Dieser wasserstauende Kern besteht jedoch keinesfalls aus anstehendem Fels: Der steil aufragende Paßwall wäre nie auf einer mindestens 100 m hohen, sehr schmalen und talquergestellten Schwelle in seiner heutigen Form abgela-

gert worden. Wie schon gezeigt, meidet der Trümmerstrom eines Bergsturzes derartige Vollformen, während er den Tiefenzenen nachtastet (s. S. 50). Außerdem müßte eine Felsschwelle zumindest am steilen S-Fuß des Paßwalls zutagetreten (vgl. LEVY 1920, S. 115). Auch tauchen die Talwände unter den Bergsturzkörper ein, ohne daß irgendwelche Anzeichen eines Umbiegens unter den Trümmermassen zu einem Talschluß festzustellen sind. Schließlich hätte auch die heute im eigenen Schutt ertrinkende Abbruchsnische des Fernpaßbergsturzes nicht bis in eine Tiefe von sicher weit unter 1050 m⁺ ausbrechen können, wenn ihr eine über 1093 m⁺⁺ hoch aufragende Schwelle unmittelbar vorgelagert gewesen wäre.

Zwar wird bei den später abzuhandelnden talgeschichtlichen Untersuchungen eine Fels- oder Schuttschwelle unter den Trümmermassen gefordert, doch zieht diese wohl nur flach unter dem Blindsee durch (s. S. 95).

Nur ein moränenüberkleisterter Kern aus Bergsturzmaterial kann daher die Aufstauung des Blindsees bewirken. Die Moräne wird heute jedoch von den randglazialen Umlagerungen und den Nachsturzmassen völlig überdeckt. Diese indirekt erschlossene Moränenüberkleisterung ist ein weiterer Beweis für die Eisüberfahrt des Fernpaßbergsturzes.

Ist das Bergsturzzielief im oberflächlich abflußlosen Gebiet völlig fixiert, so zeigt auch der oberflächlich entwässerte Bereich nur geringe Spuren einer fluviatilen Überformung:

Die Wasserläufe vermögen in der Bergsturzlandschaft am Fernpaß fast nie eigenständig formbildend zu werden. Sie passen sich in ihrem Verlauf vielmehr den vorgezeichneten Tiefenlinien an. Nördlich und südlich des Fernpasses folgen sie daher überall den Randtälchen des Trümmerstromes.

Auch hier erweist sich die enge Verwandtschaft des Fernpaßbergsturzes mit dem Bergsturz im Kandertal, wo die beiderseitigen Randtälchen ebenfalls von der Kander und ihren Nebenbächen eingenommen werden.

Die Loisach fließt von ihren Quellen ab zunächst im orographisch linken Ufertälchen. Sie vermochte hier nicht einmal die Gefällsbrüche zwischen den einzelnen Kesseln des Bergsturzgebietes auszuräumen. Oberhalb Biberwier springt sie in einer Querfurche plötzlich zum tieferen orographisch rechten Randtälchen über.

⁺ Der tiefste aufgeschlossene Punkt der Nische liegt unterhalb des Schanzelsees auf 1050 m NN.

⁺⁺ Höhe des Blindssees

Südlich des Fernpasses bedingt die stärkere Wasserführung des Kälber-Biger-Gurgl-Baches eine etwas größere Überformung des Bergsturzreliefs.

Zunächst aber versickert der Kälberbach westlich der Paßhöhe auf seinem flachen Schwemmkegel. Nur zur Zeit des fröhssommerlichen Hochwassers erreicht er die Fernpaßfurche oberirdisch. Der Wiederaustritt des Wassers beim Schanzelsee beruht auf der Stauwirkung des südlichen Nischenflügels, der hier auf die Bergsturzmassen trifft und unter sie untertaucht. Von nun ab bedingt das steile Bachgefälle eine bedeutende fluviatile Erosion im Lockermaterial. Die Böschung des völlig planen Unterschneidungsgehänges besitzt unterhalb des Schanzelsees den materialspezifischen Winkel des Hauptdolomitschutts von 37° . Oberhalb der Brücke der Fernpaßstraße durchsägt der Bigerbach den orographisch rechten Nischenflügel in einem kaum hervortretenden epigenetischen Durchbruch.

Der mächtige Schwemmkegel am Fuße der Steilstrecke besteht ausschließlich aus umgelagertem, kantigem Bergsturzschutt und bestätigt hier ein für das Trümmergebiet ungewöhnlich großes Ausmaß der fluviatilen Erosion. Schotter aus dem Kälbertal können nicht bis hierher gelangt sein, denn es fehlen die kantengestumpften Gerölle, die auf dem flachen Schwemmkegel oberhalb der Steilstrecke noch abgelagert worden waren. Auch am Fuße des unteren Schwemmkegels versickert der Bach, um erst oberhalb des Fernsteinsees wieder auszutreten. Nur zur Zeit der Schneeschmelze besorgt eine Überlaufrinne im orographisch linken Randtälchen zusätzlich einen oberflächlichen Abfluß.

Der Fernsteinsee ist kein reiner Bergsturzsee, denn zu seiner heutigen Höhe wurde er erst durch den Schwemmkegel des Klausbaches aufgestaut. Dieser Kegel erreicht nur geringe Mächtigkeit und Ausdehnung, da der von Transportmaterial völlig unbelastete Überlauf aus dem Fernsteinsee unmittelbar an seinem Fuße vorbeifließt und die anfallenden Schuttmassen sofort mitschleppt. Südlich des Fernsteinsees beginnt daher die geschlossene fluviatile Über schüttung der Flachzonen am Fuße der Tomahügel.

Die "Bichl", die aus dem nunmehr durchgehenden Talboden vorwiegend in der Talmitte herausragen, zeigen jedoch auch hier nur geringe Anzeichen einer fluviatilen Überformung.

Eine Ausnahme bilden mehrere kleine Tomahügel unmittelbar westlich der Fernpaßstraße nordöstlich des Gafleintalausgangs. Diese Erhebungen sind zugeschärft und stehen meist in Tallängsrichtung. Angeklebt an sie finden sich jedoch kleine Terrassen, die jeweils gegen den Ausgang des Gafleintales zu ansteigen und sich so als Überreste eines größeren Schwemmkegels aus die-

sem Seitental ausweisen. Bei der Zerschneidung durch den Bigerbach blieben die Schwemmschuttablagerungen nur im Erosionsschatten der "Bichl" erhalten. Da nun die Unterschneidungskanten der kleinen angeklebten Terrassen häufig in einer Linie mit den flächenhaften Abdachungen der Tomahügel stehen, ist die fluviatile Zuschärfung dieser Erhebungen erwiesen. Viele der planen Abfälle im Bereich der kleinen Tomahügel im Gurgltal und Lermooser Becken beruhen daher wohl ebenfalls auf fluviatiler Unterscheidung.

Insgesamt ist jedoch die fluviatile Erosion im Bergsturzgebiet nur punkthaft verbreitet und auch an diesen wenigen Stellen nur gering. Die Steilstrecke südwestlich des Paßwalls bildet eine Ausnahme.

Bedeutender sind die Auswirkungen der fluviatilen Akkumulation im Bergsturzgebiet. So z.B. verzahnen sich die Schwemmkegel am Ausgang des Teges- und Gafleintales innig mit dem kleinhügeligen Bergsturzschutt. In langen schmalen Fingern greift der Kegel des Tegesbaches in das unregelmäßige Trümmerrelief ein.

Zur Erklärung der Lücken in der Moränenverbreitung trägt die fluviatile Überformung der Bergsturzlandschaft kaum bei. Eine weit größere Rolle bei der Lösung dieses Problems spielen die Nachstürze:

K DIE ABSITZUNG NÖRDLICH DER PASSHÖHE

Der Höhenrücken nördlich der Fernpaßhöhe und nordwestlich des Blindsees wurde von AMPFERER als Bergsturzgebiet kartiert (geol. Karte 1914). Bei näherer Untersuchung zeigt sich jedoch, daß der überwiegende Teil des Hügels aus einer zwar stellenweise zerrütteten, doch einheitlichen Hauptdolomitscholle besteht. Nur im E löst sich das Gesteinspaket in lockeren Sturzschutt auf.

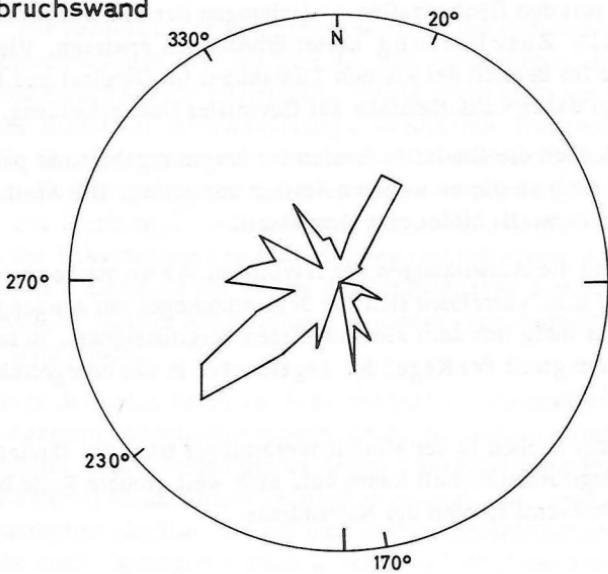
Im S fällt der Rücken treppenartig gegliedert gegen die Paßhöhe ab, um an seinem Fuße ebenfalls in Lockerschutt überzugehen. Schon dies läßt eine Absitzung von den Abrißwänden am S-Fuß der Gartnerwand vermuten.

Den Beweis hierfür liefern die übereinstimmenden Klüftrosen des Abrißgebietes und der abgesessenen Scholle (s. Abb. 7). In deutlicher Übereinstimmung stehen u.a. die NE-gerichteten SE-fallenden, wie auch die NNE-gerichteten WNW-fallenden Klüfte beider Gebiete. Nur die E-gerichteten, S-fallenden Klüfte überwiegen bei der Absitzung gegenüber denen der Rückwand. Dies ist jedoch durchaus kein Widerspruch, denn bei der N-S-gerichteten Absitzbewegung wurden ja gerade die senkrecht zur Gleitrichtung stehenden,

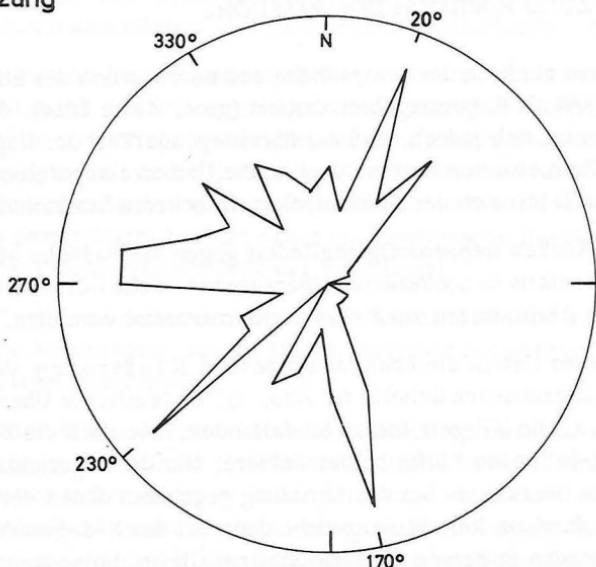
Abb. 7

Kluftrosen der Absitzung nordwestlich des Blindsees

Abbruchswand



Absitzung



S-fallenden Klüfte besonders stark beansprucht.

Als Beweise für den Absitzvorgang lassen sich auch noch andere Befunde anführen: Im Luftbild sind deutlich die schmalen E-W-gerichteten Tiefenlinien zu erkennen, die die Verflachung auf dem Hügel überziehen. Sie sind durch Zerrungen bei der Absitzbewegung entstanden. Zwischen der Scholle und der Abrißwand hat sich das für die Bergzerreißen charakteristische Nackentälchen entwickelt. Ohne Rücktiefung zieht dieses Tälchen nach E zum Blindsee und nach W gegen das Kälbertal hinab. Kurz vor dem Kälbertal biegt es jedoch nach SSE um.

Schiebt man nun die abgesessene Scholle in ihre alte Lage hinauf, so kommt ihre scharfe Vorderkante in einer Höhe von etwa 1500 m zu liegen. Sie erreicht damit den Höhenbereich der nördlichen Abrißwände des Fernpaßbergsturzes, denn die Wände des Fötschegartenjochs, westlich des Kälberbacheinschnitts, steigen bis 1635 m auf. Die Vorderkante der Absitzung bildete daher einst die obere Abrißkante der Nische. Damit lagen die Abbruchwände beiderseits des Kälbertales in einer Linie. Erst durch den Absitzvorgang kam ihre bayonettartige Versetzung zustande.

Die Ursache der Absitzung kann nur der Fernpaßbergsturz gewesen sein, der wohl bei seinem Niedergang östlich des Kälberbacheinschnitts ein übersteiles Abrißgehänge zurückließ. Damit wird die größere Ausdehnung der Nische erneut bestätigt.

Durch die Annahme einer Absitzung am Ausgang des Kälbertales finden jedoch auch andere lokale Probleme ihre Klärung: Besondere Schwierigkeiten bereitet z.B. die Deutung des niedrigen schmalen N-S-verlaufenden Felsgrates zwischen dem Kälberbach und dem westlichen Nackentälchen der Absitzung. Der Knick des Kälbertales von W-E- in N-S-Richtung scheint angesichts eines derart niedrigen Felsgrates völlig unmotiviert. Denkt man sich aber die Scholle in ihrer alten Lage, so erhält der Kälberbach einen orographisch linken Prallhang, der auch die Talbiegung erklärt. Beim Absitzvorgang blieb nur der schmale Grat zwischen dem Kälbertal und dem Nackentälchen stehen.

Die Annahme der Absitzung erlaubt außerdem die Erklärung eines Grundmoränenlagers, das oberhalb des Blindsees einem scharfen Grat aufsitzt. Da Moränen wohl nie auf derart exponierten Stellen abgelagert wurden, müssen zur Zeit der Eisüberfahrung andere Geländebedingungen geherrscht haben. Dies war auch tatsächlich der Fall, denn das Moränenlager sitzt genau auf der oberen Abrißkante der Absitzung. Denkt man sich die Scholle in ihrer alten Lage, so liegt das Grundmoränenlager nicht mehr auf einem Grat, sondern auf einem gegen den Blindsee geneigten Hang.

Das Alter der Absitzung ist nur innerhalb weiter Grenzen zu bestimmen: Da die Bedingungen für ihren Niedergang erst durch den Fernpaßbergsturz geschaffen wurden, ist sie jünger als dieser. Wahrscheinlich erfolgte die Bergzerreißung erst nach der Überfahrung der Bergsturzlandschaft durch den post-hochwürmzeitlichen Inngletscher, denn nur so ist das starke Zurücktreten der Kristallinstreu an der Oberfläche der Scholle zu erklären. Nur ganz vereinzelt liegen Erratika und gekritzte Geschiebe auf. Bei der kräftigen Zerrüttung und der treppenartigen Versetzung der Scholle und insbesondere bei ihrer teilweisen Auflösung in Lockerschutt wurden die Moränenlager wohl auseinandergerissen. Die Bergzerreißung muß sich andererseits vor dem noch zu behandelnden Nachsturz ereignet haben, dessen Grobblockschutt in ihr sonst rücktieflungloses westliches Nackentälchen eingreift und dort eine Barriere bildet.

L DAS NACHSTURZGEBIET

Das Gebiet des Hauptbergsturzes am Fernpaß ist gekennzeichnet durch die planen Abfälle konstanten Gefälles, die scharfen, geradlinigen Kanten und Schneiden und vor allem durch die Moränenlager.

Ein ganz anderes Bild bieten jedoch die Flachformen auf dem Paßwall und in der Umgebung des Blindsees: Eine dichte Streu großer Felsbrocken bestimmt hier das völlig unregelmäßige Kleinrelief, dessen Böschungswinkel selten über 25° ansteigen. Nur bei besonders günstiger Konstellation der Großblöcke ergeben sich steilere Neigungen. Moränen kommen in diesem Gebiet nicht vor.

Bei Annahme eines oder mehrerer Nachstürze aus der Bergsturzniche läßt sich sowohl die Grobblockstreu als auch das Fehlen der Moräne erklären.

Ähnliche Nachsturzbewegungen werden auch von anderen alpinen Bergstürzen beschrieben. So z.B. erwähnt TILL (1907) bei der Trümmerlandschaft am Dobratsch (nahe Villach) einen historischen Nachsturz, der sich auf einen prähistorischen Hauptsturz gelegt hat.

Eine Reihe von Gründen spricht für derartige Nachsturzbewegungen am Fernpaß. Schon die Tatsache, daß die Bergsturzniche in ihrem eigenen Trümmer-schutt ertrinkt, weist auf nachträgliche Abstürze hin. Das Eingreifen des Grob-blockschutts in das rücktieflunglose Nackentälchen der Absitzung kann ebenfalls nur bei nachträglichem Niedergang von Bergsturzmassen erklärt werden.

Auf Nachsturzbewegungen deutet ferner die Verbreitung des Grobblockschutts hin: Die moränenlose Blockstreu beginnt auf der Sohle der Abrißnische und überzieht auch die Flachformen des Paßwalls. An der scharfen NE-Kante dieser Barriere bricht sie jedoch sofort ab, um erst auf dem flacheren Relief östlich des Blindsees wieder einzusetzen. Auf den teilweise planen Steilabfällen des Paßwalls blieb hingegen kein Nachsturzblock liegen. Die isolierte Blockanhäufung, die die Halbinsel am SW-Ufer des Blindsees aufbaut, wurde wohl durch das Gesimse abgefangen, das südlich davon am Paßwall hinaufzieht. Östlich des Blindsees greift das Grobblockwerk vor allem in die Mulde zwischen den Hügeln des Hauptbergsturzes ein. Seine größte Ausdehnung erreicht es in einer Tiefenzone, die gegen den Weißensee vorstößt.

Im Gebiet westlich des Weißensees setzt die moränenlose Grobblockstreu stellenweise mit scharfer Grenze aus und macht sofort dem moränenbedeckten Hauptsturzbereich mit seinen planen Abfällen Platz.

Das Abbruchsgebiet der Grobblockmassen liegt in der rückwärtigen Fortsetzung ihres mittleren Stromstrichs. Diese Linie trifft auf den oberen Teil des südlichen Nischenflügels, wo die Hauptdolomitmassen besonders stark zerstört sind. Demnach hat der Nachsturz dieselbe tektonische Ursache wie der Hauptbergsturz. Daß der Nachsturz aus der Schwächezone am S-Flügel ausgebrochen ist, erhellt auch aus dem tiefen Eingreifen des Grobblockwerks in das Nackentälchen der Absitzung und in den Ausgang des Kälbertales. Sturzmassen von der N-Flanke wären nie in diese Tiefenzone gelangt. Das "Afregallkar" ist jedoch nicht der einzige mögliche Herkunftsraum für das Blockwerk. Ein Teil der Nachsturzmassen kann sich schon beim Niedergang der Absitzung auf den Hauptbergsturz gelegt haben. Möglicherweise handelt es sich bei der Schwelle im N-Teil des Blindsees um eine Schuttschleppe der abgesessenen Scholle.

Die Anzahl der nachträglichen Abstürze ist nicht zu bestimmen.

Eine Datierung ist indessen zumindest für den Niedergang der Grobblockmassen möglich, die den Ausgang des Kälbertales versperrt und dort ein mächtiges Tonlager aufgestaut haben. In den Stausedimenten ist neben Weidenblättern und Fichtennadeln auch der Stamm einer Fichte (*Picea excelsa*) eingeschlossen. Die Blockierung des Kälbertales durch die Schuttbarriere muß damit zu einer Zeit erfolgt sein, als Fichten schon wieder in einer Höhe von 1250 m vorkamen. Dies war aber frühestens während der postglazialen Wärmezeit der Fall (s. Diagr. bei GAMS 1958, S. 26). Daraus ergibt sich zumindest für die Nachsturzmassen in der Nische ein postglaziales Alter.

Ein ähnliches Grobblockrelief wie der Nachsturz am Fernpaß bilden auch die Trümmermassen des Eibseebergsturzes, denn auch sie wurden nicht mehr von einem Gletscher überfahren. Zwar nimmt VIDAL (1953, S. 76) einen Niedergang des Blockwerks auf Eisreste an, doch spricht er nicht von einer Eisüberfahrung. Allenfalls wurde das Blockwerk in der unmittelbaren Umgebung des Eibsees noch von einem Lokalgletscher gestaucht.

Auch beim Eibseebergsturz beherrscht daher der Einzelblock das Kleinrelief. Nur selten erreichen die unregelmäßigen Bergsturzhügel einen Böschungswinkel von über 25° . Plane Abfälle von 35° - 39° Neigung finden sich allerdings in der unmittelbaren Umgebung des Eibsees und an wenigen anderen Stellen. Dies spricht tatsächlich für die von VIDAL angenommene örtliche Eisunterlagerung der Felssturzmassen. Die planen Abfälle sind daher wohl als Umlagerungsgehänge beim Abschmelzen der überschütteten Toteisreste entstanden.

In Übereinstimmung mit dem Nachsturzrelief am Fernpaß steht außerdem der von HEIM (1921, S. 435) erwähnte grobblockige Strom des Bergsturzes im Kandertal, der ebenfalls nicht mehr mit dem Eis in Berührung kam (S. 436).

Wie am Fernpaß lässt sich schließlich auch im Bereich des Flimser Bergsturzes das Gebiet eines eisüberströmten Hauptsturzes mit seinen planen Abdachungen vom rauhhöckerigen, moränenlosen Grobblockrelief eines Nachsturzes unterscheiden (s. S. 100).

Bei den nicht mehr vom Eise berührten Bergsturzlandschaften treten demnach die locker gelagerten Großblöcke eigenständig hervor und prägen das Kleinrelief. In eisüberfahrenen Trümmergebieten hingegen sind die Felsbrocken in eine dichte Packung feinen Schutts eingebettet. Sie ordnen sich daher viel eher in das allgemeine Hanggefälle ein.

Dieser am Fernpaß besonders deutlich ausgeprägte Gegensatz zwischen dem eisüberformten Trümmerrelief und dem rauhhöckerigen Nachsturzgebiet erbringt einen neuen Beweis für das hohe Alter des Hauptsturzes.

Nach der Datierung der Haupt- und Nachstürze kann nunmehr eine Chronologie der Ereignisse am Fernpaß aufgestellt werden:

M CHRONOLOGIE DER BERGSTURZLANDSCHAFT

Die drei Schwierigkeiten, die einer Eisüberfahrung der Bergsturzlandschaft im Wege standen, sind nunmehr beseitigt.

Es gelang, die *Gesetzmäßigkeiten* des Bergsturzreliefs auf randglaziale Umlagerungen zurückzuführen.

Eben diese Umlagerungsvorgänge erklären im Verein mit den Nachstürzen die Lücken in der Moränenverbreitung.

Nachdem sich die verschiedenen Befunde zwanglos zusammenfügen, ist die *posthochwürmzeitliche Datierung* des überfahrenden Inngletscherarms gesichert.

Damit ergibt sich folgende Chronologie der Ereignisse am Fernpaß:

1. Der hochwürmzeitliche Inngletscherarm strömte durch die Fernpaßfurche und unterschnitt die E-Flanke des Loreakopfes.
2. Beim anschließenden Eisrückgang verlor das Abbruchsgehänge sein Widerlager und der Fernpaßbergsturz ging nieder. Die Talfahrt kann allerdings erst erfolgt sein als sich der Inngletscher schon bis mindestens Seehaus im Gurgltal zurückgezogen hatte, denn so weit reichen die äußersten Tomahügel.
3. Bei einem erneuten kurzfristigen Vorstoß überfuhr der Inngletscher den Fernpaßbergsturz in seiner ganzen Länge. Dabei schuf er die Luv- und Leeabdachungen der hohen Schuttwälle. Außerdem übersteilte er die Flanken der Tomahügel.
4. Am Rande des abschmelzenden Inneises entstanden die glattflächigen Ausgleichshalden wie auch die scharfen, geradlinigen Kanten und Firste der Trümmerhügel.
5. Nach der Allerödschwankung schoben sich die schlernstadialen Lokal-gletscher auf die Bergsturzlandschaft. Die Endmoränen eines Schlem-gletschers aus dem Tal nördlich der Handschuhspitze stauten den Weißen-see auf. Auch die Talquerstellung der Tomahügel bei Biberwier erfolgte durch einen schlernzeitlichen Lokal-gletscher.
6. Nach dem endgültigen Rückzug des Eises wurde das unter glazialen und randglazialen Verhältnissen besonders stark überformte Bergsturzrelief sofort fixiert.
7. Die Absitzung am Ausgang des Kälbertales erfolgte nach dem Niedergang des Hauptbergsturzes und wahrscheinlich auch nach dem posthochwürm-

zeitlichen Inngletschervorstoß. Andererseits ist sie älter als der Nachsturz, der in ihr Nackentälchen eingreift.

8. Der Nachsturz oder die Nachstürze im Bereich der Abbruchsnische ereigneten sich frühestens in der postglazialen Wärmezeit. Ob die Grobblockeinlagerung in der Umgebung des Blindsees demselben Absturz angehört, oder ob sie älter ist, läßt sich nicht nachweisen.
9. Die fluviatile Erosion ist heute nur an wenigen Stellen tätig und zeigt auch dort meist nur geringe Wirkungen.

Die Bersturzlandschaft am Fernpaß ist demnach ein fossiles Relief, das seine heutigen Züge der Prägekraft der glazialen und randglazialen Überformung verdankt.

XIII DIE BEDEUTUNG DES FERNPASSBERGSTURZES

Bedeutung über den engeren Bereich des Trümmergebietes hinaus erhält die Analyse der Bergsturzlandschaft am Fernpaß erst durch eine Zusammenschau mit den talgeschichtlichen Fragen der Umgebung und durch Vergleichsstudien mit anderen Bergstürzen.

A DIE TALGESCHICHTLICHE BEDEUTUNG DES FERNPASSBERGSTURZES

Eine S-Entwässerung des Lermooser Beckens, nach der Zerschlagung der pliozänen Querverbindung über die Törlen, ist durchaus wahrscheinlich. Dafür sprechen die drei S-gerichteten Täler bzw. Taltorsi nördlich von Ehrwald, das N-S-Gefälle vom Lermooser Becken zum Gurgltal und die gleichsohlige Einmündung der Fernpaßfurche in das Innsystem (s. S. 15).

PENCK glaubt nun, daß die S-Entwässerung des Lermooser Beckens erst durch den Fernpaßbergsturz unterbrochen worden sei[†]. Der dadurch im Lermooser Becken aufgestaute See habe daraufhin den engen Überflußdurchbruch der

[†] A. i. E., S. 293; vgl. AMPFERER 1904 a, S. 80, WUNDERLICH 1913, S. 333 f. u. LEVY 1920, S. 117 f.

Loisach geschaffen.

Gegen diese Vorstellung ist jedoch eine Reihe von Einwänden zu erheben:

Selbst wenn der Fernpaßbergsturz den Anstoß zur Entwässerungsumkehr gegeben hätte, so wäre er nicht ihre primäre Ursache gewesen. Der eigentliche Grund der Anzapfung war vielmehr die tiefere Erosionsbasis des Werdenfelser Beckens. Der angebliche Überflußdurchbruch kann bei Paß Ehrwald nur eine Wasserscheide vorgefunden haben, die schon unter 1100 m eingetieft war. Hätte sie höher gelegen, so wäre der See im Lermooser Becken über die Talwasserscheide bei Lähn im Zwischentorental (1110 m) abgeflossen (vgl. LEVY 1920, S. 117).

Doch selbst die auslösende Rolle des Fernpaßbergsturzes bei der Entwässerungsumkehr ist höchst zweifelhaft: Die S-Entwässerung des Lermooser Beckens war wohl schon während der mehrphasigen pleistozänen Talverschüttung des Gurgltales und der Fernpaßfurche aufgehoben worden. Die Erosionsrelikte der präwürmzeitlichen Talverschüttung ragen im Gurgltal heute noch bis 1060 m auf und liegen damit etwa 100 m über dem derzeitigen Aufschüttungsboden des Lermooser Beckens.

Auch würde ein durchgehendes N-S-Gefälle der Fernpaßfurche ein Bergsturzvolumen von $1,3 \text{ km}^3$ voraussetzen. Da die Bergsturzniche jedoch nur ein Maximalvolumen von 1 km^3 besitzt ist zu vermuten, daß sich unter den Trümmermassen eine flache Fels- oder Schuttschwelle verbirgt (s. S. 55 f.).

Den endgültigen Beweis gegen eine Entwässerungsumkehr durch den Fernpaßbergsturz liefert die Loisachschlucht. Der Fluß hat hier eine über 100 m tiefe, breite Schlucht in den widerständigen Plattenkalk eingesägt. Demgegenüber konnten die wasserreichen Bäche im Bergsturzgebiet nicht einmal ihre Gefällsstufen im Lockermaterial ausgleichen (s. S. 85). Dies bedeutet aber, daß die Loisachschlucht und damit die N-Entwässerung des Lermooser Beckens viel älter sein muß als der Fernpaßbergsturz.

Eine weitere Bestätigung des hohen Alters der Loisachschlucht liefert schließlich ihre spätglaziale Verschüttung durch den von E her eindringenden Sandkegel (s. S. 44). Am W-Fuß dieses Schuttkegels hat die Loisach eine schmale, etwa 50 m tiefe Schlucht eingekerbt ohne am orographisch rechten Gehänge anstehenden Fels freizulegen. Der Loisachdurchbruch war daher schon vor seiner spätglazialen Verschüttung mindestens in seiner heutigen Tiefe vorhanden. Eine Tiefenerosion von über 100 m im Plattenkalk, in der Zeit zwischen dem Rückzug des Würmeises und dem Spätglazial, ist kaum möglich. Dies umso weniger als die Loisach nach der spätglazialen Verschüttungsperiode an derselben Stelle nur eine schmale, etwa 50 m tiefe Schlucht im Lockermaterial

auszuräumen vermochte.

Der postwürmzeitliche Fernpaßbergsturz erweist sich damit erneut weit jünger als die Entwässerungsumlenkung in der Loisachschlucht.

B DIE BERGSTURZLINIE ÖTZTAL-FERNPASS -EIBSEE

Der Fernpaßbergsturz ist ein Glied in einer Kette von Bergstürzen, die vom Ötztal durch die Fernpaßtalung zum Eibsee zieht. Es liegt daher nahe, diese Bergstürze in ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

PENCK (1925 a, S. 225) führt auch tatsächlich den Niedergang des Eibsee-, Fernpaß- und Tschirgantbergsturzes, sowie den des Bergsturzes von Habichen, auf die Erschütterung bei einer angeblich postglazialen Maaraussprengung von Köfels zurück.

Auch REITHOFER (1932, S. 335) stellt die verschiedenen Abstürze in einen Zeitraum, den er "Köfeler Periode" nennt und zwischen Gschnitz I und Gschnitz II festsetzt.

Eine zeitliche Parallelisierung von Bergstürzen, die bis zu 35 km auseinanderliegen, ist jedoch sehr gewagt. Aus ihrer Anordnung in einer Linie darf noch nicht auf gleichzeitigen Niedergang geschlossen werden.

Es ist daher nicht verwunderlich, wenn sich bei der Untersuchung der Trümmerlandschaften ein unterschiedliches Alter der Massenbewegungen ergibt.

Schon die Mehrphasigkeit des Tschirgantbergsturzes (vgl. AMPFERER 1915 a, S. 292) und des Fernpaßbergsturzes spricht gegen eine einheitliche Bergsturzperiode.

Die zeitliche Differenzierung der Abstürze wird außerdem unterstrichen durch den unmittelbar posthochwürmzeitlichen Niedergang des Hauptsturzes am Fernpaß, der dem gschnitzstadialen Ereignis von Köfels lange vorausging.

Auch beim Tschirgantbergsturz ergibt sich ein zumindest schlernzzeitliches Alter der Haupttrümmermasse, denn seine südlichen Ausläufer werden noch von Ötztaler Grundmoräne bedeckt.

Am ehesten ist eine gschnitzzeitliche Talfahrt noch beim Eibseebergsturz denkbar.

Die Massenbewegungen in der Bergsturzlinie Köfels-Fernpaß-Eibsee können daher keinesfalls synchron erfolgt sein.

Hiermit wird zwar eine zeitliche Parallelisierung der Abstürze gelehnt, doch ist ein tektonischer Zusammenhang durchaus möglich:

So mag die besonders dichte Häufung der Felsstürze und Absitzungen in der Fernpaßfurche und am Rande des Lermooser Beckens auf ihre Lage an der Deckengrenze zurückzuführen sein. Die Bergsturzmoräne im Tal nördlich der Handschuhspitze, die Absitzung vom Wampeten Schrofen, sowie die Felsstürze von den Zunterköpfen und der Wettersteinwestwand sind jeweils an die Stirn der Inntaldecke bzw. der Wettersteinmasse gebunden. Die Talfahrt des Fernpaßbergsturzes und seiner Nachstürze erfolgte in unmittelbarer Nähe der Deckengrenze. An der Naht zwischen Kalkalpen und den Zentralalpen liegen schließlich die Bergsturzmassen vom Tschirgant.

Eine ähnliche Abhängigkeit der Massenbewegungen vom Deckenbau erwähnt auch STAUB, R. (1938 b, S. 77-82) bei den Bergstürzen von Flims und Sierre.

KRAUS (1931, S. 77-82) nimmt auf der Strecke Nassereith-Fernpaß-Lermooser Becken-Eibsee-Garmisch eine Erdbebenherdlinie an. Welche Bedeutung diese Linie für den Niedergang der Massenbewegungen im Fernpaßgebiet besitzt, lässt sich nicht bestimmen.

C VERGLEICHSSSTUDIEN MIT DEN BERGSTURZLANDSCHAFTEN VON EMS UND FLIMS

Die Zusammenschau mit dem Eibsee- und Tschirgantbergsturz gab wertvolle Hinweise für das Verständnis der Trümmerlandschaft am Fernpaß. Umgekehrt lassen sich aber auch die am Fernpaß gewonnenen Ergebnisse auf andere Bergstürze übertragen. Dies soll am Beispiel der klassischen Bergsturzlandschaften von Ems und Flims versucht werden:

Die Eisüberfahrung der Trümmerlandschaften im Rheintal⁺ lässt einen Formenschatz erwarten, der dem am Fernpaß gleicht:

Tatsächlich werden auch große Teile der Bergsturzoberfläche bei Ems und Flims von regelmäßig geformten Hügeln mit glattflächigen Abdachungen und geradlinigen Firsten oder Kanten beherrscht.

⁺ Die Überkleisterung des Trümmerwerks durch Rheingletschermoräne wird u. a. von STAUB, W. (1910, S. 3-9) und HEIM (1921, S. 400) beschrieben.

Dies gilt insbesondere für die "Tummas" von Ems, von denen ja die "Tomas-landschaft" überhaupt erst ihren Namen erhielt.

Mit Recht deutete schon STAUB, W. (1910, S. 9) die Trümmerhügel bei Ems als Erosionsrelikte aus dem Innern einer einst viel größeren Bergsturzmasse. Die kräftige mechanische Beanspruchung, die derjenigen beim Flimser Bergsturz nur wenig nachsteht, konnte nur in einem mächtigen Bergsturzkörper zustandekommen, dessen bescheidene Überreste die Tomahügel darstellen (S. 9). Für die Isolierung der Aufragungen und ihre heutige Gestalt macht STAUB, W. jedoch weniger die Glazialerosion als vielmehr die fluviatile Zerschneidung verantwortlich (S. 10). Dies wird besonders deutlich, wenn er versucht, die Verflachungen auf den Erhebungen und an deren Flanken mit dem obersten Terrassenniveau der Rheinschlucht im Bereich des Flimser Bergsturzes zu verknüpfen (S. 23). Dem Gletschervorstoß, der erst nach der Herausbildung der Flachzonen die Hügel überschritten haben soll, mißt er demnach nur sehr geringe Bedeutung bei. STAUB, W. unterschätzt hier wohl die Kraft der Glazialerosion, denn der Rheingletscher hätte die kleinen Terrassen im Lockermaterial bestimmt beseitigt. Die Plattformen auf den Hügeln sind wohl eher als Schmelzwasserbildungen beim Rückzug des Eises zu deuten (s. S. 81 f.). Andererseits überschätzt STAUB, W. die Mitwirkung der fluviatilen Abtragung: Wenn die Seitenerosion des Rheins seit dem Gletschervorstoß noch nicht in der Lage war die geringnächtige Moränenüberkleisterung der Erhebungen zu beseitigen, so ist wohl auch für die Zeit vor der Eisüberfahrung keine grundlegende fluviatile Umgestaltung der Trümmerhügel anzunehmen. Außerdem hätte der Rhein die einst viel mächtigere Bergsturzmasse in einer engen Schlucht durchsägt, wie er dies beim Flimser Bergsturz getan hat. Die Herauspräparation isolierter Hügel ist demgegenüber sicher ein Werk des Eises.

Wie am Fernpaß beruht daher auch hier die regelmäßige Gestalt der Hügel auf glazialer und randglazialer Überformung.

Eine eindeutig randglaziale Bildung ist z. B. die geschichtete Ausgleichshalde am planen S-Abhang des Tumma Patrusa (P. 631, westlich von Ems). Dieser schon von STAUB, W. (1910, S. 5) erwähnte Gehängeschuttmantel legt sich auf eine stark zerstörte Bergsturzscholle und wirr gelagertes Blockwerk. Die scharfe Trennungsfläche zwischen der Ausgleichshalde und dem Hügelkern fällt unter 40° nach S ein und stellt die glazial übersteilte Hügelflanke dar. Die Ausgleichshalde selbst ist das Umlagerungsprodukt der nach dem Abschmelzen des Eises labil gewordenen oberen Partien des Tumma Patrusa. An ihrer Basis 4 - 5 m mächtig keilt die Halde auf halber Höhe der Erhebung aus. Ihre Schichten sind auf der Kappungsebene des Hügelkerns noch etwa 40° geneigt. Die höheren Lagen werden jedoch zunehmend flacher, bis sie sich schließlich auf

den materialspezifischen Winkel von 35° einspielen. Dieselbe Böschung besitzt auch der plane S-Abfall des Hügels, der ja durch diese Ausgleichshalde gebildet wird.

Ähnlich gut geschichtete Ausgleichshalden sind auch unter den glattflächigen Abdachungen der Bergsturzmasse Crest Aulta (südlich der Emser Werke) und unter der planen S-Flanke des Hügels Erlacresta (am S-Rand des Flimser Bergsturzes westlich von Versam) aufgeschlossen. Sicher verbergen sich unter den glattflächigen Flanken der übrigen Tomahügel ebensolche Ausgleichshalden.

Derartige plane Umlagerungsgehänge kommen jedoch nur im lockeren Bergsturzmaterial zustande. War die Sturzmasse zwar stark zerrüttet aber gut gefügt, wie z.B. die einheitliche Bergsturzscholle des Tumma Casti, so brach der Hügel nach der glazialen Übersteilung nicht in sich zusammen.

Der Tumma Casti (P. 639, bei Ems) besitzt daher durchweg unregelmäßige Abfälle. Seine geringe randglaziale Umgestaltung erklärt die völlige Erhaltung des Moränenüberzugs. Die glaziale Übersteilung seiner Flanken wurde nur durch solifluidale Bewegungen innerhalb der Moränenhaut selbst ausgeglichen. So z.B. wird der bis zu 51° geneigte N-Abfall der Scholle durch drei übereinanderliegende Solifluktionsschichten gestützt. Dabei zeigt vor allem die unterste dieser Schichten eine innige Vermengung von kantigem Trümmerschutt und Moräne.

Nicht nur der Tumma Casti, sondern auch einige der anderen Trümmerhügel bei Ems weichen stark von der Idealgestalt der Tomahügel ab. Diese Unterschiede in der Form sind wohl auf die wechselnde Standfestigkeit des heterogenen Bergsturzkörpers im Rheintal zurückzuführen. Am Fernpaß hingegen sind die Tomahügel durchweg im einheitlichen Lockerschutt angelegt. Daher kommen hier die Gesetzmäßigkeiten der Tomalandschaft viel deutlicher zum Ausdruck.

Regelmäßig geformte Schutthügel erheben sich auch auf dem Rücken des Flimser Bergsturzes.

Die enge Verwandtschaft mit dem Fernpaßbergsturz zeigt sich hier vor allem in der lückenhaften Moränenüberkleisterung.

Diese Lücken in der Verbreitung der Grundmoräne waren ausschlaggebend für die seitherige spätglaziale Datierung des Flimser Bergsturzes⁺.

Nach PENCK's Ansicht schließt der Moränenmangel zwischen dem Laaxer Tobel und dem Lag la Cauma eine Überfahrung der Trümmer-

⁺ vgl. u.a. A.i.E., S. 437 f. u. STAUB, R. 1938 b, S. 66-75.

landschaft durch den würmzeitlichen Rheingletscher aus.

Stichprobenhafte Untersuchungen ergaben jedoch, daß das moränenlose Gebiet im Bereich der Ausgleichshalden und im Nachsturzgebiet liegt.

Eine Wechsellagerung kantiger Schutt - Moräne - kantiger Schutt, wie sie am Fernpaß festgestellt werden konnte, hat GSELL (1918, S. 137 u. 143) auch an verschiedenen Schutthügeln des Flimser Bergsturzes beobachtet, so z.B. nahe der Straße Versam-Valendas und südöstlich des Lag la Cauma. Er sieht jedoch in dem überlagerten kantigen Schutt durchweg Obermoräne der überfahrenden Gletscher (S. 143).

Auf die Unhaltbarkeit dieser Ansicht hat schon OBERHOLZER hingewiesen (1933, S. 602). Ob diese Wechsellagerung ebenfalls auf Ausgleichsbewegungen glazial übersteilter Bergsturzhügel zurückzuführen ist, bleibt noch nachzuprüfen.

Auch das Grobblockwerk westlich des Crestasees wurde von GSELL (1918, S. 145) als Obermoräne oder höchsten Bergsturzmoräne bezeichnet. Da die Blockstreu jedoch denselben petrographischen Bestand aufweist wie die schroffen Malm- und Kreidekalkwände des Flimser Steins, an deren Fuße sie liegt, handelt es sich wohl eher um einen Nachsturz. Dafür spricht auch das Fehlen der Moräne im Bereich des rauhhöckerigen Blockreliefs.

Dieser nachträgliche Absturz ist ein Vorläufer des rezenten Felssturzes von Fidaz, dessen weiter im NE gelegenes Ablagerungsgebiet ebenfalls eine wilde Grobblockstreu zeigt. Besonders deutlich ist hier die scharfe Umgrenzung des Trümmerstromes zu erkennen.

Der Nachsturz westlich des Crestasees steht jedoch nicht in Zusammenhang mit der Nachhut des Flimser Bergsturzes, die OBERHOLZER (1933, S. 599 f.) im Bereich der Abbruchsnische westlich des Flimser Steins festgestellt hat.

Bei Annahme von Nachstürzen und randglazialen Umlagerungen verliert die nur spätglaziale Datierung des Flimser Bergsturzes an Beweiskraft, denn die Lücken in der Moränenverbreitung können nunmehr auch bei einer Eisüberfahrtung des gesamten Trümmergebietes erklärt werden.

Als weiteres Kriterium für postwürmzeitliches Alter führt PENCK (A.i.E., S. 438) jedoch den Mangel an erratischen Geschieben in der Bergsturznische an. Doch auch dieser Befund vermag einen spätglazialen Niedergang des Flimser Bergsturzes nicht zu bestätigen: Hinreichend erklärt wird der Kristallin-

mangel in der Nische schon durch die starke würmzeitliche Eigenvergletschung der Segnesgruppe, trägt doch der Vorab heute noch einen Gletscher. Ferner war die Nische von spätglazialen Lokalgletschern eingenommen, die die Erratika beseitigen konnten. Und schließlich liegt auf dem Boden des Abbruchsgebietes der von OBERHOLZER festgestellte Nachsturz, der eine evtl. vorhandene Moräne überdeckt.

Die spätglaziale Datierung des Flimser Bergsturzes ist nunmehr auch für das Abbruchsgebiet nicht mehr zwingend.

Viel wahrscheinlicher ist ein präwürmzeitlicher Niedergang des Flimser Bergsturzes, wie ihn schon HEIM (1921, S. 400) für möglich gehalten hatte.

Dafür spricht folgender Befund: Der Stromstrich der Bergsturzmassen bricht südlich des Mutta-Hügels abrupt ab und macht einer tiefen trogartigen Mulde Platz. Da dieser Trog durch Rheingletschermoräne ausgekleidet ist, liegt es nahe, seine Eintiefung auf die Erosion des Rheingletschers zurückzuführen.

In die breite glaziale Ausraumzone hat dann der Rhein in mehreren Phasen seine schmale bis zu 200 m tiefe Schlucht eingesägt.

Der über 300 m tiefe und über 3 km breite Trog kann jedoch nie durch einen kurzfristigen spätglazialen Rheingletschervorstoß ausgeschürft worden sein. Die Erosionsleistung entspricht vielmehr der des würmzeitlichen Inngletschers, der in die präwürmzeitlichen Inntalterrassenschotter einen über 200 m tiefen Trog eingegraben hat. Damit ist aber der Flimser Bergsturz zumindest präwürmzeitlich.

Auch bei anderen interglazialen oder interstadialen Bergstürzen in den Schweizer Alpen bildet die spärliche Verbreitung der Moräne ein Problem (HEIM 1932, S. 185). Es bleibt nachzuprüfen, ob auch hier nachträgliche Umlagerungen am Werke waren.

Der Vergleich mit den Bergstürzen von Ems und Flims sollte zeigen, daß die Probleme des Fernpaßbergsturzes in abgewandelter Form auch bei anderen Trümmerlandschaften wiederkehren und daß der Untersuchung des Fernpaßbergsturzes daher eine überregionale Bedeutung zukommt.

Dennoch besitzt jeder Bergsturz eine ausgesprochene Individualität. Diese wird nicht nur geprägt von der Beschaffenheit des Sturzmaterials und der Struktur des Abbruchsgebietes, sondern auch von den morphologischen Verhältnissen des Talraums, in den der Absturz erfolgte. Daher sei im Schlußkapitel die enge Wechselbeziehung zwischen dem Fernpaßbergsturz und seiner Umgebung herausgestellt:

XIV GESAMTBILD DER FERNPASSTALUNG

Das beherrschende morphologische Element der Fernpaßfurche ist der Fernpaßbergsturz.

Da die Probleme dieser Trümmerlandschaft eng mit den morphologischen Problemen der Umgebung verquickt sind, wurden sie im Rahmen einer formenkundlichen Monographie des gesamten Fernpaßgebietes untersucht. Dabei bestimmte die Ausdehnung des Fernpaßbergsturzes die Abgrenzung des Arbeitsbereichs.

Zunächst wurde die stratigraphische Trennungsfunktion der Fernpaßfurche zwischen den Hauptdolomitbergen im W und dem Wettersteingebirge im E herausgestellt. Für die Deutung der Lokalmoränenvorkommen, die bei Biberwier und am Weißensee das Trümmerwerk des Fernpaßbergsturzes überlagern, erwies sich dieser gesteinsmäßige Gegensatz besonders wichtig.

Auch tektonisch bildet der Fernpaß eine Grenze zwischen der Lechtal-Decke im W und der Inntal-Decke im E. Die Lage an der Stirn der Inntal-Decke war möglicherweise eine der Ursachen für die Massenbewegungen in der Fernpaßfurche und am E-Rand des Lermooser Beckens.

Als strukturbedingt erwiesen sich nicht nur sämtliche wichtigen Täler und Jöcher des Fernpaßgebietes, sondern auch die Abbruchsnische des Fernpaßbergsturzes, denn sie liegt im Bereich einer Zone intensiver Gesteinszerrüttung. Die Talfahrt der postglazialen Nachsturzmassen erfolgte ebenfalls aus dieser Schwächezone.

Der Fernpaß hatte jedoch nicht nur Scheidefunktion, denn im Pliozän war er ein wichtiges talgeschichtliches Bindeglied zwischen dem inneralpinen Längstalsystem des Inn und dem randalpinen Bereich. Diese Querentwässerung wurde allerdings noch während des Pliozän zerschlagen.

Außerdem war der Fernpaß während der Eiszeit die Durchgangspforte für einen mächtigen Inngletscherarm.

In ihrer pleistozänen Entwicklung wurde die Fernpaßfurche in den mehrfachen Sedimentations- und Erosionsprozeß des Inntalsystems einbezogen. Eine interglaziale oder frühglaziale Verschüttungsperiode bot wohl auch den Anlaß zur Umlenkung der ursprünglichen S-Entwässerung des Lermooser Beckens. Für den Loisachdurchbruch im N, durch den das Lermooser Becken heute entwässert, ergab sich aus verschiedenen morphologischen Kriterien ein weit höheres Alter als das des posthochwürmzeitlichen Fernpaßbergsturzes. Daher war es nicht erst der Bergsturz, der die Wasserscheide in der Fernpaßfurche

schuf.

Der mächtige Inngletscherarm vermochte die pleistozäne Schuttfüllung des Fernpaßtales wiederauszuräumen. Auch war wohl der Flankenschliff dieses Eisstromes der Anlaß für die Talfahrt des Fernpaßbergsturzes.

Die Bühl-Ufermoränen, die PENCK bei der Nassereither Alpe festzustellen glaubte, erwiesen sich als Härtlingsrippen aus Hauptdolomit. Dennoch zwingt die Moränenüberkleisterung des Bergsturzmaterials in der Paßfurche zur Annahme eines kurzfristigen, posthochwürmzeitlichen Inngletschervorstoßes, der im Trümmerrelief deutliche Spuren hinterließ.

Die Asymmetrie der Schuttwälle des Fernpaßbergsturzes und die Überformung seiner Tomahügel sind ein Werk der Eisüberfahrung. Die Gesetzmäßigkeiten des Trümmerreliefs, die glattflächigen Abfälle, sowie die scharfen Kanten und Firste entstanden jedoch erst am Rande des abschmelzenden Eises.

Im Spätglazial erreichten verschiedene schlernstadiale Lokalglletscher das Bergsturzgebiet. Bei Biberwier überformte der Hangglletscher von der Sonnspitzwestflanke die Tomahügel. Daraus ergab sich die radiale Anordnung der Schneiden auf diesen "Bichln".

Bei den Wallkomplexen der spätglazialen Lokalvergletscherung handelt es sich jeweils um mehrphasige Aufschüttungen. Innerhalb der daunzeitlichen Zungenbecken des Schwärz-, Drachen- und Seebenkares konnten die Zeugen mindestens eines Neuvorstoßes der rasch reagierenden Lawinengletscher nachgewiesen werden.

Nicht nur die Moränen, sondern auch die Ablagerungen der spät- und postglazialen Talverschüttung verzahnen sich eng mit dem unruhigen Trümmerrelief:

Am Fuße des NW-Abfalls der Mieminger Kette und der Wettersteinwestwand fordern die mächtigen Schutthalden, wie auch die ausgedehnten Mur-, Schwemm- und Sandrkegel eine spät- und postglaziale Rückwitterung der Stirn der Inntaldecke und der Wettersteinmasse. Bestätigt wird die Rückverlegung der Deckenstirn durch die Anschneidung von Schutthalden, die sich am NW-Abfall der Mieminger Kette auf ein älteres Niveau eingestellt hatten.

Ein Rückweichen der Wettersteinwestwand und des NW-Absturzes der Mieminger Kette wird außerdem durch die Absitzungen, Felsstürze und Bergsturzmoränen an deren Fuße verlangt.

Im Bereich der prähochwürmzeitlichen Bergzerreißung des Schachtkopfes erreicht die Rückwitterung einen Mindestbetrag von 1/2 - 1 km.

Weit jünger als die en-bloc-Bewegung dieser Wettersteinkalkscholle ist die Absitzung nördlich der Fernpaßhöhe, denn sie kann erst nach der Talfahrt des posthochwürmzeitlichen Fernpaßbergsturzes niedergegangen sein.

Nicht nur die Abstürze der näheren Umgebung, sondern auch die Bergstürze am Eibsee und Tschirgant, wie auch die von Ems und Flims eignen sich gut zu Vergleichsstudien mit der Trümmerlandschaft am Fernpaß:

Ebenso wie der Fernpaßbergsturz sind die Trümmergebiete am Tschirgant und Dobratsch mehrphasige Aufschüttungskörper. Auch im Bereich des Flimser Bergsturzes legt sich die wilde, rauhhöckerige Grobblockstreu einer jüngeren Felssturzgeneration auf den z. T. verwaschenen, moränenverschmierten Rücken des Hauptsturzes.

Regelmäßig geformte Schutthügel wie am Fernpaß finden sich bei den eisüberströmten Bergstürzen von Ems, Flims und Sierre. Es erhebt sich daher die Frage, ob derartige Tomahügel die Leitformen eisüberfahrener Trümmerlandschaften sind.

Für die Erhaltung des glazialen und randglazialen Formenschatzes waren auf dem Schuttkörper am Fernpaß besonders günstige Bedingungen gegeben, denn der Trümmerstrom fiel in einen "abgestorbenen" Talast.

Demgegenüber liegt das Trümmerwerk am Tschirgant und bei Flims in sehr aktiven Haupttälern. Es wurde daher durch tiefe Schluchten zerschnitten. Weit besser wurde es im abgeschlossenen Talraum des Eibsees und in dem außer Funktion gesetzten Talast von Parpan-Lenzerheide (HEIM 1932, S. 135-137) konserviert.

Schuf der Fernpaßbergsturz auch keine neue Wasserscheide, so erhöhte er doch die Paßlandschaft in entscheidendem Maße; und er gibt ihr auch das heutige Gepräge. So zählt auch SÖLCH (1908, S. 253) die Bergsturzscheide am Fernpaß, zusammen mit den Moränen- und Schwemmkegelpässen, zu den Aufschüttungsscheiden.

Wichtig sind jedoch neben den morphologischen Wirkungen des Fernpaßbergsturzes seine pflanzengeographischen und vor allem seine anthropogeographischen Folgen:

Der Trümmerstrom schuf eine Schuttlandschaft, deren durchlässiger Untergrund nur mit Föhren- und Fichtenwäldern bestockt ist.

Er errichtete auch die Barriere, an der der Vorstoß der Alemannen im 6. Jh. n. Chr. sein Ende fand.

Selbst heute noch zieht die Grenze zwischen dem Landesteil Außerfern und dem übrigen Tirol über den Fernpaß.

Schon in der Römerzeit wurde jedoch dieses Hindernis überwunden: davon zeugen die Bezeichnung "Römerweg" südwestlich des Weißensees und ein wieder-aufgedecktes Stück der alten Römerstraße, der Via Claudia Augusta, bei Biberwier.

Im Mittelalter zog die sogenannte "Obere Straße" über den Fernpaß und vermittelte den Italienverkehr. Dieselbe Funktion übt heute die gut ausgebauten Fernpaßstraße aus.

Nicht zuletzt schuf der Fernpaßbergsturz eine äußerst reizvolle kleinhügelige Landschaft, zwischen deren dichten Wäldern smaragdgrüne Seen hervorleuchteten.

Und schließlich bildet die Trümmerlandschaft ein vielseitiges morphologisches Arbeitsgebiet, dessen Probleme in enger Wechselbeziehung stehen mit der talgeschichtlichen und glazialmorphologischen Problematik des Inntalsystems einerseits und des randalpinen Bereichs andererseits, wie auch mit den Fragen der spätglazialen Lokalvergletscherung in der Mieminger Kette im E und den Lechtaler Alpen im W.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, A.: Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie.
Z. f. Geomorph., 5, 1930, S. 201-223.
- AMPFERER, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1902, S. 170-180.
- Über Wandbildung im Karwendel.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1903, S. 198-204.
- Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1904 a, S. 73-87.
- Studien über die Inntalterrassen.
Jb. k. k. geol. R. -A. 54, 1904 b, S. 91-160.
- Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wetterstein-gebirges.
Jb. k. k. geol. R. -A. 55, 1905 a, S. 451-560.
- Einige allgemeine Ergebnisse der Hoch-gebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1905 b, S. 118-125.
- Über die Terrasse von Imst-Tarrenz.
Jb. k. k. geol. R. -A. 55, 1905 c, S. 369-374.
- Über Gehängebreccien der Nördlichen Kalkalpen.
Jb. k. k. geol. R. -A. 57, 1907, S. 727-752.
- Über die Entstehung der Inntalterrasse.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1908, S. 87-97.

- AMPFERER, O.: Über die Entstehung der Inntalterrassen.
Z. f. Glkde. 3, 1908/09, S. 111-142.
- Gedanken über die Tektonik des südlichen
Wettersteingebirges.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1912 a,
S. 197-212.
- Über einige Grundfragen der Glazialgeologie.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1912 b,
S. 237-248.
- Besprechung mit O. Schlagintweit, C. K.
v. Loesch und H. Mylius über das Wetter-
steingebirge.
Verh. k. k. geol. R. -A. 1914,
S. 338-352.
- Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinnta-
tales.
Jb. k. k. geol. R. -A. 65, 1915 a,
S. 289-316.
- Über die Entstehung der Hochgebirgsformen
in den Ostalpen.
Z. d. D. u. Ö. A. V. 46, 1915 b, S. 72-96.
- Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte
der Republik Österreich. Blatt Lechtal.
Wien 1924, 55 S.
- Über den S-Rand der Lechtaler Alpen
zwischen Arlberg und Ötztal.
Jb. geol. B. -A. 80, 1930, S. 407-451.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke.
Jb. geol. B. -A. 81, 1931, S. 25-48.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten
der Lechtaler Alpen im Maßstab 1:25 000.
Wien 1932, 125 S.
- Neue Wege zum Verständnis des Flimser
Bergsturzes.
S. -B. Akad. Wiss. Wien, math. -naturw. Kl.,
Abt. 1, 143, 1934, S. 123-135.

- AMPFERER, O.: Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.
Jb. geol. B. -A. 85, 1935, S. 343-366.
- Die Höttinger Breccie und das Hafelekar. Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich. 2. Teil, Wien 1936, S. 56-66.
- Bergzerreißen im Inntalraume. S. -B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 150, 1941, S. 97-114.
- AMPFERER, O. u. HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jb. k.k. geol. R. -A. 61, 1911, S. 531-710.
- AMPFERER, O. u. OHNESORGE, Th.: Erläuterungen zur Spezialkarte der Republik Österreich. Bl. Zirl-Nassereith. Wien 1924, 68 S.
- BLAAS, J.: Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Bd. 3, Nordtirol, Innsbruck 1902, S. 333-479.
- BOBEK, H.: Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. Forsch. z. Dt. Landeskunde, 30, 1934, 172 S.
- Die jüngere Geschichte der Inntalterrassen und der Rückzug der letzten Vergletscherung. Jb. geol. B. -A. 85, 1935, S. 135-189.
- H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntals (Tirol). Z. f. Glkde. 25, 1937, S. 300-302.
- BOBEK, H. u. AMPFERER, O.: Schlußvereisung oder Rückzugsstadien? Pet. geogr. Mitt. 76, 1930, S. 227-235.
- BÖGEL, H.: Ein tiefliegender Lokalmoränenrest bei Telfs (Nordtirol). Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 4, 1958, S. 117-118.

- BRÜCKNER, E.: Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen.
Z. d. Ges. f. Erdkde. Berlin 1923, S. 95-104.
- BRUNNER, H.: Die Landschaft von Chur und Umgebung.
Geogr. Helv. 4, 1949, S. 70-77.
- BÜHLER, H.: Alpine Bibliographie 1931-1938.
München 1931-1942. 8 Bde.
- BURCHARD, A.: Formenkundliche Untersuchungen in den
nordwestlichen Ötztaler Alpen.
Forsch. z. Dt. Landes- u. Volkskunde,
25, 1927, S. 145-219.
- DREYER, A.: Bücherverzeichnis der Alpenvereinsbücherei.
München 1927, 1123 S.
- Nachtrag (bis 1930) zum Bücherverzeichnis
der Alpenvereinsbücherei.
München 1939, 583 S.
- FALBESONER, H.: Der Fernpaß und seine Umgebung in Bezug
auf das Glazialphänomen.
Wien 1887, 41 S.
- FELS, E.: Der Plansee. Mitt. d. Geogr. Ges. München,
8, 1913, S. 381-463.
- Das Problem der Karbildung in den Ostalpen.
Pet. geogr. Mitt. Erg. -H. 202, 44, 1929,
S. 1-85.
- FROMME, G.: Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente
nacheiszeitlicher Landschaftsformen im
Karwendelgebirge.
Veröfftl. d. Museum Ferdinandeum in
Innsbruck, 35, 1955, S. 5-130.
- GAMS, H.: Die Allerödschwankung im Spätglazial. Z.
f. Glkde. u. Glazialgeol. 1, 1950,
S. 162-171.
- Fortschritte der Spätglazialforschung.
Z. f. Glkde. und Glazialgeol. 2, 1953,
S. 369-374.

- GAMS, H.: Die Alpenmoore.
Jb. d. Ver. z. Schutze d. Alpenpflanzen
u. -tiere. 1958, S. 15-28.
- GERMANN, K.: Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges.
Unveröffentl. Diplomarbeit a. d. Univ.
München, 1963 a.
- Der Bau der westlichen Mieminger Gruppe
im Bereich des Marienbergjochs.
Unveröffentl. Diplom-Kartierung a. d. Univ.
München, 1963 b, 33 S.
- GOLDBERGER, J.: Morphologische Beobachtungen am
Tschirgant bei Imst.
Alpengeogr. Studien, Schlerschriften,
65, 1950, S. 9-17.
- GRAUL, H.: Schotteranalytische Untersuchungen im
oberdeutschen Tertiärhügelland.
Abh. d. Bayr. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.,
N. F. H. 46, 1939, 56 S.
- GSELL, R.: Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen
im Vorderrheintal.
Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens.
N. F. 58, 1917/18, S. 127-202.
- HAMMER, W. u.
REITHOFER, O.: Vulkanismus und Glazialformation in
Österreich.
Führer f. d. Quartärexkursionen in
Österreich, 2. Teil, Wien 1936, S. 89-101.
- HARTUNG, G.: Das alte Bergsturzgebiet von Flims.
Z. d. Ges. f. Erdkde. zu Berlin,
19, 1884, S. 161-194.
- HÄUSING: Die Grube Silberleiten und die neuesten
Aufschlußarbeiten im Liegenden der
Wasserkluft.
Österr. Z. f. Berg- und Hüttenwesen,
46, 1898, S. 101-106.

- HEIM, A. : Über Bergstürze.
Neujahrsblatt hrsg. v. d. Naturf. Ges. auf das Jahr 1882, Bd. 84, 31 S., Zürich 1882.
- Der alte Bergsturz von Flims.
Jb. d. Schweizer Alpenclubs, 18, 1882/83, S. 295-309.
- Geologie der Schweiz. Bd. 2: Die Schweizer Alpen.
Leipzig 1921, 1018 S.
- Bergsturz und Menschenleben.
Zürich 1932, 218 S.
- HEIM, A. u.
- OBERHOLZER, J. : Zu Otto Ampferer's "Gleitformung der Glarner Alpen" und "Flimser Bergsturz".
Eclogae Geol. Helv. 27, 1934, S. 507-516.
- HEISSEL, W. : Quartärgeologie des Silltales.
Jb. geol. B. -A. 82, 1932, S. 429-468.
- H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales.
Z. f. Glkde. 24, 1936, S. 305-306.
- H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales.
Z. f. Glkde. 25, 1937, S. 302-304.
- Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales.
Jb. geol. B. -A. 97, 1954, S. 251-322.
- Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen.
Mitt. d. geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 95-132.
- HEUBERGER, H. : Gletschervorstöße zwischen Daun und Fernau in den nördlichen Stubaier Alpen.
Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 3, 1954, S. 91-98.
- Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai - älter als das Schlernstadium ?
Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 3, 1956, S. 365-368.

- HÖFER, H.v.: Gletscher- und Eiszeitstudien.
S.-B. Akad. Wiss. Wien, math. phys.
Kl. 79, 1. Abt., 1879, S. 331-367.
- KINZL, H.: Die Alpenvereinskarte des Wetterstein
und des Mieminger Gebirges.
Jb. d.D.A.V. 85, 1960, S. 5-19.
- KLEBELSBERG, R.v.: Glazialgeologische Notizen vom
bayrischen Alpenrand.
Z.f. Glkde. 7, 1912/13, S. 225-259;
u. 8, 1913/14, S. 226-262.
- Das Antlitz der Alpen.
Z. d. Dt. Geol. Ges. 77, 1925, S. 372-390.
- Neue Aufschlüsse im Gelände der
Höttinger Breccie.
Z.f. Glkde. 17, 1929, S. 319-323.
- Zur Frage der Schlußeiszeit in den Alpen.
Z.f. Glkde. 20, 1932, S. 133-134.
- Geologie von Tirol.
Berlin 1935, 872 S.
- Von der alpinen "Schlußvereisung".
Z.f. Glkde. 28, 1942/44 a, S. 66.
- Das Schlernstadium der Alpengletscher.
Z.f. Glkde. 28, 1942/44 b, S. 157-165.
- Glazialgeologische Beobachtungen am
Venet und Tschirgant im Oberinntal.
Z.f. Glkde. 28, 1942/44 c, S. 166-170.
- Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen.
Ber. d. naturwiss. med. Ver. in Innsbruck,
47, 1939/46, S. 9-32.
- Handbuch der Gletscherkunde und
Glazialgeologie.
Wien 1948 u. 1949, 2 Bde.
- Geologie um Imst. Imster Buch,
Schlernschriften 110, 1954, S. 1-19.

- KLEBELSBERG, R.v.: Außerferner Geologie. Außerferner Buch, Schlernschriften 111, 1955, S. 9-23.
- KLEBELSBERG, R.v. u. AMPFERER, O.: Rückzugsstadien oder Schlußvereisung. Z.f.Glkde. 17. 1929, S. 381-386.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. u. STEINMANN, H.G.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wiss. Veröffentl. d. D.u.Ö.A.V. 10, 1931, 231 S.
- KOEGEL, L.: Beobachtungen an Schuttkegeln in den Ammergauer Bergen. Mitt. d. Geogr. Ges. München, 14, 1920, S. 97-118.
- KRAUS, E.: Die Seismotektonik der Tiroler Alpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik, 30, 1931, S. 96-135.
- KREBS, N.: Die Ostalpen. Stuttgart 1928, 2 Bde.
- KUPKE, H.: Die großen Wandfluchten des Wetterstein- und Karwendelgebirges. Diss. Univ. München 1958, 83 S.
- LEHMANN, H.: Vorschläge für morphologische Zeichen. Geographisches Taschenbuch 1951/52, S. 435-436, Stuttgart 1951.
- LEHMANN, O.: Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, 78, 1933, S. 83-126.
- LEIDLMAIR, A.: Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung. Z.f. Geomorph. 8, 1933/35, S. 93-99.
- LEIDLMAIR, A.: Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 32/33, 1952/53, S. 14-33.

- LEIDLMAIR, A.: Die Formenentwicklung im Mitter Pinzgau.
Forsch. z. Dt. Landeskunde, 89, 1956,
102 S.
- Besprechung der Arbeit G. Fromme's:
Kalkalpine Schuttablagerungen als
Elemente nacheiszeitlicher Landschafts-
formung im Karwendelgebirge.
Erdkunde, 11, 1957, S. 76-77.
- LEUCHS, K.: Der geologische Bau des Wetterstein-
gebirges und seine Bedeutung für die Ent-
wicklungsgeschichte der deutschen
Kalkalpen.
Z. d. Dt. Geol. Ges. 75, 1923, S. 100-113.
- Der Bau der Südrandstörung des Wetter-
steingebirges.
Geol. Rdsch. 21, 1930, S. 81-96.
- Tektonische Untersuchungen im Wetter-
steingebirge.
Z. d. Dt. Geol. Ges. 87, 1935, S. 703-719.
- LEVY, F.: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser
Landes und seiner Nachbargebiete.
Ostalpine Formstudien, Abt. 1, H. 1,
1920, 192 S.
- LEYDEN, F.: Die Entwicklung der Alpen zum
Hochgebirge.
Geol. Rdsch. 13, 1922, S. 18-40.
- LICHTENECKER, H.: Die Rax. Geogr. Jahresber. aus Österreich.
13, 1926, S. 150-170.
- Bergsturz und Bimssteingang von Köfels
im Ötztal (Tirol).
Geogr. Jahresber. aus Österreich,
14/15, 1929, S. 228-254.
- Beitrag zur morphologischen Entwicklungs-
geschichte der Ostalpen.
Geogr. Jahresber. aus Österreich, 19,
1938, 82 S.

- LOESCH, C. K. v. :
Der Schollenbau im Wetterstein und
Mieminger Gebirge.
Jb. k. k. geol. R. -A. 64, 1914, S. 1-98.
- MACHATSCHEK, F. :
Tal- und Glazialstudien im oberen Inn-
gebiet.
Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 76, 1933,
S. 5-48.
- Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinn-
tales.
Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 77, 1934,
S. 217-244.
- Die Literatur zur alpinen Eiszeitforschung.
Z. f. Glkde. 23, 1935, S. 171-203 u.
295-348; u. 24, 1936, S. 233-298.
- Das Inntal zwischen Innsbruck und dem
Ötztal.
Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich,
2. Teil, Wien 1936 a, S. 84-88.
- Der Inndurchbruch zwischen Roppen und
Imst.
Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich,
2. Teil, Wien 1936 b, S. 102-106.
- Das Gurgltal bis Nassereith und die Miemin-
ger Hochfläche.
Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich,
2. Teil, Wien 1936 c, S. 107-115.
- MALASCHOFSKY, A. :
Morphologische Untersuchungen im alpinen
Isar- und Loisachgebiet.
Mitt. d. Geogr. Ges. München, 33, 1940/41,
S. 43-136.
- MAULL, O. :
Handbuch der Geomorphologie.
2. Aufl. Wien 1958, 600 S.
- MERIAN, R. :
Eine neue geomorphologische Untersuchungs-
und Darstellungsmethode am Beispiel des
oberen Engelberger Tales.
Diss. Univ. Zürich 1946, 88 S.

- MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). Diss. Univ. München, 1962, 118 S.
- MORAWETZ, S.: Beobachtungen an Schutthalden, Schuttkegeln und Schuttbecken. Z. f. Geomorph. 7, 1932, S. 25-43.
- Wand und Halde als Anzeiger von Bewegungen. Pet. geogr. Mitt. 89, 1943, S. 269-271.
- Beobachtungen auf Schuttkegeln. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 90, 1948, S. 39-42.
- MUCH, M.: Kegelförmige Hügel in Tirol (Nassereith, Fernpaß, Lermoos). Mitt. d. Anthropol. Ges. Wien, 1, 1871, S. 107.
- MÜLLER, J.: Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Jb. d. kgl. preußischen geologischen Landesanst. 38, 1917, S. 1-138.
- MUTSCHLECHNER, G.: Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. Jb. geol. B. -A. 93, 1948, S. 155-206.
- Der Erzbergbau in der Umgebung von Imst. Imster Buch. Schlerschriften, 110, 1954, S. 29-59.
- Der Erzbergbau in Außerfern. Außerferner Buch. Schlerschriften, 111, 1955, S. 25-52.
- OBERHOLZER, J.: Geologie der Glarner Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 28, 1933, 626 S.
- PASCHINGER, H.: Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. Schlerschriften, 75, 1950, S. 1-86.

- PASCHINGER H.:
Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales.
Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 2, 1952,
S. 35-57.
- Bergsturz und spätglaziale Moränen im
Obernbergtal.
Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 2, 1953,
S. 312-316.
- Klimamorphologische Studien im Quartär
des alpinen Inntales.
Z. f. Geomorph. N.F. 1, 1957 a,
S. 237-270.
- Mittleres Inntal und Silltal zur Schlernzeit.
Abh. d. Geogr. Inst. d. F. U. Berlin,
5, 1957 b, S. 51-57.
- Leitformen der spätglazialen Vergletscherung
in den Ostalpen.
Pet. geogr. Mitt. Erg. -H. 262, 1957 c,
S. 137-144.
- Morphometrische Schotteranalysen im Quartär
des alpinen Inntales.
Schlernschriften, 190, 1958, S. 195-202.
- PENCK, A.:
Die Vergletscherung der deutschen Alpen.
Leipzig 1882, 483 S.
- Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse
nördlich Innsbruck.
Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math. Kl.
Nr. 2, 1920, 136 S.
- Die Terrassen des Isartales.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math. Kl.
19/20, 1922 a, S. 182-208.
- Ablagerungen und Schichtstörungen der
letzten Interglazialzeit in den nördlichen
Alpen.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math. Kl.
19 u. 20, 1922 b, S. 214-251.

- PENCK, A. :
Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math.
Kl. 17, 1925 a, S. 218-225.
- Glazialgeologische Beobachtungen in den bayrischen Hochalpen.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math.
Kl. 17, 1925 b, S. 301-329.
- Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayrischen Hochalpen.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math.
Kl. 17, 1925 c, S. 330-348.
- Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen.
S. -B. d. Preuß. Akad. d. Wiss. phys. -math.
Kl. 17, 1925 d, S. 349-371.
- Geographischer Führer durch das Tor von Mittenwald.
Sammlung geographischer Führer, 4,
Berlin 1930, 216 S.
- PENCK A. u.
BRÜCKNER E. :
Die Alpen im Eiszeitalter.
Leipzig 1901/09, 3 Bde.
- PREY, S. :
Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich.
Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 3, 1956,
S. 213-234.
- REIS, O. :
Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges.
Geognost. Jahreshefte, 23, 1910,
S. 61-114.
- REITHOFER, O. :
Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall und Schönferwalltal.
Jb. geol. B. -A. 81, 1931, S. 217-236.

- SCHNEIDER, H. J.: Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unterleutaschtal. Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 2, 1953 b, S. 241-261.
- SCHREIBER W.: Der Pletzachbergsturz bei Kramsach. Schlernschriften 65, 1950, S. 63-76.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. Jb. geol. B.-A. 88, 1938, S. 1-12.
- SÖLCH, J.: Studien über Gebirgspässe mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen (Versuch einer Klassifikation). Forsch. z. Dt. Landes- und Volkskde. 17, 1908, S. 119-273.
- Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer 1, Berlin 1924.
- Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Geogr. Mitt. Erg. -H. 219, 143 S.
- Der Riegel von Karres bei Imst (Tirol). Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl., Bd. 85, 1948, S. 53-62.
- Über die Schwemmkugeln der Alpen. Geografiska Annaler, 31, 1949, S. 369-383.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl. Wien 1951, S. 302-413.
- SPREITZER, H.: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. Geogr. Jahresber. aus Österreich, 28, 1959/60, S. 1-50.

- SRBIK, R. v.: Geologische Bibliographie der Ostalpen.
München-Berlin 1935, 2 Bde.
- STAUB, R.: Zur Frage der Schlußvereisung im Bernina-gebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav.
Eclogae Geologicae Helv. 31, 1938 a,
S. 125-136.
- Altes und Neues vom Flimser Bergsturz.
Verh. d. Schw. Naturf. Ges., 119.
Versammlung, 1938 b, S. 60-85.
- STAUB, W.: Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur.
J. -ber. d. Geogr. Ges. Bern, 22, 1910,
S. 1-28.
- STINY, J.: Neigungswinkel von Schutthalden.
Z. f. Geomorph. 1, 1925/26, S. 60-61.
- TARNUZZER Chr.: Geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau.
J. -ber. d. Naturf. Ges. Graubündens,
39, 1896, S. 55-63.
- TILL, A.: Das große Naturereignis von 1848 und die Bergstürze des Dibratsch.
Mitt. Geogr. Ges. Wien, 50, 1907,
S. 534-645.
- UHLIG, H.: Die Altformen des Wettersteingebirges mit Vergleichen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen.
Forsch. z. Dt. Landeskde. 79, 1954, 103 S.
- VIDAL H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wetterstein-gebirges und seines nördlichen Vorlandes.
Geologica Bavaria, 17, 1953, S. 56-88.
- WAHNSCHAFFE, F.: Die eiszeitliche Endmoräne am Eingang des Ötztales.
Naturwissenschaftliche Wochenschrift, N. F. 1,
1902, S. 140-141.

- WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. geol. B.-A. 78, 1928, S. 357-498.
- WILHELM, F.: Spuren eines vorzeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. Münchener Geogr. Hefte, 20, 1961, 176 S.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957, 822 S.
- WUNDERLICH, E.: Eibsee- und Fernpaßbergsturz und ihre Beziehungen zum Lermooser Becken. Mitt. d. D. u. Ö. A. V. N. F. 29, 1913, S. 333-334.
- ZANKL, H.: Der Bergsturz am 6/7. Februar 1959 im Wimbachtal (Berchtesgadener Land), ein Beispiel für Bewegungsablauf und Erscheinungsform glazialer Bergstürze. Z. f. Glkde. u. Glazialgeol. 4, 1961, S. 207-214.

Verzeichnis der benutzten Karten

Topographische Karten:

Österreichische Originalaufnahme

1 : 25 000, Sektionen: 5045/2, 4

5046/1, 3

Topographischer Atlas von Bayern,

1 : 50 000, Bl. 97, Mittenwald-West, 1904.

Karte des D.A.V. u. Ö.A.V.: Wetterstein
und Mieminger Gebirge, 1 : 25 000,
Mittleres Blatt (Zugspitze), Wien 1962.

Schichtlinienandruck der Karte des D.A.V.
u. Ö.A.V.: Wetterstein und Mieminger
Gebirge, 1 : 25 000, Westblatt, noch
unveröffentlicht.

Landeskarte der Schweiz, 1 : 50 000,

Kartenzusammensetzungen:

247, Sardona

263, Wildstrubel

273, Montana

Geologische Karten:

AMPFERER, O.:

Geologische Spezialkarte der Österreichisch-
Ungarischen Monarchie, Blatt 5045,
Lechtal, 1 : 75 000, Wien 1914.

AMPFERER, O. u.

HAMMER, W.:

Geologische Karte der Lechtaler Alpen:
Heiterwand-Mutterkopfgebiet, 1 : 25 000,
Wien 1932.

AMPFERER, O. u.

OHNSORGE, Th.:

Geologische Spezialkarte der Österreichisch-
Ungarischen Monarchie, Blatt 5046,
Zirl-Nassereith, 1 : 75 000, Wien 1912.

-

Geologische Spezialkarte der Republik
Österreich, Blatt 5146, Ötztal, 1 : 75 000,
Wien 1929.

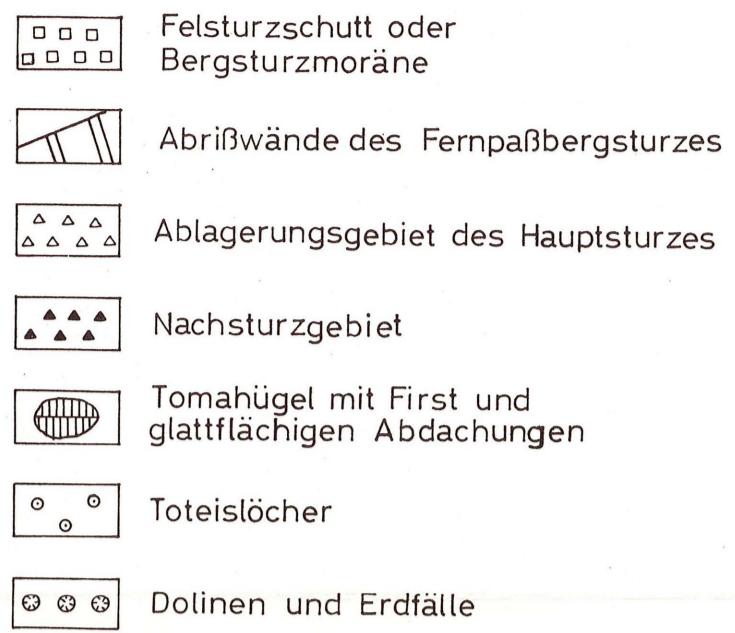
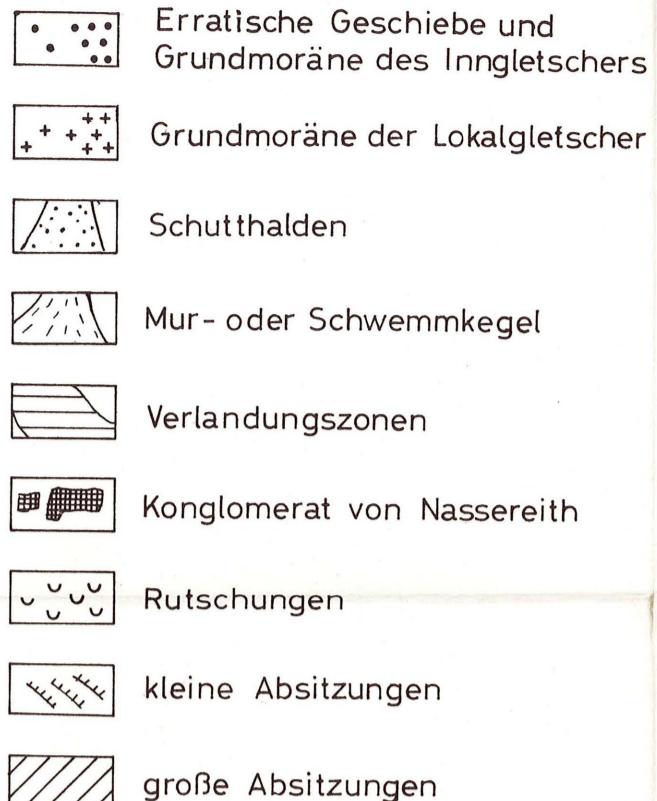
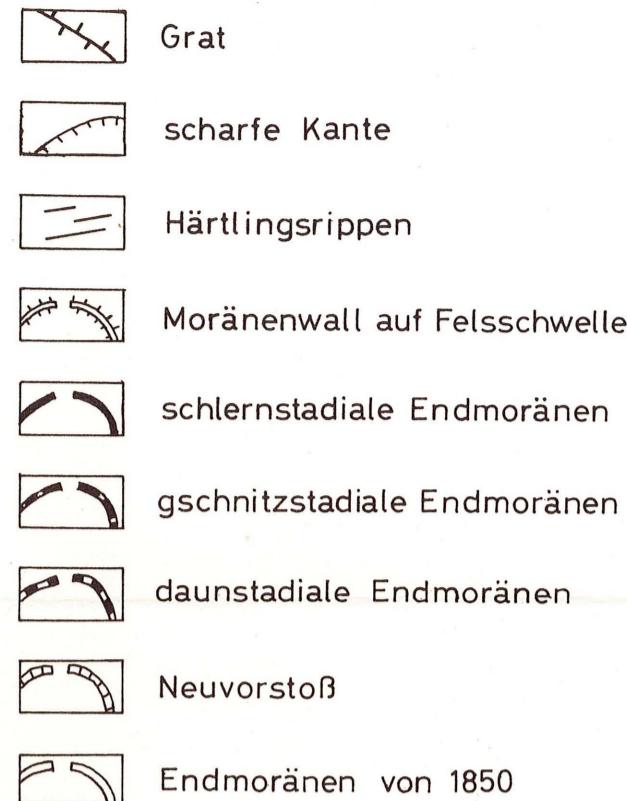
REIS, O.M. u.

PFAFF, F.W.:

Geologische Karte des Wettersteingebirges,
1 : 25 000. Geognostische Jahreshefte,
23, 1910.

Morphologische Karte des Fernpaßgebietes

Wiedergabe des Höhenlinienplanes
mit Genehmigung des D.A.V. und Ö.A.V.



0 1 2 3 km

