

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 70. Lieferung, III. Teil

Des ganzen Werkes 100. Lieferung

Geologie der Err-Julier-Gruppe

Von

Hans Peter Cornelius †

Erläuterungstext zur
Geologischen Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000, Spezialkarte Nr. 115 A/B, 1932

III. Teil:

Quartär und Oberflächengestaltung. Hydrologie
Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine

Hiezu 2 Textfiguren

(Ausgegeben im Februar 1951)

GEDRUCKT MIT UNTERSTÜTZUNG
DER STIFTUNG DR. JOACHIM DE GIACOMI DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

BERN

In Kommission bei
KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern
1951

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission

In den Vorworten zum II. Teil des vorliegenden «Beitrags» ist dargelegt worden, unter welchen schwierigen Bedingungen Dr. H. P. Cornelius die Bearbeitung des Manuskriptes über den «Gebirgsbau» ausführen musste. Es war ihm leider nicht vergönnt, die Fertigstellung dieser Arbeit zu erleben; am 2. April 1950 erlitt er einen Schlaganfall.

Wie sehr aber die Erledigung des Erläuterungstextes zur «Geologischen Karte der Err-Julier-Gruppe» Dr. Cornelius am Herzen lag, geht daraus hervor, dass sich in seinem Nachlass das Manuskript des III. Teils: «Quartär und Oberflächengestaltung; Hydrologie; Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine» vorfand. Diese erfreuliche Nachricht konnte uns Frau Dr. Marta Cornelius-Furlani, die Gattin des Verstorbenen, Ende April 1950 zukommen lassen.

Die nähere Prüfung des Manuskriptes durch Frau Dr. Cornelius ergab, dass der Text als abgeschlossen zu bezeichnen sei; es fehlten nur noch das Literaturverzeichnis, ferner zwei Textfiguren, für die aber hinterlassene Skizzen vorlagen. Frau Dr. Cornelius war bereit, diese ergänzenden Arbeiten auszuführen, und so konnte unsere Kommission im Sommer 1950 den Beschluss fassen, es sei auch dieser III. Teil in unsern «Beiträgen» zu veröffentlichen. Für ihre wertvolle Mithilfe sei Frau Dr. Cornelius herzlicher Dank ausgesprochen.

Auch der «Kommission für die Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G.», Präsident Herr Prof. Dr. J. Cadisch, Bern, möchten wir bestens dafür danken, dass sie auch an die Herausgabe dieses III. Teils des «Beitrags» Cornelius einen namhaften Beitrag geleistet hat.

Basel, im November 1950.

Für die Geologische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,

Der Präsident:

Dr. A. BUXTORF, a. Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

Vorwort von Frau Dr. Cornelius-Furlani.

Das Manuskript des III. Teiles der Geologie der Err-Julier-Gruppe fand sich, wie schon erwähnt, unter dem Nachlasse des Verfassers. Es war wohl fertig, aber noch nicht vom Verfasser revidiert, und so mag denn manches, was er noch anders fassen oder hinzufügen wollte, unterblieben sein — ich habe am Texte nichts geändert, nur mussten hin und wieder kleine Hinweise, die noch eine Erläuterung oder Erweiterung hätten erfahren sollen, unterbleiben. Das Literaturverzeichnis habe ich lediglich nach den Zitaten zusammengestellt: es erhebt also keinesfalls den Anspruch, eine erschöpfende Darstellung des in Betracht kommenden Schrifttums zu sein.

An dieser Stelle möchte ich es nicht versäumen, allen jenen zu danken, die sich um die Herausgabe des Werkes bemüht haben. Vor allem gebührt der wärmste Dank der Schweizerischen Geologischen Kommission und deren Präsidenten, Herrn Professor Dr. A. BUXTORF in Basel, der unermüdlich bestrebt war, das Werk mit Rat und Tat zu fördern. Ein Herzensbedürfnis ist es mir, auch allen meinen Schweizer Freunden und Kollegen zu danken für die warme Teilnahme und werktätige Hilfe, die sie dem Verstorbenen und mir in all den schweren Zeiten entgegengebracht haben, und es ist nicht zum geringsten Teil deren Verdienst, dass das Werk seinem Ende zugeführt werden konnte.

Wien, im November 1950.

MARTA CORNELIUS-FURLANI.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III	γ) Der Bergsturz von Tgiamatscha (Carungas-W-Seite)	35
Vorwort von Frau Dr. Cornelius-Furlani	IV	<i>f</i>) Der Bergsturz am Sass Ronzöl bei St. Moritz-Dorf	35
Literaturverzeichnis (Fortsetzung und Nachträge)	VI	<i>g</i>) Kleinere Bergstürze	37
D. Quartär und Oberflächengestaltung.	1	α) Im Oberhalbstein	37
I. Das Quartär	1	β) Im Engadin	38
1. Die quartäre Vergletscherung	1	γ) Im Bergell	38
<i>a</i>) Moränen des Engadiner Gletschers	1	<i>h</i>) Sackungerscheinungen im oberen Oberhalbstein	39
<i>b</i>) Moränen des Oberhalbsteiner Gletschers	3	<i>i</i>) Allgemeines über die Bergstürze	40
<i>c</i>) Moränen von Lokalgletschern	4	4. Alluvium (Talschutt, Bachschuttkegel und -deltas; Schuttkegel und -halden).	41
α) Julierpass-Furche	4	II. Morphologie	42
β) W- und SW-Seite der Lagrev-Gruppe	5	1. Gipfelformung; Altformen und Gipfelstur	42
γ) Die Täler der Piz Ot-Gruppe	6	2. Zur Talgeschichte	48
δ) Val Bever	6	<i>a</i>) Das Engadin	49
ϵ) Albulapass-Furche	7	<i>b</i>) Val Bever und Albulatal	51
ζ) Val Mulix-Tschitta	7	<i>c</i>) Das Julierpasstal	53
η) Val d'Err	8	<i>d</i>) Oberhalbstein	54
θ) Die W-Flanke der Err-Gruppe	8	<i>e</i>) Die Enthauptung des Engadins	55
<i>d</i>) Transfluenzen	10	3. Überblick über die morphologische Entwicklung	57
<i>e</i>) Weitere Spuren der Eiszeit	11	E. Hydrologie	59
α) Rundhöckerlandschaften und Gletscherschliffe	11	I. Die Seen	59
β) Schliffgrenze	12	<i>a</i>) Die Talseen des Engadins	59
γ) Trogtäler und Mündungsstufen	13	<i>b</i>) Die kleinen Hochseen	60
δ) Kare und Firnbecken	15	α) Lagrev-Gruppe	61
ϵ) Talstufen und Terrassen	15	β) Err-Gruppe s. str.	62
<i>f</i>) Glaziale Schotter	18	γ) Piz Ot-Gruppe	64
<i>g</i>) Übersicht: Die Err-Julier-Gruppe im Eiszeitalter	19	δ) Übersicht	64
2. Die rezenten Gletscher	22	<i>c</i>) Erloschene Seen	65
<i>a</i>) Lagrev-Gruppe	22	α) Ehemalige Talseen im Oberhalbstein	65
<i>b</i>) Südliche Err-Gruppe	23	β) Im Albula-Tal	67
<i>c</i>) Zentrale Err-Gruppe	23	γ) Sonstige verlandete Seen	67
<i>d</i>) Nördliche Err-Gruppe	24	II. Quellen	68
<i>e</i>) Piz Ot-Gruppe	25	<i>a</i>) Gewöhnliche Quellen	68
<i>f</i>) Überblick; der Gletscherschwund	26	α) Lagrev-Gruppe	68
3. Bergstürze	27	β) Err-Gruppe	69
<i>a</i>) Der Bergsturz des God da Rona bei Tinzen	27	γ) Piz Ot-Gruppe	70
<i>b</i>) Die Bergstürze oberhalb Mühlen auf der westlichen Talseite	32	<i>b</i>) Mineralquellen	70
<i>c</i>) Der Bergsturz südlich Marmorera	32	α) Diverse	70
<i>d</i>) Die Sturzmassen nördlich Bivio	33	β) Die Eisensäuerlinge von St. Moritz	71
<i>e</i>) Die Bergstürze an den Carungas (Val d'Err)	34	Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine	73
α) Der Hauptsturz auf der E-Seite	34		
β) Der kleine Bergsturz auf der NE-Seite	35		

Fig. 1. Schottergrube südwestlich Crap da Chiüern (S. 18).

Fig. 2. P. 2879 (südwestlich Piz Mulix) von Süden gesehen (S. 44).

Literaturverzeichnis.

(Nachträge und Fortsetzung; die Bezifferung schliesst an die im Teil I und II gebrauchte an.
Teile I und II sind im Text unter I und II zitiert.)

439. **O. Ampferer**, Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Wiss. Veröff. d. Z. D. u. Ö. Alpenvereins, 1915.
440. **O. Ampferer**, Über morphologische Arbeitsmethoden. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 72, 1922, S. 205—222.
441. **T. G. Bonney**, Notes on the Upper Engadine and the Italian valleys of Monte Rosa and their relation to the glacier erosiontheory of lake basins. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Bd. 30, 1874, S. 479—489.
442. **J. Cadisch**, Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 42, 1931, S. 138—176.
443. **H. P. Cornelius**, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rax. Wien 1936. Herausgegeben von der Geol. Bundesanst.
444. **H. P. Cornelius**, Anstehender Fels im Flussbett der Mürz. Verh. Geol. Bundesanst., Wien, 1936, S. 225/226.
445. **H. P. Cornelius**, Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 88, 1938, S. 103—145.
446. **E. Czermak**, Beiträge zur Morphologie der östlichen Gailtaler Alpen. Diss. Univ. Wien, 1949.
447. **E. von Drygalsky-F. Machatschek**, Gletscherkunde, Enzyklopädie der Erdkunde. Wien, Deuticke, 1942.
448. **E. Fels**, Das Problem der Karbildung in den Alpen. Petermanns Mitt., Erg.-H. 202, 1929.
449. **O. Flückiger**, Glaziale Felsformen. Petermanns Mitt., Erg.-H. 218, 1934.
450. **A. Hartmann**, Natur und Entstehung der bündnerischen Heilquellen und ihr Zusammenhang mit dem Gebirgsbau. Mitt. Natf. Ges. Aarau, Heft 13, 1928.
451. **A. Hartmann**, Die Entstehung der Mineralquellen Tarasp-Schuls und der anderen Bündner Säuerlinge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 72, 1927, S. 237—290.
452. **F. Kahler**, Bohnerze und Augensteinfeldler in Kärnten. Karinthia II; Klagenfurt 1942, S. 63—69.
453. **H. Kinzl**, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkunde, Bd. XVII, Berlin 1929.
454. **L. Kober**, Geologie der Landschaft um Wien. Wien, Springer, 1926.
455. **N. Lichtenecker**, Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen, I. Teil: Die nord-östlichsten Alpen. Geograph. Jber. aus Österreich. XIX, Wien 1938.
456. **M. Lugeon et E. Jérémie**, Les bassins fermés des Alpes suisses. Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XLVII, Lausanne 1911. Bull. Lab. géol. etc. Univ. de Lausanne, n° 17, 1911, S. 192.
457. **A. Ludwig**, Zur Lehre der Talbildung. Jb. St. Galler Natf. Ges., 1912.
458. **A. Ludwig**, Über die Vorgänge bei der Talbildung. Ecl. geol. Helv., Bd. 12, 1912.
459. **A. Ludwig**, Terrassen, Stufen und Talverzweigungen in den Alpen. Jb. Schweiz. Alpenclub, 49. Jahrg., 1913.
460. **A. Ludwig**, Über Talbildung in den Alpen und im Vorland. Jb. Schweiz. Alpenclub, 53. Jahrg., 1918.
461. **F. Machatschek**, Zur Morphologie der Schweizer Alpen. Festschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1928.
462. **F. Machatschek**, Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. Mitt. Geogr.-ethnogr. Ges. Zürich, Bd. 27, 1928.
463. **G. Nussberger**, Über die Entstehung bündnerischer Mineralwässer. Jb. Natf. Ges. Graubündens, N. F., Bd. 42, 1899.
464. **G. Nussberger**, Heilquellen und Bäder in Graubünden. In-8° herausgegeben vom Verkehrsverein f. Graubünden. Chur 1914.

465. **G. Nussberger**, Die Mineralquelle in der Tinzener Ochsenalp. Jb. Natf. Ges. Graubündens, Bd. 66, 1928, S. 47—54.
466. **G. Nussberger**, Zur Kenntnis der Entstehung von Säuerlingen im Bündner Gebiet. Jb. Natf. Ges. Graubündens, 1928, S. 55—83.
467. **A. Penck**, Morphologie der Erdoberfläche, 1894.
468. **C. S. Preller du Riche**, On the origin of Engadine lakes. Geol. Mag., London 1893, S. 448—453.
469. **Ed. Richter**, Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1886.
470. **M. Richter**, Zum Problem der ostalpinen Gipfflur. Z. f. Geomorphologie, 4, Berlin 1929, S. 149—160.
471. **R. Schwinner**, Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Diss. Univ. Zürich, 1912.
472. **R. Schwinner**, Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes. Ostalpine Formenstudien, Bd. 3, H. 2, 1923, S. 68.
473. **W. Schmidt**, Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 73, 1923, S. 255 bis 276.
474. **W. Senarclens-Grancy**, Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 88, 1938, S. 13—24.
475. **H. von Staff**, Zur Morphologie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Z. Deutsch. Geol. Ges., 64, Berlin 1912, S. 1—80.
476. **R. Staub**, Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 69, Abh. 1, 1934.
477. **J. Stiny**, Hebung und Senkung? Petermanns Mitt., 70, 1924, S. 205—209.
478. **J. Stiny**, Zur Oberflächenformung der Altlandreste auf der Gleinalpe (Steiermark). Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B, 1931, S. 49.
479. **R. Streiff-Becker**, Über die Entstehung glazialer Felsformen. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 86, 1941, S. 67.
480. **Chr. Tarnuzzer**, Die Albulabahn nach dem Engadin mit Zweiglinie Filisur-Davos, 4. Auflage, Chur 1901.
481. **G. Theobald** und **Chr. Tarnuzzer**, Naturbilder aus Rhätien Alpen, 3. Auflage, 1893.
482. **S. van Valkenburg**, Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Univ. Zürich, 1918.
483. **A. Winkler**, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sber. Österr. Akademie Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 132, 9. u. 10. Heft, 1923, S. 344—430.
484. **A. Winkler**, Zur Morphologie des Ostalpenrandes. Z. f. Geomorphologie, Bd. II, Berlin 1927, S. 178—293.
485. **A. Winkler**, Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 72, 1929, S. 159—188.
486. **A. Winkler-Hermaden**, Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 83, 1933, S. 233—284.
487. **A. Winkler-Hermaden**, Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. Zentralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1940, Abt. B, S. 218—231.
488. **A. Winkler-Hermaden**, Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostrand. Mitt. Reichsamt f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien 3, 1942.
-

D. Quartär und Oberflächengestaltung.

I. Quartär.

1. Die quartäre Vergletscherung.

Für die Darstellung glazialer Erscheinungen sollte man nicht ausgehen von einer Gebirgsgruppe, mit Tälern als Grenzen; sondern umgekehrt von den Tälern, mit den Kämmen als Grenzen. Man sollte sich auch nicht auf bestimmte Abschnitte der Täler beschränken, sondern sich mit deren gesamter Erstreckung befassen, soweit die Gletscherspuren reichen. Nur so ist es möglich, zu einer wirklichen Übersicht der Erscheinungen zu gelangen.

Weder in der einen noch in der anderen Hinsicht entspricht mein Untersuchungsgebiet den gestellten Forderungen. Ich bin mir daher wohl bewusst, nur Stückwerk bieten zu können. Für eine einmal zu erhoffende Monographie der Glazialerscheinungen dieser innersten Alpenwinkel mag das Mitzuteilende jedoch immerhin wertvolles Material sein.

a) Moränen des Engadiner Gletschers.

Die jüngste und besterhaltene Moräne im Oberengadiner Abschnitt meines Kartenbereiches liegt mitten im See von Campfer. Sie bildet die «Il Piz» genannte Halbinsel. Ihre Halbmondform, konvex gegen SW, entspricht ganz dem, was von der Stirnmoräne eines von NE kommenden — also talaufwärts strömenden! — Gletschers zu erwarten ist. Wie bedeutend sie ist, zeigt erst die Tiefenkarte des Sees: ihr Stirnabfall zu dessen grösster Tiefe (1717 m) ist etwa 85 m hoch; und auch das von ihr umschlossene Becken überragt sie noch um gute 40 m.

Aufschlüsse bietet die Halbinsel nicht; auch das in den Wiesen ¹⁾ zu sammelnde Material ist nur spärlich und uncharakteristisch (Granit, Orthogneis). — Gegen NW bricht der Moränenwall ab (eingeebnet durch die Ova Agalatsch?); wegen der in einer Kiesgrube sichtbaren Verzahnung mit Bachschottern (vgl. S. 19).

Nördlich der Ova Agalatsch tritt jedoch eine korrespondierende Seitenmoräne deutlich hervor, wenn sie auch über das Gehänge kaum mehr als ein paar Meter aufragt. Um so fühlbarer wird dem behagenden Geologen ihr Blockwerk, von oft Kubikmetergrösse! Es überdeckt den Bergfuss zusammenhängend, mit dichtem Walde bestanden; zugleich mit dem Blockwerk endet auch er gegen die Wiesenflächen von Albanella-Albana. Gegen NE steigt die Obergrenze langsam an; über der Mündungsschlucht der Val Suvretta hat sie schon mehr als 100 m oberhalb der Talsohle erreicht. Auch jenseits Val Suvretta setzt sich der Blockwall noch fort, um sich aber auf den sanften Hängen westlich des Suvrettahauses zu verlieren. Eine nur noch hypothetische Fortsetzung kann man in der Verflachung sehen, welche die grossen Torfflächen bei der Alpina und nördlich von dort gegen die Chantarella ostwärts umfasst (soweit da nicht bereits Rundhöcker hervortreten); dann aber ist es mit jeglicher weiteren Verfolgung aus.

Unter dem Material dieses Walles finden sich Gesteine, die nur im Bernina-Gebiet zu Hause sind; vor allem die an ihren blaugrünen Feldspäten kenntlichen sogenannten Banatite.

Es handelt sich also um die Seitenmoräne eines Gletschers der Bernina-Gruppe, d. h. jedenfalls des vereinigten Roseg-Morteratsch-Gletschers, der sich in der Gegend von Celerina in zwei

¹⁾ Welche offenbar seit Generationen ausgeputzt worden sind!

Äste teilte. Während von dem talabwärts gerichteten keine Spuren bekannt sind, ist der talaufwärts abzweigende auf 7 km Länge — bis zu seinem Ende im See von Campfèr — bekannt. Die Gesamtlänge unterhalb der heutigen Gletscherenden betrug 13, vom Einzugsgebiet (Piz Bernina) ab gemessen 20 km.

Wegen der mutmasslichen Einordnung in das Schema der spätglazialen Stadien siehe unten.

Auch von einem vorausgehenden Stadium des Engadiner Talgletschers sind Wallreste erhalten. Am besten an der Julierstrasse, oberhalb der Fassung des Baches für das Kraftwerk von Silvaplana: hier zieht auf der nördlichen Talseite ein ansehnlicher begrünter Wall von dem S-Eck der Felsflanken des Piz Albana taleinwärts (P. 2110). Seine Fortsetzung auf der S-Seite ist weniger deutlich, aber immer noch zu erkennen, wenn man einmal darauf aufmerksam geworden ist. Der flache Talboden hinter dem Wall, um P. 2082,8, entspricht jedenfalls einem ehemaligen kurzlebigen Stausee.

Dass dieser Wall nicht etwa dem Lokalgletscher der Val del Julier zuzuschreiben ist ¹⁾, sondern dem das Seitental verbauenden Engadiner Talgletscher, ergibt sich einwandfrei aus seinem taleinwärts einspringenden Verlauf. Das Material ist in diesem Fall nicht entscheidend; denn Triasdolomite, Radiolarit und Saluverbrecie, die sich ab und zu neben den vorwaltenden Graniten des Julier-Typus finden, könnten ebensogut aus der Valletta del Julier stammen wie aus Val Suvretta-Val Saluver. Sichere Bernina-Gesteine habe ich — bei freilich nur flüchtigem Suchen — nicht gefunden.

Ist man erst auf diese Talverbauung aufmerksam geworden, so findet man ihr Äquivalent auch in den Nachbartälern. In Val Suvretta ist es noch recht deutlich, unterhalb der gleichnamigen Alp: P. 2162,3 ist ein ausgesprochener Wallrest ²⁾. Aber auch die gewaltigen Moränenmassen, die Val Saluver unterhalb Marguns erfüllen (P. 2268,8), wird man in gleicher Weise zu deuten versucht sein, wenn sie auch ihre Wallform hier nicht mehr bewahrt haben. Von der südlichen Talseite (Weg nach Alp Laret, um P. 2217,0) habe ich mir ausdrücklich das Fehlen von Radiolarit und Saluверgesteinen notiert; das spricht entschieden gegen Lokalmoräne aus Val Saluver. Dass neben Graniten und Gneisen auch Dolomit und Dolomimbrecie vorkommen, ist mit einer Randmoräne des Engadiner Gletschers — der ja unter dem Piz Padella hindurchpassieren musste! — ohne weiteres vereinbar.

Für den erzeugenden Gletscher ergibt sich ein Oberflächengefälle von rund 25 ‰ auf der Strecke Celerina-Campfèr, von rund 33 ‰ auf der Strecke Campfèr-Silvaplana. Denkt man sich dies Gefälle fortgesetzt, so käme man zu einem Zungenende in der Gegend von Maloja. Da aber Val Fex und Fedoz zweifellos noch ansehnliche Zuflüsse lieferten, dürfte das Gefälle sich auf dieser Strecke verringert haben, so dass es noch zu einer Vereinigung mit dem Fornogletscher und einer mehr oder minder weit ins Bergell hinabreichenden Zunge gekommen sein dürfte.

Selbstverständlich muss ihr auch eine bedeutende Verzweigung engadinabwärts entsprechen haben. Ihre Ausdehnung festzustellen, fehlen jedoch alle Anhaltspunkte.

Noch ältere Gletscherstände sind durch morphologisch erhaltene Moränen nicht mehr gekennzeichnet; nur durch den über die Bergflanken gebreiteten Moränenschleier, dessen Herkunft fallweise anhand bezeichnender Leitgeschiebe festgestellt werden kann. Vielfach freilich bleibt die Abgrenzung gegenüber den Lokalmoränen rein willkürlich.

Im Bereich des Engadiner Gletschers sind wieder die blauen Granite (sog. Banatite) des Bernina-Gebiets charakteristisch ³⁾. Besonders häufig sind sie im Bereich des «Schafbergs» bei Samaden bis etwa 2250 m aufwärts. Aber auch bei St. Moritz fand ich sie noch bis 2100 m. In den höheren Lagen werden sie durch die lokalen Eiszuflüsse zurückgedrängt und verschwinden gegen SW vollständig von der nordwestlichen Talseite. An ihre Stelle treten von Val Saluver an als Leitgeschiebe Triasgesteine, Radiolarit, Saluver-Sandstein und vor allem Saluverbrecie.

So findet man diese Breccie in z. T. sehr grossen Blöcken auf der Alp Seccha (SE-Seite des Piz Albana) bis gegen 2400 m aufwärts. Ebenfalls ein kubikmetergrosser Breccienblock liegt oberhalb P. 2327 (Mutaun, westsüdwestlich Silvaplana) etwa 2350 m hoch. Am Weg von Sils zum Lej Tscheppa

¹⁾ Wie das R. STAUB (476) zu tun scheint.

²⁾ Auf der Karte ist der rote Punkt-Aufdruck ausgeblieben.

³⁾ Was auf der Karte als «erratische Blöcke» eingetragen ist, sind ausnahmslos solche Gesteine. Nie gefunden habe ich dagegen den doch auch sehr auffälligen roten Alkaligranit des Bernina-Gebiets (übereinstimmend mit dem des P. Lagrev, I, S. 15).

um 2100 m trifft man die ganze genannte Gesteinsgesellschaft, und auch noch auf den Hängen über dem Silser See begegnet man ihr ab und zu, z. B. auf der Terrasse bei 2150 m, östlich vom Steig zur Fuorcla Grevasalvas.

Nie gefunden habe ich Erratum aus dem Bergeller Massiv oder überhaupt irgendwelche Gesteine, die auf eine Eisbewegung im Sinne des heutigen Talgefälles, von SW nach NE, schliessen lassen würden. STAUB (92, I, S. 483) erwähnt zwar beiläufig von St. Moritz «Fornogranite mit Amphiboliteinschlüssen»; das würde allem sonst bekannten derart widersprechen, dass ich nur an eine Verwechslung glauben kann (was für ein Gestein das wirklich sein kann — das festzustellen muss ich STAUB überlassen, zumal es voraussichtlich aus dem Bernina-Gebiet stammende Blöcke sind). Allenfalls denkbar wäre auch menschlicher Transport. — Bei dieser Gelegenheit noch einige Bemerkungen zu den weiteren, von WALDBAUER (114, S. 21) zusammengestellten erratischen Funden: Geschiebe aus dem Fornotal bei Isola (THEOBALD, 22, S. 210) siehe unten! «Juliergranit auf der gegenüberliegenden Talseite zwischen Stattersee und Fedoz» (ZIEGLER, 24, S. 83) wird vermutlich aus der tektonischen Fortsetzung in der Bernina-Gruppe stammen; im übrigen muss man beim Antreffen der Bezeichnung «Juliergranit» in der Literatur mit Schlüssen über das Herkunftsgebiet vorsichtig sein, da alle möglichen Granite mit grünem Feldspat so genannt werden! In die Moränen des Isar- und Inngletschers auf der bayrischen Hochebene (PENCK, 70, S. 276) wird der echte Juliergranit natürlich auch nicht kommen, sondern seine Doppelgänger aus dem Albula- (und Bernina?-)Gebiet. Transport ins Bergell (HEIM, 103, II, S. 578) macht dagegen keine Schwierigkeit.

Nur eine merkwürdige Erscheinung scheint zunächst nicht hiezu zu passen: TARNUZZER (49) gibt von den Gletschermühlen bei Maloja (Hotel Culm, auf der NW-Seite der Pass-Senke!) Forno-Erratum an, sowie Gletscherschrammen in SE-NW-Richtung. Ist dies richtig — ich bedaure ausserordentlich, mich nicht selbst davon überzeugt zu haben! — so bezeugt es, dass der Fornogletscher einmal ganz über die Talfurche von Maloja vorgestossen ist. Das kann natürlich erst geschehen sein, nachdem das Engadiner Eis das Tal verlassen; und andererseits bevor der Fornogletscher seinen schönen Daun-Moränenkranz um das Becken von Ordeno abgelagerte. Man wird also an Gschnitz denken. Dem gleichen Vorstoss kann man vielleicht auch die Forno-Geschiebe bei Isola zuschreiben; das Forno-Eis hätte sich also wohl hammerförmig von Maloja nach beiden Seiten ausgebreitet.

Von dieser einen Ausnahme abgesehen, kann ich WALDBAUERS Meinung (114, S. 21) nicht beistimmen, das Eis im obersten Engadin habe «jedenfalls wechselnde Bewegungen gehabt». Alles, was ich selbst gesehen, spricht ganz eindeutig für Eisbewegung von Samaden an gegen SW, entgegen dem heutigen Gefälle (siehe auch S. 10).

b) Moränen des Oberhalbsteiner Gletschers

spielen innerhalb des Kartengebietes eine auffallend geringe Rolle. Reste von Wällen hat er überhaupt nicht hinterlassen; mit einer Ausnahme: das ist der einsame Hügel (P. 1622,4), der sich aus dem Alluvialboden von Cresta erhebt. Gesteinsmässig sind die Oberhalbsteiner Moränen gegenüber solchen von Lokalgletschern meist schwer zu charakterisieren. Diorite oder Alkaligranite des Lagrev- bzw. Julier-Gebietes wären gute Leitgeschiebe, wurden aber so gut wie nicht gefunden; ebenso die Saluergesteine des Val d'Agnelli. Für den Talabschnitt unterhalb Mühlen sind auch die Gesteine des Paläozoikums, Porphyroid und Sprenkelschiefer vor allem, in gleichem Sinne zu brauchen, da sie dorthin durch die Lokalgletscher nicht mehr gelangen können.

In Val digl Plaz, unterhalb der gleichnamigen Alp, fand ich die genannten paläozoischen Gesteine, ferner Liasbreccie neben viel grünem Granit, Grünschiefer, Variolit usw. Auch in der unteren Val d'Err (Plaz Beischen) scheint Oberhalbsteiner Moräne zu liegen (viel Granit; Diorit); dagegen ist die Zugehörigkeit der gleichfalls als solche eingetragenen von P. 1485 aufwärts schon fraglich; hier tritt vor allem der Serpentin als Bestandteil stark hervor, während die Gesteine des Paläozoikums, trotzdem ich danach suchte, nicht gefunden wurden. Da der NW-Sporn des Piz Cuolm ganz aus Serpentin besteht (soweit sichtbar), ist es immerhin begreiflich, wenn er der Moräne des darüber (oder daran entlang?) streichenden Gletschers das angegebene Lokalkolorit verliet.

Die Eintragung von Oberhalbsteiner Moräne auf der N-Seite des Piz Cuolm selbst ist nur gefühlsmässig geschehen, ohne durch erratische Funde gestützt zu sein. Bei seinem Hochstand muss der Oberhalbsteiner Talgletscher über diesen Gipfel hinweggegangen sein; während ihn Lokalgletscher nie erreichen konnten.

Wegen der Moränen bei und nördlich Roffna vgl. S. 29.

c) Moränen von Lokalgletschern

sind weitaus die meisten, die wir im Kartengebiet vorfinden. Schon der Höhenlage entsprechend kann es sich nur um Moränen später Stadien handeln.

Auf der Karte habe ich gegliedert in Moränen älter als Daun und solche des Daun- und jüngerer Stadien. Vorsichtiger ist es vielleicht, mit W. SENARCLANS-GRANCY (474) bloss eine altstadiale und eine jungstadiale Wallgruppe zu scheiden. Beide sind in der Regel sehr deutlich unterschieden: den steinarmen, gleichmässig begrünten, meist sehr wenig ausgesprochenen altstadialen Wällen stehen die viel frischeren, schärferen Formen der jungstadialen mit ihrem Reichtum an frei sichtbaren Blöcken — mindestens soweit sie Granit enthalten — gegenüber. Zwischen beiden Wallgruppen muss ein grösserer zeitlicher Einschnitt, wohl von einigen Jahrtausenden, liegen.

Insofern allerdings befinde ich mich mit SENARCLANS-GRANCY nicht im Einklang, als ich nach wie vor daran festhalte, dass meine jungstadiale Gruppe nur dem Daunstadium PENCKS (und jüngerem: Eggessenstadium; H. KINZL, 453) äquivalent ist, während ich das Gschnitzstadium noch unter der altstadialen suche.

Das Fernaustadium KINZLS ist bereits rezent (17. Jahrhundert); da seine Wälle sich aber von den jüngeren rezenten stärker unterscheiden als von den jungstadialen, habe ich sie mit diesen vereinigt (ohne zur Zeit, da ich die Aufnahmen machte, von der Existenz dieses Stadiums überhaupt schon zu wissen!). In einigen wenigen Fällen, wo sich an die rezenten Moränen unmittelbar als jungstadial kartierte anschliessen (z. B. südwestlich Pass Suvretta), mag es sich um das Fernau handeln.

Alt- und jungstadiale Gruppe zusammen entsprechen AMPFERERS Schlussvereisung. Der Name drückt aus, dass die «Stadien» nicht nur Stillstandslagen bedeuten, wie es zunächst PENCKS Ansicht war, sondern selbständige, wenn auch kurz dauernde Vorstösse nach einer Periode bereits viel weiter gehenden Eisrückzuges. Wenn allerdings AMPFERER (439) glaubte zeigen zu können, die Gletscher seien vor der Schlussvereisung bereits restlos verschwunden gewesen, so wird man ihm soweit nicht unbedingt folgen müssen.

Ich gebe nun die wichtigsten Befunde wieder, ohne Anspruch auf Vollständigkeit.

α) Julierpass-Furche.

Ein prachtvoller Moränenkranz ¹⁾ liegt dem Ausgang des vom Piz Lagrev herabkommenden Tales vor, dem jungstadialen Vorstoss des dortigen Gletschers entsprechend. Er greift auf die N-Seite des Tales über, das durch diesen Vorstoss zum See aufgestaut wurde (Alluvialboden der Alp Julier!). Er ist — mit einigen der folgenden Moränen — wichtig für die zeitliche Bestimmung der Jungstadien: es ist nicht anzunehmen, dass die Römer den Julierpass zu einem ihrer Hauptverkehrswege über die Alpen hätten ausbauen können, wenn er noch über Gletscherzungen geführt hätte. Wir dürfen also annehmen, dass er zur Römerzeit längst gletscherfrei geworden war, dass die angeführten Vorstösse demnach zeitlich bedeutend weiter zurückliegen.

Zugehörige ältere Stadien sind nur schwach angedeutet. Inwieweit die Eintragung der äussersten Randwälle des Moränenkranzes selbst als altstadial richtig ist, möchte ich dahingestellt sein lassen. Der Wall oberhalb P. 2082,8 dürfte dahin gehören — aber nicht als altstadialer Höchststand (zumal dieser noch durch mannigfache Eiszuflüsse verstärkt worden sein muss!), sondern höchstens als spätes Rückzugsstadium.

Das Problem der altstadialen Höchststände dieses Gletschers wird uns später nochmals beschäftigen (S. 19).

Der schwache Moränenwall auf der südlichen Talseite, ca. $\frac{1}{2}$ km oberhalb des vorgenannten, scheint seiner Zusammensetzung nach (viel Diorit) dem von N herabhängenden ehemaligen Munteratschgletscher zuzugehören; wohl auch erst als spätes altstadiales Rückzugsstadium. Denn der jungstadiale Moränenkranz von Munteratsch bleibt noch in diesem Kar, bei 2440 m, geschlossen.

¹⁾ WALDBAUER, 194, S. 43, hat ihn unbegreiflicherweise nicht erkannt, sondern redet von einem «besonders grossen Schuttkegel», der den Boden der Alp Julier aufgestaut habe!

Auf der Passhöhe selbst liegt wieder ein sehr deutlicher jungstadialer Moränenkranz, welcher die beiden kleinen Seen umgibt. Er entstammt den bis heute verfirnten Mulden auf der N-Seite des Piz dellas Colonnas.

Der Gletscher der Valletta del Julier muss ebenfalls bis auf die Passfurche herausgereicht haben; bei der Einmündung der Valletta hat er eine Reihe paralleler Wälle (jungstadial) hinterlassen. Ein entsprechender Stirnwall fehlt; das Zungenende dürfte in den Stausee bei der Alp Julier (s. oben) gekalbt haben.

Gewaltige jungstadiale Wälle liegen unter der Stufe des Grevasalvas-Kessels fast bis auf 2000 m hinab, wiederum auf die nördliche Talseite übergreifend.

Der Gletscher der Val d'Agnelli hat dagegen das Juliatal nicht erreicht. Etwa $\frac{1}{2}$ km oberhalb Alp Surganda beginnt eine Reihe von lückenhaft erhaltenen Wällen, die sich zu konzentrischen Stirnbögen zusammenzufügen scheinen.

Der Gletscher von Vairana blieb oberhalb der Stufe, welche dieses Hochtal gegen unten abschliesst. Dort umgibt sein jungstadialer Stirnwall ein verlandetes Seebecken. — Ebenso endete der dem Kar auf der N-Seite des Piz Materdell entstammende Gletscher bereits über der Stufe südlich Alp Suracqua, wo seine Moränen gleichfalls einen verlandeten See umschliessen.

β) W- und SE-Seite der Lagrev-Gruppe.

Die NW-Seite der Kette Piz Materdell-Piz Grevasalvas war mit einem zusammenhängenden jungstadialen Eispanzer bedeckt, dessen Moränen mit einer ganzen Reihe von Stirnbögen bis an den Rand des Seebodens von Plang Canfèr hinab und in die Lücke zwischen Roccabella und P. 2163 hineinreichen.

Nicht ganz klar sind die Verhältnisse um Piz Il Sasso-Piz Lunghin, wo auffallend wenig Moränen erhalten sind. Da aber dieses südliche Eck des Untersuchungsgebietes sich heute durch besonderen Schneereichtum — Föhn-Niederschläge! — und infolgedessen tiefere Lage der Schneegrenze auszeichnet, die allerdings derzeit nur noch in besonders schneereichen Jahren merklich wird (vgl. S. 26), so ist Analoges auch für die jungstadiale Zeit anzunehmen. Man kann demnach die Endlage des damaligen Gletschers in den Wällen am S-Rande des Plang Canfèr suchen (da höhere, die in Frage kämen, nicht existieren). Ein anderer Gletscherast muss aber gegen Süden nach Alpascellina und Alpascella hinabgereicht haben, wo am Rand der unteren Karstufe (hart jenseits des Kartenrandes) Wallreste das Zungenende bezeichnen könnten. — Auf der Engadiner Seite endlich lassen spärliche Reste von Wällen — einen dem Kessel des Lej Lunghin entstammenden Hängegletscher ahnen, der bei etwa 2050 m über Pila endete.

Auch auf der SE-Seite der Kette Piz Grevasalvas-Fuorcla Gravasalvas herrscht ein auffallender Mangel an jungstadialen Moränen. Unter dem SE-Abfall der geneigten Hochfläche des Piz Grevasalvas liegen solche, in dem Hochtälchen südwestlich der Motta Radonda; weiter wird man einige schlecht erhaltene Wälle zwischen Ova del Mulin und Lavatèra dafür in Anspruch nehmen dürfen. Hier hätte demnach eine Zunge auf etwa 2300 m hinabgereicht. Endlich liegen unter der Fuorcla Gravasalvas sehr auffällige Moränen von so frischem Erhaltungszustand, dass man sie zunächst unbedingt für rezent hält. Nur der Umstand, dass in dieser Höhenlage — Ende knapp über 2400 m, auf der S-Seite und ohne jede besondere orographische Begünstigung! — eine rezente Moräne überhaupt nicht zu erwarten ist, wohl aber eine jungstadiale, bestimmt mich, hier eine solche zu sehen.

SE-Seite von Piz Lagrev-Piz Polaschin. Hier reichte der kleine südliche Gletscher des Piz Lagrev — dessen Nährgebiet bei der Schneegrenze des Daunstadiums die ganze Mulde bis zum Kamm des Piz Mez umfasste — tief hinab; unter dem unteren Wandgürtel dürfte er einen regenerierten Gletscher gespeist haben, von dessen Vorhandensein Moränen beiderseits der Ova del Crot bis auf 1950 m hinab Zeugnis ablegen. — Wie weit der Gletscher des kleinen Kars zwischen Piz Mez und Cru-tscharöls reichte, lässt sich nicht sagen; vermutlich brach er über die Wände ab. — Die Hochmulde des Lej Tscheppe endlich war ganz vergletschert; dass die unterhalb des Sees bis etwa 2500 m erhaltenen Wallreste schon die äussersten jungstadialen wären, ist nicht anzunehmen. Dass auf dem immer-

hin ziemlich steilen, talwärts anschliessenden Gehänge nichts mehr von solchen erhalten ist, ist schliesslich kaum überraschend. — Auch das Kar nordöstlich Piz Polaschin beherbergte ein Eisfeld, das wohl über die steile Karstufe abbrach.

γ) Die Täler der Piz Ot-Gruppe.

Die beiden Val Suvretta dürften jungstadiale Talgletscher beherbergt haben. Der Pass Suvretta befand sich mit 2618 m zweifellos über der Daun-Schneegrenze. Von dem gegen St. Moritz hinabziehenden Gletscher sind allerdings gar keine Moränen überliefert; doch lässt die Ausdehnung der rezenten ungefähr ersehen, wie weit sie gereicht haben mögen. Aus dem Kar auf der N-Seite des Piz Albana entquillt ein mächtiger jungstadialer Moränenstrom, scharf abgesetzt gegen den rezenten im W von ihm (S. 23). Er reicht hinab bis südlich gegenüber der Alp Suvretta, wo er vermutlich das Zungenende des Talgletschers erreichte (weiter abwärts kann sich das letztere nicht mehr erstreckt haben, wegen der dort erhaltenen älteren Engadiner Moräne; vgl. S. 2). — Auf der nördlichen Talseite umgab den Piz Nair ein bis 2550 m hinabwallender Eismantel.

In der Samadener Val Suvretta besteht gleichfalls ausgesprochener Mangel an stadialen Moränen; erst $\frac{3}{4}$ km über der Mündung in die Val Bever läuft ein Wall über die W-Flanke schräg hinab, der eine zugehörige Endlage bei 2300—2350 m erschliessen lässt. Ob sie schon dem weitesten jungstadialen Vorstoss entspricht, bleibe dahingestellt.

Auch in Val Saluver sind Moränenwälle auffallend spärlich. Um den Lej Alv finden sich solche, die wohl einem Jungstadium der Valletta Schlattain zugehören; dagegen sind solche des nördlichen (Haupt-)Talastes nicht vorhanden. Ich würde die entsprechende Endlage etwa südlich des Sass nair auf 2300—2400 m vermuten. — Die Grundmoränendecke, welche um dieses Tal und über seine südliche Wasserscheide hinaus so weite Bereiche verhüllt, ist wohl älter. Südwestlich Val Zuondra glaubt man verwaschene Wallformen zu sehen, etwa eines altstadialen Gletscherzuflusses von Trais Fluors bis Piz Padella herab. Doch handelt es sich vielleicht bloss um Erosionsgebilde.

Um den Piz Ot war die Vergletscherung, wie heute, so auch in jungstadialer Zeit relativ stark. Längswälle in der Samadener Valletta bezeugen einen ansehnlichen Eisstrom, der anscheinend eine Zunge um das N-Ende des Piz Padella-N-Grates herum in die Val Peidra Grossa streckte, in der Hauptsache aber über die Stufe nach Fraziroulas hinabstürzte und dort bei ? 2150 m endete. — Der Gletscher der NE-Seite des Piz Ot reichte bis nach Val Bever hinab (quer über das Gehänge hinabziehender Moränenwall der Prasüratsch); ebenso der Vorläufer des Vadret da Palüd Marscha auf der W-Seite des Piz Ot. Diesem möchte man sogar ein Moränenaufwerk auf der N-Seite des Beverin, etwa 1 km unter Alp Suvretta, zuschreiben; er hätte demnach das Tal verbarriadiert und so zur Bildung des Alluvialbodens über dieser Stelle bis Alp Suvretta (verlandeter See!) Anlass gegeben.

δ) Val Bever.

So wie dieses Tal heute in seinem Hintergrund den Hauptanteil der Vergletscherung des gesamten Gebietes beherbergt, so in jungstadialer Zeit den bedeutendsten seiner (autochthonen) Talgletscher. Er bildete sich aus der Vereinigung der heute noch bestehenden grösseren Gletscher; auch das Eis des Piz Bever dürfte ihm noch tributär gewesen sein. Ob auch die Gletscher des Piz Lavinè, erscheint mir fraglich. — Etwa 1 km oberhalb Alp Val beginnen langgestreckte Moränenwälle zu beiden Seiten das Tal zu begleiten, zwei bzw. drei übereinander, entsprechend der fortschreitenden Schrumpfung der Gletscherzunge. Knapp unter der Alphütte zeigen in einzelne Hügel aufgelöste Steinwälle das Ende an, bei etwa 2240 m. Vom entferntesten Punkt des Einzugsgebietes bis hier misst der jungstadiale «Beveringletscher» 7 km Länge, entsprechend einem mittelgrossen Alpengletscher von heute — wie man ihn bei einer Erhebung der umgebenden Gipfel von 800—1000 m über die damalige Schneegrenze wohl ungefähr erwarten darf.

Unmittelbar darüber hinaus, auf der Botta da Crasta und gegenüber, auf dem Sporn zwischen Val Bever und Val Suvretta, glaubt man auch Reste älterer Wälle zu erkennen. Natürlich nicht eines altstadialen Hochstandes, der das Tal viel höher erfüllt haben müsste; aber davon sind nirgends Spuren

erhalten. Die auf manchen Terrassenstufen erhaltenen Moränenreste lassen keine Wallformen erkennen; dass es sich aber um Moränen handelt, bezeugen Stücke von Granit mit leuchtend rotem K-Feldspat (des Grates Piz d'Err-Piz Jenatsch), von Triasdolomit und dunklen Kalken, die ich am Aufstieg zur Fuorela Crap Alv, auf der kleinen Terrasse bis 2100 m fand. Die letztgenannten Kalke hielt ich für Rhät und Lias; trifft dies zu, so müssten sie vom Gletschergrund aus den Fenstern des Val Bever (II, S. 146 f.) aufgeschürft sein. (Wahrscheinlicher sind vielleicht anisische Kalke vom Piz Lavinèr usw.!)

ε) Albulapass-Furche.

Sie war ebenso, vielleicht noch in etwas stärkerem Ausmass, von jungstadialen Gletschern blockiert wie die Julier-Furche. Dahin rechne ich das grosse Blockfeld des Val del Diavel, das den Talgrund auf fast 1 km Länge einnimmt und mit einer Zunge den alten Seeboden von Crap Alv nahezu erreicht. Das Aussehen dieses Blockwalls ist allerdings z. T. so frisch, dass man zunächst an ein rezentes Gebilde denken möchte; was aber in Anbetracht der Höhenlage ausgeschlossen ist. Der erzeugende Gletscher muss vermutlich den Charakter einer Hangverfirmung auf der N-Seite des Piz Dschimels besessen haben.

Ähnliches wiederholt sich unter der N-Flanke von Piz della Blais-Piz Mezza Val; hier nehmen die jungstadialen Wälle das ganze Hügelgelände von Valbella ein und erstrecken sich südwestlich unterm Hospiz bis an die Strasse hinab ¹⁾.

Auffallend sind die Verhältnisse unter den beiden Karen auf der N-Seite der Crasta Mora. Die mächtigen ihnen entquellenden Moränenströme hält man auf Grund ihres sehr frischen Erhaltungszustandes zunächst unbedingt für rezent. Für den westlichen, wo die Siegfriedkarte noch einen Rest des erzeugenden Gletschers wiedergibt (vgl. S. 25), scheint mir diese Zuordnung auch unanfechtbar. Aber wo sind dann die entsprechenden jungstadialen Moränen? Sie müssten sich mindestens bis an die Albulastrasse (oberhalb Alp Nova) hinab erstrecken; allein da ist nicht die Spur von einem Moränenwall! So habe ich mich denn für das östliche Kar, wenn auch nicht ohne Widerstreben, entschlossen, eine Teilung des Moränenstroms in einen oberen rezenten und einen tieferen jungstadialen Anteil vorzunehmen, den die natürliche Wallgliederung hier immerhin möglich macht. Für die Moränen des westlichen Kars besteht diese Möglichkeit nicht; hier bleibt das obige Dilemma ungelöst.

ζ) Val Mulix-Tschitta.

Diese Täler sind wieder von einer weithin zusammenhängenden Moränendecke erfüllt. Val Mulix wird von der Einmündung von Tschitta aufwärts von parallelen Wällen begleitet (ostseitig; die korrespondierenden der W-Seite dürften unter den rezenten Schutthalden des Piz Mulix liegen!), die auf Jungstadien zu beziehen sind. Dabei müssen das natürlich nicht nur im Alter aufeinander folgende Randwälle sein; bei einem so stark zusammengesetzten Gletscher, wie er hier zweifellos vorlag, ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, dass einmal eine Mittelmoräne beim Abschmelzen als Wall erkennbar liegen blieb. Ein so ausgesprochen der Talmitte folgender Wall, wie er hier das östliche Bachufer begleitet, legt diese Deutung nahe. — Der zugehörige Endmoränenwall ist nicht erhalten; wir können also nicht sagen, wie weit der jungstadiale Gletscher sich talauswärts erstreckte.

Das gilt auch von dem Gletscher des östlichen Seitentales Murtèl Trid. Die Karstufe bei 2150 bis 2200 m hat der jungstadiale Gletscher jedenfalls noch erreicht, wie die bis dahin leidlich verfolgbaren Randwälle zeigen. Unterhalb wird die Sache problematisch; der auf dem E-Blatt als Daun, auf dem W-Blatt als älter eingetragene Wall ist nicht so deutlich verfolgbar, wie die schematisierende Darstellung der Karte den Anschein erweckt.

In Tschitta können sehr deutliche jungstadiale Moränenbögen, mit mehreren konzentrischen Wällen, den beiden rezenten Gletschern unter dem Piz Bleis Martscha und (heute verschwunden; vgl.

¹⁾ SÖLCH (71, S. 219) wollte «das Blockfeld auf dem Albulapass» auf die Anhäufung von Granitblöcken zurückführen, die auf den Winter- und Frühjahrsschneefeldern herabrutschen. Das ist bei den innersten, südlichsten Wällen denkbar; für die Gesamtheit der 300–500 m breiten, z. T. recht flaches Gelände überdeckenden Blockmasse aber wird man einen solchen Vorgang schwerlich verantwortlich machen können.

S. 24) unter dem Piz dall' Antgierna de Salteras (P. 2988) zugeordnet werden. Auffallend ist nur die grosse Höhe, auf der sie sich halten: oberhalb 2250 m; der Abstand von den äussersten rezenten Wällen ist somit ungewöhnlich klein: 200 m oder noch weniger. Das lässt die Frage aufwerfen, ob das wirklich schon die tiefsten Wälle der jungstadialen Gruppe sind. Aber mit ihnen erlischt die deutliche Wallgliederung, wie sie diese Gruppe auszeichnet; weiter abwärts (Falò) gibt es nur noch die verwaschenen, meist nur mit gutem Willen als solche zu erkennenden Wälle¹⁾, wie sie die altstadiale Gruppe charakterisieren. Für ein weiteres Herabreichen der jungstadialen Gletscher gibt es somit wirklich keinen Anhaltspunkt.

η) Val d'Err.

Entsprechend der heute noch relativ ansehnlichen Vergletscherung des Talschlusses war die Bedeutung des jungstadialen Gletschers. Deutliche Endwälle, die ihm zuzuschreiben sind, liegen unter und oberhalb der Alp Err Sot (mindestens drei verschiedene Stände) etwa 1950—2000 m; seine grösste Länge betrug also etwa $5\frac{3}{4}$ km. Randwälle, ziemlich stark zungenwärts absteigend, sind beiderseits der Alp d'Err erkennbar; die obersten gehen hier bis auf fast 2400 m, entsprechend einer Eismächtigkeit von mindestens 220 m (ohne Berücksichtigung der vermutlich nicht unbeträchtlichen Auffüllung der Talsohle über dem alten Gletscherbett!). Weitere Andeutungen von Randwällen sind taleinwärts, unter den Felsstufen im Abfall des Piz Bleis Martscha-S-Sporns mehrfach erkennbar; da sie auch über 2400 m kaum hinaufgehen, das Ansteigen der Gletscheroberfläche gegen den Piz d'Err aber wohl feststeht, müssen sie wohl späteren Stadien entsprechen als jene höchsten Wälle bei der Alp d'Err.

Eine eigentümliche Erscheinung ist hier noch zu erwähnen: vom Piz Bleis Martscha her (Salteras) muss unser Gletscher einen ansehnlichen Zufluss empfangen haben; den entsprechend grösseren Vorgänger des rezenten Gletschers, der dort seine Moräne hinterlassen hat (S. 24 f.). Diese kommt gerade zur Berührung mit dem Randwall unseres jungstadialen Err-Gletschers. Aber der Verlauf dieses Randwalles lässt nichts davon erkennen, dass hier ein solcher Zufluss erfolgt ist; so fragmentarisch seine Erhaltung ist, so kann man ihr doch entnehmen, dass er das Zuflussgebiet quer abschneidet. Erklärung weiss ich mir dafür nur die, dass der Randwall nicht dem jungstadialen Höchststand entspricht, sondern dem Rückzug; und zwar einem Zeitpunkt des Rückzuges, da der zufließende Seitengletscher bereits verschwunden war bzw. den Hauptgletscher nicht mehr erreichte — ein Fall, der sich beim Abschmelzen eines Gletschers ja oft ereignet, wie wir aus der Geschichte der jüngst vergangenen Jahrzehnte wissen. So konnte der Haupttalgletscher schliesslich noch das Gebiet des Zuflusses mit einem Randwall verbauen.

In grösserem Massstab begegnet uns das gleiche Problem bezüglich des Verhaltens des altstadialen Engadiner Gletschers zu seinen Zuflüssen (S. 2).

θ) Die W-Flanke der Err-Gruppe.

Das — merkwürdigerweise namenlose — weite Wiesental zwischen Carungas und Piz Cuolm beherbergt zuoberst eine ausgedehnte jungstadiale Moränenanhäufung (Cuolm da Bovs-L'Avagna), in eine grosse Zahl aufeinander folgender Wälle gegliedert. Der äusserste reicht bis gegen 2200 m hinab. Sie entsprechen einem Gletscher der NW-Seite der Castellins, dessen rezentes Rudiment dort noch vorhanden ist. — Weiter abwärts gibt es nur undeutliche Spuren paralleler, talabwärts ziehender Wälle, in denen man allenfalls altstadiale Moränenwälle erblicken kann.

Das nördlichste der grossen auf die Flixer Terrasse geöffneten Kare unter der W-Wand des Piz d'Err²⁾, das gar keinen rezenten Gletscher beherbergt, nur riesige Schutthalden, lässt weiter unten eine Anzahl jungstadialer Moränen hervorquellen, z. T. in schön konzentrischen Bögen. Die tiefste Zunge reicht bis auf fast 2400 m hinab.

¹⁾ Der eine der auf der Karte mit roten Punkten bezeichneten Wälle, welcher den grossen, aus dem unteren Wandgürtel des Piz Mulix niedergehenden Schuttkegel bogenförmig umgibt, ist vielleicht eher als (jungstadialer?) Lawinenmoränenwall anzusehen!

²⁾ Die Darstellung der Siegfriedkarte ist hier sehr ungenau; der Parallelrücken, der nördlich neben dem W-Grat des Piz d'Err durch den Kurvenverlauf dargestellt ist, existiert nicht!

Noch anschaulicher, entsprechend der auch rezent nicht unbedeutenden Vergletscherung, war die jungstadiale des nächst südlichen Kares, zwischen Piz d'Err und Piz Calderas. Die jungstadialen Wälle stossen aus ihm heraus bis etwa 2200 m auf dem Abfall zur Flixer Terrasse vor. Auch hier sind ihrer stellenweise eine ganze Reihe, parallel zueinander.

Das nächste Kar, Cadotsch, ist mit jungstadialen Wällen fast ganz erfüllt. Ein innerster umgibt als Stirnwall das «Zungenbecken», den flachen Alluvialboden von etwa 200 m Breite. Da aber als Randwälle besonders nordseitig noch mindestens fünf parallele folgen, die keine Umbiegung zu einem Stirnwall zeigen, muss der äusserste jungstadiale Vorstoss noch wesentlich weiter, auf den Abfall zur Flixer Terrasse hinabgereicht haben. Ob die dort eingetragenen Wälle wirklich glazialer Entstehung sind, möchte ich dahingestellt sein lassen.

Val Savriez ist zwar reichlich mit Moränen erfüllt, im Gegensatz zu den vorigen aber arm an jungstadialen Wällen, so dass über die Ausdehnung des dortigen Gletschers nichts Näheres gesagt werden kann.

Die Gletscher des Flixer Abschnittes sind die fast einzigen des ganzen Gebiets, die auch bemerkenswerte altstadiale Moränen hinterlassen haben. Die ganze Flixer Terrasse wird von ihnen eingenommen. Vor allem umgibt ein ausgesprochener Stirnwall den grossen Moorboden zwischen Salategnas und der Kapelle St. Roch. Die SE-NW verlaufenden Andeutungen von Wällen, welche zu diesem Stirnwall hinleiten, lassen erkennen, dass er dem Gletscher von Val Savriez zuzuordnen ist.

Auch auf dem nördlich anschliessenden Abschnitt der Terrasse, zwischen St. Roch und Las Cuorts, befinden sich mehrere durch die Moränen gestaute Moorböden. Aber halbwegs einwandfrei zu erkennende Stirnwälle haben sich hier nicht erhalten; ein solcher bei Tgad'meer — P. 2000 gehört bereits einem Rückzugsstadium an. Dass dieser Abschnitt dem Gletscher von Cadotsch zufiel, dürfte nach dem zuvor Gesagten klar sein.

Vom Bache, der südlich an Las Cuorts vorbeieilt, bis zu den Felsen des Falottakammes, kann man ein paar wenig ausgeprägte Wälle erkennen, die SW-NE verlaufen und einen Eisstrom von den beiden nördlichen Karen, unter dem Piz d'Err, her anzeigen. Er führte auf die Rundhöcker- und Seenlandschaft um P. 2001 zu. Endmoränen fehlen hier; die Gletscherenden dürften tiefer gelegen haben, ohne indessen irgendwelche Zeichen ihrer Existenz zu hinterlassen. Dagegen fällt oberhalb Las Cuorts, bei etwa 2100 m, ein bogenförmig von S nach N verlaufender Wall mit gegen aussen (W) gekehrtem Steilabfall auf, den man wohl einem altstadialen Rückzugshalt wird zuschreiben dürfen. — Dass der Gletscher des Kars unter der Piz d'Err-W-Wand auch einen starken Arm nördlich am Falotta-Kamm vorbei nach der Val digl Plaz entsandte, macht die Geländegestaltung wahrscheinlich; ein Beleg dafür wurde jedoch nicht gefunden.

Die Moränen der beiden südlichen Gletscher kehren dem Oberhalbstein einen über 300 m hohen Steilrand zu. Dass an ihm keinerlei anstehender Fels zutage kommt, auch nicht in den tief eingeschnittenen Gräben östlich Sur, spricht dafür, dass jene 300 m ungefähr der Mächtigkeit entsprechen, welche die Moränen hier erreichen; dass sie, mit andern Worten, eine entsprechend tiefe Hohlform erfüllen. Für deren Entstehung scheint am ehesten glaziale Ausräumung dafür besonders geeigneter Gesteine (vgl. S. 13) in Frage zu kommen; wobei den altstadialen schon ältere Gletscher vorgearbeitet haben werden.

Selbstverständlich habe ich mir die Frage vorgelegt, ob am Aufbau des Moränensteilrandes nicht auch der Oberhalbsteiner Haupttalgletscher beteiligt gewesen sein könnte. Speziell vom rückgehenden Würm-Gletscher möchte man erwarten, dass er hier im toten Winkel viel Material liegen gelassen hätte. Nachsuchen nach leitenden Geschieben seines Einzugsgebietes blieb aber erfolglos.

Val Natons ist wieder sehr arm an jungstadialen Wällen. Lediglich am Ausgang des Kars zwischen Piz Cugnets und Piz Natons finden sich solche; mehrere konzentrische Bögen deuten auf Endlagen, die aber in dieser Höhenlage — um 2600 m — kaum den jungstadialen Höchststand vertreten dürften. Die Wälle auf Platta sind wohl eher Firnhalden- als Gletschermoränen.

Im unteren Teil des Tales sind ziemlich reichlich Wallformen vertreten, deren unscharfe Ausprägung mich darin altstadiale Moränen suchen liess. Doch ist es unmöglich, sie in einen sinnvollen Zusammenhang zu ordnen; und es mögen zum grossen Teil eher Erosions- als glaziale Akkumulationsformen sein.

Auf der W-Seite des Piz Nair reicht eine Moränenzunge von auffallend frischer Beschaffenheit bis auf 2400 m hinunter, südlich des kleinen oberen Seeleins von Morters. Hier war ich in einem ähnlichen Dilemma wie auf der N-Seite der Crasta Mora: dem Erhaltungszustand nach hätte ich sie als rezent eintragen müssen, wäre dann aber in Verlegenheit gekommen bezüglich der jungstadialen Ausbreitung des Eises gleicher Herkunft. Heute möchte ich eher glauben, dass der Erhaltungszustand recht hat, die Moräne rezent ist und das zugehörige Jungstadium nicht oder vielleicht in einem Teil der als altstadial bezeichneten Moränen auf der Terrasse südlich Morters erhalten ist. Bezüglich dieser und ebenso bei Plaz-Alp Brascheng gilt im übrigen das eben bezüglich Val Natons Gesagte. — Jungstadiale (wohl Firnhalden-) Moränen liegen noch unter dem Steilabfall des Rückens Piz Nair-Piz Brascheng vor.

d) Transfluenzen.

Das Bündner Talnetz mit den zahlreichen verbindenden Pässen von nur geringer bis mässiger Höhe bot die günstigsten Voraussetzungen für die Entstehung eines Eisstromnetzes, bei dem es von vornherein gar nicht ausgemacht ist, dass die Eisscheiden mit den heutigen Wasserscheiden zusammenfallen müssten. Dies ist auch tatsächlich bei keinem unserer grossen Pässe der Fall gewesen.

α) Der Malojapass wurde nicht nur während des Höchststandes der Würmeiszeit, sondern vielleicht sogar noch während der Schlussvereisung (S. 2) von Engadiner Eis überströmt, das von der Mündung des Tales von Pontresina an sich talaufwärts bewegte. Wegen der Belege vgl. die S. 3 angegebene Verteilung der Erratika im Engadin; aus dem Bergell erwähnt schon HEIM (103, II, S. 578) erratischen Julier-Granit usw. Ebenso weist schon er darauf hin, dass alle Rundhöcker bei Maloja und in der ganzen Umgebung der Engadiner Seen Eisbewegung in Richtung NE—SW ablesen lassen (103, I, S. 374; II, S. 578).

β) Der Albulapass zeigt ebenfalls Rundhöcker mit östlicher Stosseite. Aber auch hier bietet erratisches Material einen unmittelbaren Beleg: die sehr charakteristischen diaphthoritischen Grünschiefer des Albula-Lappens (I, S. 146), die nach W nicht über die Gegend Alp Nova-Fontaunas anstehen, fanden sich in der Moräne in der Nachbarschaft von P. 2304 (also noch östlich der Passhöhe).

Dieser Fund erweist immerhin nicht nur die Bewegung des Eises von E nach W, sondern ist auch für die Mechanik der Transfluenz von Bedeutung. Das höchste anstehende Vorkommen der betreffenden Grünschiefer befindet sich auf Fontaunas, bei 2280 m (rund); viel ausgedehnter sind solche in tieferer Lage (2100—2250 m südlich Alp Nova). Das angeführte Material in der Moräne muss also dem Gletscherboden entnommen und aufwärts verfrachtet worden sein. D. h. es ist nicht etwa nur der obere, höher als die Einsenkung des Passes befindliche Teil des Gletschers über jenen abgeströmt, sondern der Gletscher in seiner ganzen Mächtigkeit hat sich über den Pass geschoben, von mindestens $3\frac{1}{2}$ —4 km östlich der Passhöhe an.

Auf der SW-Seite des Compass nordwestlich Weissenstein, bei 2210—2235 m Höhe, fand H. EUGSTER (116, S. 28) Biotitserizitgneise, die er mit Gesteinen der Keschmasse vergleicht, in Seitenmoränenwällen. Das deutet auf ein Überfliessen des Eises noch nach dem Höchststand: die Mächtigkeit der Zunge, auf welche diese Wälle schliessen lassen, betrug noch ≥ 200 m. Mindestens ebenso hoch über dem Albulapass muss gleichzeitig noch die Gletscheroberfläche gestanden haben; über dem Engadin also noch von 2500 m aufwärts. Das Engadin beherbergte also noch ein gewaltiges «Inlandeis», das über die Pässe überfloss, zu einer Zeit, da im benachbarten Rheingebiet der Eisstand nicht entfernt mehr so hoch war. Leider lässt sich diese Zeit nicht genauer fixieren; jedenfalls fällt sie noch vor die bekannten schlusseiszeitlichen Stadien.

Eine Seitenmoräne des zum Albulapass abzweigenden Gletscherastes ¹⁾ scheint auch auf der Terrasse bei der Pedra Mora ²⁾, etwas über 2400 m, angedeutet, mit horizontalem Verlauf; sie besteht ganz aus Granitblöcken (mehr oder minder lokaler Herkunft). Sie entspricht nach dem zuvor Gesagten einem noch etwas tieferen Eisstand als jene Moränen ob Weissenstein; älter als die Schlussvereisung dürfte sie aber auch noch sein.

¹⁾ Auf der Karte ausgeblieben.

²⁾ Die selbst ein auffallenderweise gerade an der Terrassenkante liegende Moränenblock ist.

γ) Der Julierpass wurde ebenfalls vom Eis gegen W überflossen, wie die Rundhöcker besonders in unmittelbarer Nachbarschaft der Passhöhe deutlich zeigen; siehe auch WALDBAUER (114, S. 41, 43). Dieser glaubt auch eine Senkung der Schliiffgrenze von E nach W zu sehen, versieht allerdings selbst die Höhenziffern mit einem ?, die er von N und S der Pass-Senke angibt. Belege in Gestalt von erraticem Material sind hier nicht bekannt und auch nicht zu erwarten, da es ausschliesslich für die Engadiner Seite charakteristische Gesteine nicht gibt; Radiolaritsplitter in den dem S-Abfall des Piz Albana angeklebten Moränenresten können ebensogut aus Valletta del Julier wie aus Val Saluver stammen! Bernina-Erratikum aber fehlt schon bei Silvaplana.

δ) Am Septimer sprechen nur die Formen einzelner Rundhöcker für Eisbewegung in N-S-Richtung; Näheres ist nicht zu ermitteln.

ε) Endlich wurde auch ein Hochgebirgskamm vom Eis überströmt: vom Val Bever zum Albulatal in der Gegend der Fuorcla Crap Alv. Die gerundeten Formen des Kammes lassen erkennen, dass dies auf der ganzen, 2½ km breiten Strecke zwischen Piz Dancèr und Piz Dschimels geschah. Nordseitig in der grossartigen Rundhöckerlandschaft von Murtèl Salamun—Murtèl dil Crap Alv verstreute Dolomitstücke zeigen, dass Eis aus der oberen Val Bever überfloss; für eine Beteiligung von Engadiner Eis s. str. gibt es bisher keine Belege.

Keine Transfluenz konnte dagegen am Pass Suvretta festgestellt werden. Die Moränen der Samadener Val Suvretta führen ausschliesslich Kristallin; nach dieser Seite floss bestimmt kein Eis von S über. Nun möchte man ja allerdings, entsprechend dem im Engadin bestehenden Oberflächengefälle von NE nach SW, auch für das Innere der Gruppe eher ein solches voraussetzen. Allein hier eine Transfluenz in dieser Richtung festzustellen, fehlt jede Möglichkeit.

e) Weitere Spuren der Eiszeit.

α) Rundhöckerlandschaften und Gletscherschliffe.

Rundhöcker trifft man in einem so stark und bis in so junge Vergangenheit vergletschert gewesenen Gebiete kristalliner Gesteine sozusagen auf Schritt und Tritt. Bekannt und mit Recht berühmt ist die Rundhöckerlandschaft um die Passhöhe von Maloja. Die Orientierung der Rundhöcker — Steilseite gegen S! — zeigt das Überfliessen des Eises vom Engadin gegen das Bergell an.

Auch die Julierpasshöhe zeigt recht typische Rundhöcker, wenn auch, entsprechend der starken Schutt- und Moränenverhüllung des Anstehenden, in viel geringerer Ausdehnung. Ebenso wie manche Erratica (vgl. oben, S. 3) deuten sie auf Überfliessen des Eises vom Engadin gegen das Oberhalbstein.

Weniger ausgeprägt — entsprechend dem Vorwiegen von Kalk- und Schiefergesteinen — ist die Rundhöckerbildung auf dem Albulapass; wo jedoch Granit zutage tritt oder andere kristalline Gesteine, da stellt sie sich sogleich wieder vollkommen typisch ein. Auch hier zeigt sie gleich manchem Moränenmaterial Überfliessen des Eises vom Engadin gegen W an.

Sehr schöne Rundhöcker trifft man auch vielfach in den Tälern, wo ja fast jeder grössere zutage kommende Fels dem kundigen Blick verrät, dass er vom Eise bearbeitet ist. Verwiesen sei da vor allem auf die Talweitung von Bivio mit den typischen Rundbuckelformen ihrer Grüngesteine.

Abseits der grossen Hauptverkehrswege seien hier nur drei besonders grossartige Beispiele herausgegriffen. Das eine bildet das Murtèl dil Crap Alv auf der S-Seite der Albula-Furche: hier hat ein auf breiter Front zwischen Piz Dancèr und Piz Dschimels von der Val Bever nach NW überströmender Gletscherast (vgl. oben!) nicht nur das berührte Kammstück rundgeschliffen, sondern auch das unterhalb befindliche Gehänge seiner ganzen Breite nach zu einer Rundhöckerlandschaft umgestaltet, die den Vergleich mit den berühmtesten ihrer Art (Grimsel usw.) nicht zu scheuen braucht. Die Beschaffenheit des Felsgrundes (Granit!) begünstigte ihre Erhaltung.

Das zweite Beispiel bietet der Kessel des Grevasalvas-Sees, wo Nair-Porphyr, Quarzphyllit und Radiolarit rundhöcker-holde Gesteine sind, die den Grossteil des Felsgrundes bilden. Er ist das schönste Beispiel einer ausgedehnten Rundhöckerlandschaft, die auf die Tätigkeit eines Kar-

gletschers zurückzuführen ist. Sie trägt ihren Teil dazu bei, diesen Kessel zu einem der eindrucksvollsten landschaftlich-geologischen Schaustücke des Julier-Gebietes zu machen.

Endlich sei noch die Rundhöckerlandschaft des Piz Grevasalvas genannt, welche den ganzen sanften E-Abfall dieses Berges bis zum selbst rundgeschliffenen Gipfel hinauf bedeckt, als Zeugnis dafür, dass auch ein Plateaufirn solche Wirkungen hervorzubringen imstande ist.

Alle diese Beispiele — vor allem das erste und das letzte — zeigen, dass grossartige Rundhöckerlandschaften keineswegs nur auf mehr oder minder ebenem Untergrunde zustande kommen, wie das STREIFF-BECKER (479) behauptet; was übrigens auch bezüglich vieler mit Rundhöckern reich gesegneten Passlandschaften (mir besonders geläufige Beispiele aus den E-Alpen bieten der Kalser und der Felber Tauern) nicht zutrifft. Trotzdem möchte ich die von dem Genannten a. a. O. vertretene These (zuerst aufgestellt von O. FLÜCKIGER, 449), wonach von fließendem Wasser geschaffene Einschnitte die Trennung der einzelnen Rundhöcker voneinander bedingten, nicht ohne weiteres ablehnen; fallweise wenigstens mag dies gewiss zutreffen. Im allgemeinen wahrscheinlicher ist ja wohl, dass Unterschiede in der Erodierbarkeit der Gesteine zur Geltung kommen — wie sie ja auch für die glaziale Ausschleifung im grossen eine massgebende Rolle spielen; Unterschiede, die dem Geologen im Gelände nicht einmal aufzufallen brauchen. Eine geringe Schwankung in der Zusammensetzung — z. B. grösserer Reichtum an Quarz bzw. Glimmer in den einzelnen Lagen eines Gneises — mag da genügen. Oder es mag die vorglaziale Verwitterung verschieden tief in das Gestein eingedrungen gewesen sein und eine selektive Ausräumung durch den Gletscher begünstigt haben. Dass selbstverständlich auch Kluftsysteme für die Detailformung der Rundhöcker eine sehr massgebende Rolle spielen, dürfte wohl der Überblick über jede grössere Rundhöckerlandschaft mit der üblichen Vielzahl paralleler Furchen nahelegen.

Deutliche Gletscherschliffe sind naturgemäss verhältnismässig selten erhalten. WALDBAUER (114, S. 44) erwähnt solche vom oberen Rande der Klamm der Ova del Vallun ob Silvaplana, mit Richtung der Schrammen quer über die Klamm hinweg, wie es der Urheberschaft des Engadiner Talgletschers entspricht. Auf dem Rücken von der Motta Radonda (nördlich Maloja) zum P. 2546 traf ich Schliffe mit NW-SE verlaufenden Kratzern, auf Phyllit der Maloja-Serie; sie entsprechen einem Überfließen vom Piz Grevasalvas stammenden Eises zum Engadiner Hauptgletscher. Das war wohl nur in einem ziemlich frühen eiszeitlichen Stadium — von dem hier sonst jeder Beleg fehlt — möglich.

Kurz hingewiesen sei auf die von TARNUZZER (49) beschriebenen Gletschermühlen im Gletschergarten von Maloja.

β) Schliffgrenze.

Die Erscheinung der Schliffgrenze ist in den gegen das Engadin vorspringenden Granitbergen besonders deutlich; geradezu klassisch an der Crasta Mora nordwestlich Bevers. Bis auf etwa 2800 m ist ihr Gehänge rundgeschliffen; darüber ragt mit einspringendem Winkel der zackige, vom Gletscher unberührte Felskamm auf.

Fast ebenso schön ist die Schliffgrenze am Piz Albana; hier liegt sie bei etwa 2700 m. Am Piz Polaschin geht sie noch etwas tiefer hinab — gegen 2650 m; sie begrenzt das rundgeschliffene Gelände von Mutaun gegen oben.

Im engeren Lagrev-Gebiet ist die Schliffgrenze anscheinend durch die in den steilen Felshängen kräftig wirksame postglaziale Verwitterung und Erosion undeutlich geworden. Dagegen ist man versucht, sie am Piz Lunghin (E-Seite) in der Einkerbung an der Basis der obersten Gipfelpyramide zu sehen. Die Höhenlage — 2650 m ca. — scheint allerdings gegenüber den eben aus der Silvaplanner Gegend genannten fast etwas zu hoch.

Weniger deutlich ist die Erscheinung der Schliffgrenze im Oberhalbstein. Die Roccabella, 2730,6 m, möchte man auf Grund ihrer Rundbuckelform noch für eisüberflossen halten; doch ist zu bedenken, dass sie wesentlich aus dem wenig formentreuen Liasschiefer besteht. Auf der S-Seite des Piz Nair möchte man die Schliffgrenze am Fuss der Gipfelsteilwand suchen; das ist mit rund 2800 m freilich noch mehr als man dem allgemeinen Gletscherniveau hier zubilligen kann und wohl auf lokale

Eisbildung zu beziehen ¹⁾. Weiter nördlich lässt sich nur sagen, dass die niedrigen Vorhöhen der Err-Gruppe mit Höhen zwischen 2400 und 2500 m: Paré naira, Falotta, Piz Cuolm, eisgeformt sind, der Piz Cugnets (2737 m) aber nicht mehr; dagegen wieder die Carungas (2616 m) — allerdings wohl durch einen Gletscherzufluss von Val d'Err.

γ) Trogtäler und Mündungsstufen.

Es kann hier nicht das Problem der Gletschererosion in seinem ganzen Umfange aufgerollt werden. Ich möchte nur kurz meinen Standpunkt hiezu festlegen: es gibt eine glaziale Erosion, nicht nur nach der Seite, sondern auch nach der Tiefe. Beweis dafür sind die zahllosen Wannsen in anstehendem Fels, für die eine andere Entstehungsart überhaupt nicht in Frage kommt; als besonders frappantes Beispiel sei die neuerdings durch Bohrung nachgewiesene Übertiefung des Urserentales um nicht weniger als 300 m unter die Felschwelle ob der Schöllenschlucht angeführt.

Allein die Gletscherarbeit erfolgt in hohem Masse selektiv. Sowohl was die Bedingungen des zu erodierenden Untergrundes: Gesteinsart, Klüftigkeit, tektonische Beanspruchung, Verwitterungszustand usw. betrifft, als auch die Angriffsmöglichkeiten, die er dem Eise bietet, als auch endlich die Bedingungen, die im Eise selbst bestehen: nicht nur Druck und Temperatur ²⁾, sondern auch Geschwindigkeit und vor allem der grössere oder geringere Gehalt an Schleifmitteln in Gestalt von Moränenmaterial — alle diese und noch manche andere Umstände schaffen eine solche Vielfalt örtlich und zeitlich wechselnder Möglichkeiten, dass man weder Spitzenleistungen des Gletschers wie die oben angeführte ohne weiteres verallgemeinern noch sich an einer zunächst unerklärlich scheinenden Launenhaftigkeit seiner Arbeitsweise stossen darf.

Es ist also durchaus kein unvereinbarer Widerspruch, wenn die Eiszeitgletscher einerseits ältere Talterrassen sozusagen unbeschädigt überflossen (ohne dass wir natürlich sagen könnten, wieviel sie von denselben tatsächlich doch noch entfernt haben!), anderseits an benachbarter Stelle vielleicht einige 100 m Gestein beseitigt haben: Ebensowenig sind die berühmten «Inselberge» das Hindernis für die Annahme grosszügiger Gletschererosion, als das sie von den Gegnern hingestellt worden sind (einige Versuche zu ihrer Deutung siehe bei STREIFF-BECKER, 479; WALDBAUER, 114); wissen wir doch auch bei ihnen nie, wie die Topographie vor der Einwirkung des Gletschers war und wieviel er tatsächlich weggefeilt hat. Anderseits ist auch der beliebte Schluss, dass dem grösseren Gletscher eine grössere Erosionskraft zukommen müsse als dem kleineren, durchaus anfechtbar; eine auch nur annähernde Proportionalität besteht gewiss nicht allgemein.

Wenn ich also die Trogform der Täler als gletschergeschaffen anerkenne, so gewiss nicht in dem (heute übrigens wohl nur noch von wenigen befürworteten) Sinne, dass der ganze Trog, von der Trogschulter abwärts, das alleinige Erzeugnis der ausschürfenden Tätigkeit des Gletschers sei. Ich bin vielmehr überzeugt, dass sozusagen immer ein flussgeschaffener Taleinschnitt vorher da war, vielleicht nahezu ebenso tief wie der heutige Trog, der aus einem solchen Einschnitt durch die in erster Linie verbreiternde, daneben aber wohl immer bis zu einem gewissen Grade — und fallweise ganz erheblich — vertiefende Wirksamkeit des Gletschers hervorgegangen ist.

Das eigentlich in erster Linie Charakteristische am U-förmigen Taltrog sind nicht so sehr die steilwandigen Flanken als vielmehr der flache Boden. Gewiss kann seitliche Erosion fliessenden Wassers auch eine flache Felssohle schaffen ³⁾. Vorbedingung dafür ist also ein so geringes Gefälle, dass der Fluss hin- und herpendelt; sowie jenes über einige Promille hinausgeht, ist es damit vorbei — der Fluss schneidet nach der Tiefe ein.

¹⁾ Die Gestaltung des Piz Nair-Ostgrates mit seiner bis gegen 2900 m emporreichenden Plattenabdachung ist nicht auf Gletscherwirkung zurückzuführen, sondern auf voreiszeitliche Formung; vgl. S. 44.

²⁾ Die bekannte, für alpine Gletscher gültige Regel, nach welcher die Temperatur an jedem Punkt seiner Masse der dem jeweils herrschenden Druck entsprechenden Schmelztemperatur nahekommt, darf auf die arktischen Verhältnisse der Eiszeitgletscher nicht verallgemeinert werden.

³⁾ Aus nie vergletscherten Tälern Steiermarks kenne ich breite Alluvialböden, die zunächst eine bedeutende Mächtigkeit vortäuschen; im Flussbett aber kommt in ganz seichter Lage immer wieder der Felsgrund zutage (siehe 444). Von den tief aufgefüllten Alluvialböden glazial ausgestalteter Täler ist so etwas unbekannt.

Von ALB. HEIM (II 413, S. 251) und manchen anderen Gegnern der Glazialerosion wurde behauptet, die U-Form der Täler sei bloss vorgetäuscht durch flache Schuttsohlen. Solche sind gewiss häufig; immerhin gibt es auch genug Beispiele für das Zutagetreten der Felssohlen von Trögen.

Für unser Gebiet speziell hat G. ORTH (II 384) auf die Seltenheit typischer Tröge hingewiesen. Dieselbe ist aber gar nicht verwunderlich; ist doch zur Bildung eines typischen Troges auch ein geeignetes Material erforderlich: am besten Massengesteine, ferner widerstandsfähige kristalline Schiefer oder Sedimente, die senkrecht zum Streichen geschnitten sind. In unseren Granitgebieten finden wir die Trogform ausgeprägt: in Val Bever, wo auch mehrfach, besonders bei der Alp Suvretta, die flache Felssohle sichtbar wird. Weniger deutlich ist die Trogform der Val Suvretta (Samaden); dagegen wieder recht typisch in der Val del Julier, wo in der Mündungsstufe sowie auf der Passhöhe auch die sonst durch Schutt verhüllte Felssohle hervorschaut.

Dass im übrigen, und speziell in den grossen Grenztälern des Untersuchungsgebietes, im Engadin und Oberhalbstein, meist keine deutlichen Tröge vorliegen, dürfte seinen Grund in dem vorwiegend isoklinalen Einfallen der Schicht- und Schiefergesteine haben, das von den Tälern schräg geschnitten wird bzw. ihnen parallelgeht. Talwärtiges Einfallen aber ist notwendigerweise der Erhaltung von Steilböschungen in hohem Grade abträglich. Nichtsdestoweniger gibt es sogar im Engadin abschnittsweise Anklänge an trogförmige Gestaltung. Ich denke da insbesondere an die flachen Felssohlen, wie sie in der Umgebung von Maloja, in noch grösserer Breite in dem von der Charnadura durchschnittenen Riegel unterhalb des Sees von St. Moritz zutage treten. — Im Oberhalbstein kann man in manchen der beckenförmigen Weitungen Anfänge von Trogform sehen, so besonders in dem kleinen Becken von Surlava unterhalb Mühlen, wo die dem Flysch aufgeschobenen Diabase der Platta-Decke dem Tal entgegengesetzt einfallen; hier dürfte in der niederen Terrasse auf der E-Seite auch eine Andeutung des flachen Trogbodens sichtbar werden.

Zu den Charakterzügen glazial ausgestatteter Täler werden meist auch die Stufenmündungen der Seitentäler gerechnet. Es wäre aber wohl ein Trugschluss, wollte man die ganze Höhe der Mündungsstufen auf den Unterschied der Erosionsleistung von Haupt- und Seitengletscher zurückführen; mündete das Seitental einst gleichsohlig ins Haupttal, so ist anzunehmen, dass ersteres über die Steilstufe der Mündung hinaus sein Gefälle (eventuell verstärkt) fortsetzte, bis es das Haupttal traf. Durch die glaziale Verbreiterung des Haupttales wurde der unterste Teil des Seitentales samt dem einschliessenden Fels entfernt, die Stufe also — ebenso wie die gesamte Talflanke — zurückverlegt, damit versteilt und erhöht, ohne dass damit unbedingt eine nennenswerte Vertiefung des Haupttales verbunden sein müsste.

Ich betrachte also auch die Mündungsstufen für im allgemeinen fluviatil angelegt, glazial nur stärker ausgeprägt. Allerdings mit Unterschieden: für das oberste Engadin mit seiner seit langem stagnierenden Flusserosion ist man versucht, ein stärkeres Ausmass glazialer Tiefenerosion anzunehmen. Für die Höhe der Mündungsstufe von Val del Julier über dem (allein in Betracht kommenden) Seeboden findet WALDBAUER (114, S. 43) etwa 240, für die der Val Fex (a. a. O. S. 38) 130 m. Als Gesamtleistung aller vier Eiszeiten erscheint dies — verglichen mit den 300 m glazialer Eintiefung des Urserentales (s. oben!) — nicht übertrieben viel. Freilich bleibt zu bedenken, dass vom Riegel beiderseits der Charnadura über Maloja in die Val Muretto und Val Maroz ein Talboden zu verfolgen ist, von wohl fluviatiler Anlage; wenn er auch auf Maloja vielleicht nicht unerheblich durch Gletscherwirkung erniedrigt ist, so wird man eben doch nur, was unter ihm entfernt ist, mit Sicherheit dem Gletscher zuschreiben dürfen; d. h. vor allem die Eintiefung der Seewannen (S. 60) ¹⁾.

Engadinabwärts nimmt die Höhe der Mündungsstufen zu: Val Suvretta um 200 m; Val Saluver um 300 m; Val d'Alvra um 400 m — alle auf die Schuttsohle bezogen, tatsächlich also noch um unbekannte Beträge zu vergrössern. Vermutlich prägt sich darin weniger die Zunahme der Gletscher

¹⁾ Manche Bedenken, die einst gegen Glazialerosion vorgebracht wurden, erledigen sich heute von selbst. So, wenn BONNEY (441) glaubte, das seines Quellgebietes verlustig gegangene Oberengadin sei nur auf das Eis der seitlich umschliessenden Berge angewiesen und von gar keinem nennenswerten Gletscher durchflossen gewesen. Nun, wir wissen heute, dass allerdings kein solcher talabwärts floss — wohl aber talaufwärts! Im übrigen dürften auch Val Fex und Fedoz allein schon ganz nette, zu allerhand Leistungen fähige Gletscher geliefert haben.

erosion aus, als vielmehr die der vorausgegangenen fluviatilen Eintiefung des Tales. — Ähnlich steht es im Oberhalbstein, wo die Mündungsstufe des Val Natons 200 m, die des Val d'Err (ab Pensa) 300 m hoch ist.

Nun gibt es aber auch Fälle, die jeglicher Theorie der Stufenmündungen Schwierigkeiten machen. Ein solcher Fall ist die Val Bever, die gleichsohlig ins Engadin einmündet ¹⁾. Die Theorie der glazialen Übertiefung kann sich da nicht darauf berufen, dass dies eben das grösste Seitental ²⁾ sei; denn einen dem Engadiner Gletscher halbwegs gleichwertigen Zuschuss hat Val Bever bestimmt nicht geliefert, am wenigsten zu Zeiten der Eishochstände, da das Eis über die Fuorcla Crap Alv ins Albula-Gebiet überfloss (S. 11). Liegt etwa das Äquivalent einer Mündungsstufe rückverlegt vor in der Andeutung einer Stufe, die zwischen Prasüratsch und Palüd Marscha durch die Klamm und den 150 m hohen Anstieg gegeben ist? Möglich — aber mit der Überlieferungsvorstellung nicht vereinbar, die eine Stufe eben an der Mündung erfordert. Aber auch vom Standpunkt der fluviatilen Stufenbildung aus ist die Sache rätselhaft, um so mehr, als der Unterlauf der Val Bever ein verhältnismässig junges Tal sein dürfte (S. 51); es erscheint trotz der grösseren Wassermenge nicht ohne weiteres einleuchtend, dass die Erosion ihr Werk — noch dazu im harten Granit! — hier so viel vollständiger vollbracht hat als in den anderen, mit Stufen mündenden Seitentälern.

δ) Kare und Firnbecken.

Zu den auf Eiswirkung zurückzuführenden Formen werden gewöhnlich auch die Kare gerechnet: die hochgelegenen, kesselförmigen Mulden, über welche die Gipfel und Grate des Hochgebirges mehr oder minder steil unmittelbar aufragen. Auch gegen die grösseren Täler sind typische Kare durch eine steile Stufe abgeschlossen; ihr eigener Boden aber ist mehr oder weniger flach, oft sogar rückläufig, so dass ein Karsee zustande kommt. Gliederung durch Stufen, ja Übereinanderschachtelung mehrerer Kessel zu einer «Kartreppe» ist nicht selten.

Für alles finden sich Beispiele in unserem Gebiete; und nur einige solche seien aus dessen sehr zahlreichen Karen hier zusammengestellt.

Wohl der schönste von allen ist der Kessel des Lej Grevasalvas, mit seinem etwa 2 km² einnehmenden flachgeneigten, im einzelnen freilich entsprechend der bunten Gesteinszusammensetzung (vgl. II, S. 15 f.) kompliziert gestalteten Boden und drei Karseen (S. 62). Die abschliessende Felsstufe ist etwa 200 m hoch.

Ein anderes typisches Kar ist jenes des Lej Lunghin, mit über 500 m hoher Stufe gegen Maloja.

Ein Beispiel einer Kartreppe bieten Alpascella und Alpascellina auf der W-Seite des Piz dal Sass: ersteres mit flachem Boden über 300 m hoher, gegen Val Maroz abfallender Steilstufe, darüber ungefähr ebenso hoch der kleinere, ebenfalls flache Boden von Alpascellina.

Ebenfalls ein typisches Kar ist Munteratsch auf der S-Seite des Piz Julier, 300 m über der Passstrasse mündend; ein weiteres Vairana zwischen Piz Nair und Piz Bardella, mit grossem vertorfte Karsee über 400 m hoher Stufe usw.

ε) Talstufen und Terrassen.

Wenn wir versuchen, die Oberflächengestaltung vergangener Zeiten zu rekonstruieren, dann sind die wichtigsten Hilfsmittel die Reste alter Talböden und -enden, die wir in verschiedenen Höhen über den heutigen Talsohlen antreffen.

Als Reste alter Talböden kommen vor allem die Terrassen in Frage, die häufig die Flanken der Täler begleiten. Nur ist leider deren Zusammenhang selten so gut erhalten, dass ihre Zusammenfügung frei von subjektiver Willkür möglich wäre. Die auf Grund von Terrassen konstruierten alten Talböden haben denn auch gewöhnlich zwei Eigenschaften, die sie in unvereinbaren Gegensatz zu heutigen Tälern

¹⁾ Der Anstieg von ca. 60 m von Bevers (1709,5 m) zum Talboden unter Spinaz (1770,8 m) ist durch den vom Beverin ausgeworfenen Schuttkegel bedingt. Sollte sich unter diesem eine Felsstufe verbergen?

²⁾ Die gleichsohlige Mündung des Berninatals darf man da nicht vergleichen; sie ist ein Trugbild! Die Mündungsstufe ist in diesem Fall Sache des anderen Partners: des Oberengadiner Seitentales; vgl. S. 59!

setzen: sie werden einmal um so breiter, je älter, d. h. je höher über den gegenwärtigen Tälern sie sich befinden; und zum anderen haben sie sehr häufig kein Gefälle. Der Verdacht liegt denn nahe, dass da noch Fehler in der Methode stecken; und es hat nicht an Versuchen gefehlt, dieselbe zu verbessern. AMPFERER (440) hat darauf hingewiesen, dass man nicht einfach einander gegenüberliegende Terrassenstücke verbinden dürfe; die übermässig breiten Talböden, die man so erhalte, seien vielmehr so zu deuten, dass zwei parallel nebeneinander herlaufende Täler im Laufe der Zeit durch Abtragung des trennenden Kammes in eines zusammengeflossen wären. Das kann gewiss sein; aber es ist sehr unwahrscheinlich, dass es mit Regelmässigkeit so wäre! SCHWINNER (472) wendet sich gegen das beliebte Verfahren, stets solche Terrassenstücke zu kombinieren, die möglichst in einer Höhe liegen; es sei vielmehr anzunehmen, dass die sukzessive Höhershaltung des Gebirges mit einer Verstellung an tektonischen Bewegungsflächen Hand in Hand gehe. Demgegenüber staffelt er die Terrassenniveaux an solchen Flächen; gewiss ein ansprechendes Verfahren! Aber einmal ist es auch nicht frei von subjektiver Willkür — im Gegenteil: die Kombination der Niveaux über die trennenden Bewegungsflächen hinweg ist solcher in hohem Grade ausgesetzt. Und zweitens verbietet sich die Anwendung von selbst dort, wo es an solchen Flächen mit vorwiegend vertikaler Verstellungstendenz fehlt, wie das z. B. auch in unserem Gebiet der Fall ist.

Wir werden demgemäss nicht von den Terrassen ausgehen, sondern von den Kare. FELS hat gezeigt, dass diese zu verstehen sind als oberste Anfänge eines alten Talsystems. Gewiss durch spätere Schicksale umgeformt, besonders durch Gletscherwirkung: die auffallende Breite, die sie oft erreichen, ist bei dem doch immerhin oft beträchtlichen Sohlengefälle als Wasserwirkung unmöglich. Ebenso kann die häufige Rückläufigkeit von Gefällstrecken (Karseen!) im allgemeinen nur auf Gletschertätigkeit zurückgehen. Die Stufen aber, mit denen sie münden, sind auf das nachträgliche stärkere Einschneiden der Haupttäler im Gefolge (relativer!) Hebung zu beziehen, dem die obersten Verzweigungen noch nicht nachkamen. Sie sind wohl — in einst vergletscherten Gebieten — vom Eise überformt, primär aber keine gletschergeschaffenen Formen.

Mit einer gewissen rohen Annäherung können wir also aus der Höhenlage und Verteilung der Kare bzw. der ihnen gleichgeordneten Firnbecken, Lage und Verlauf alter Talsysteme feststellen; freilich müssen wir uns dabei einmal des Umstandes bewusst bleiben, dass ein gewisser — kaum sehr grosser, aber nicht feststellbarer — Eintiefungsbetrag auch auf Eiswirkung zurückgeht; und zweitens dessen, dass nicht immer gleiche Teile der alten Talenden in den Kare erhalten geblieben sind; dass also auch Unstimmigkeiten in der Höhenlage der heutigen Stufen nicht allzuviel besagen — sie können im einen Fall weiter rückverlegt sein als im anderen. Die Terrassen seien in zweiter Linie herangezogen. Dabei müssen wir uns von dem Vorurteil freimachen, dass die Höhe der Terrasse mit der des Talbodens in allen Fällen identisch sei; von der Terrasse kann sehr wohl noch ein Gefälle bis zum Wasserlauf des Tales bestanden haben. Aus diesem Grunde ist auch bezüglich der Höhe der Terrassen nicht auf jeden Meter Gewicht zu legen. Und endlich darf die nachträgliche Beeinträchtigung der Formen — sowohl durch blosse Abwitterung wie durch glaziale Überarbeitung — auch nicht gar zu gering veranschlagt werden; Gründe genug, um aus denselben nicht gar zu viel herauslesen zu wollen!

Beginnen wir im Bereiche der Julier-Passfurche: Hier sehen wir im Pass sehr schöne Kare mit Stufen münden, deren Oberrand bei oder knapp unter 2400 m liegt: Vairana auf der N-, jenes westlich Piz d'Emmat Dadora und jenes des Lej Grevasalvas auf der S-Seite; dass diese beiden ein wenig (20 bis 30 m) tiefer liegen als Vairana hat kaum viel zu sagen, könnte aber vielleicht dahin verstanden werden, dass das alte Tal, auf das diese Kare mündeten, der S-Seite mehr genähert war als die heutige Julia. In Val d'Agnelli entspricht ihm die Stufe (rund 2460 m), mit der das östliche Zweigtal einmündet; im westlichen Zweigtal ist sie freilich kaum angedeutet. In der Valletta del Julier ist die analoge Stufe ebenfalls bereits von der Mündung taleinwärts verlegt, um etwa $\frac{3}{4}$ km. Das grosse Kar Munteratsch am Piz Julier zeigt wieder eine gewaltige Mündungsstufe bei (oberer Felsrand!) etwa 2360 m. Ganz abweichend aber verhält sich das Kar des Lagrev-Gletschers: die Stufe, über der er endet, liegt bereits bei 2600 m — eine Unstimmigkeit, die wir angesichts der Neigung der Gletschersohle wohl auf Rückverlegung der Stufe (um wenig über $\frac{1}{2}$ km) zurückführen können. Die NE-Seite des Piz Polaschin endlich beherbergt noch ein rudimentäres Kar, dessen Stufenrand wieder ungefähr bei 2400 m liegt.

Terrassen entsprechender Höhenlage fehlen auch nicht. Vor allem ziehen solche sowohl vom Lej Grevasalvas wie von Val d'Agnelli gegen den Julierpass hinaus. Auch der südliche Vorbau des Piz Bardella zeigt eine Verflachung um 2400 m, die man wohl mit dem einstigen Talboden in Zusammenhang bringen darf. Ja man ist sogar versucht, das von dort felsenlos in mässiger Steilheit zum Vorgipfel (P. 2744) des Piz Bardella aufstrebende Gehänge für ein Relikt aus der gleichen Zeit anzusehen; allein, dass es aus den leicht verwitternden Liasschiefern besteht, die verhältnismässig schnell einen derartigen gleichmässigen Hang liefern werden, mahnt zur Vorsicht. Auch auf der W-Seite des Piz d'Emmat Dadora leitet eine Terrasse auf 2400 m (rund) nach N hinaus.

Nach welcher Seite mag dieses Juliertal entwässert haben? Die heutige Pass-Senke ist bekanntlich ein «enthauptetes» Tal: enthauptet vom Oberhalbstein her, wie der Steilabfall westlich unter der Passhöhe zeigt (S. 53). In der nächsten Phase der Talbildung werden wir diese Enthauptung bereits vollzogen finden (S. 54). Es ist also anzunehmen, dass das Tal des 2400 m-Niveaus dem Engadin tributär war; einschliesslich seiner Zuflüsse nicht nur aus Val d'Agnelli und Lej Grevasalvas, sondern auch aus Vairana und dem Kar zwischen Roccabella und Piz d'Emmat Dadora. Ja, ich möchte vermuten, dass sein Einzugsgebiet noch ausgedehnter war (s. unten).

Weniger typische Fälle sind solche, bei welchen die abschliessende Felsstufe fehlt, wie die vier grossen Kare über der Terrasse von Flix. Bei den beiden südlichen, Val Savriez und Cadotsch, ist eine solche Stufe noch durch unterbrochene Felspartien angedeutet; bei den beiden nördlichen, westlich des Piz Calderas bzw. des Piz d'Err, wird sie durch einen moränenüberkleideten steileren Abfall ersetzt.

Entsprechend hochgelegene Kare sind die gegebenen Sammelstätten für den Firn. Wir haben Grund zu der Annahme, dass sich unter den meisten Firnbecken karförmige Gestaltungen verbergen. In vielen Fällen ist die abschliessende Stufe bereits sichtbar geworden; z. B. unter dem Gletscher nordöstlich des Piz Lagrev, unter Vadret Picuogl und Val Traunterovas, während sie am Vadret Calderas zwischen 2700 und 2800 m gerade ¹⁾ im Begriff ist, herauszuapern.

Als z. T. rudimentäre Kare kann man die kleinen Firmulden auf der E-Seite des Kammes Piz Suvretta-Piz Bever, über dem Steilabfall zu Pass und Samadener Val Suvretta bezeichnen; als eine rudimentäre Kartreppe die beiden übereinanderliegenden Firnansammlungen der N-Seite des Piz Julier.

Nebeneinanderliegende Kare können durch Aufzehrung der trennenden Felsgrate zu einer Karplatte verschmelzen. Ein Beispiel liefert die S-Abdachung von Piz d'Agnelli-Piz Surganda-Corn Suvretta. Die einstmals trennenden Grate sind in der Felspartie (ca. 2880 m) südlich Fuorcla d'Agnelli, in dem Rücken zwischen P. 3166 und Corn Alv und dem Rücken vom namenlosen Gipfel westlich Corn Suvretta zu P. 2834 noch angedeutet.

Was die Entstehung der Kare betrifft, so muss man ihre Anlage mit FELS (448) wohl auf die obersten Verzweigungen eines alten, hoch über den heutigen Tälern befindlichen Talsystems zurückführen. Ihre heutige Gestalt aber können sie nur der Eiswirkung — im weitesten Sinne ²⁾ — verdanken. Nicht nur kann fließendes Wasser niemals ein rückläufiges Gefälle, eine Wanne schaffen ³⁾; auch die Karsohlen haben trotz ihrer relativen Flachheit fast immer (soweit sie nicht rückläufig werden!) ein so starkes Gefälle, dass fließendes Wasser sich nur darein einschneiden, niemals aber ein weites Becken, wie es heute vorliegt, aushöhlen könnte.

In der Regel liegen die Karsohlen freilich unter Schutt und Moränen begraben. Einzelne Fälle im Kartengebiet aber lassen sie doch auf mehr oder minder grosse Erstreckung im anstehenden Fels sichtbar werden. So vor allem die oben genannte Karplatte im Hintergrund von Val d'Agnelli—Valletta del Julier, mit einem Gefälle von über 20 % unter der Fuorcla d'Agnelli. Oder das noch steilere

¹⁾ Bei dem von meiner Karte (1923) festgehaltenen, heute wahrscheinlich schon weit überholten Stande!

²⁾ Auf die verschiedenartigen, diesbezüglich aufgestellten Hypothesen — gewöhnliche Gletschererosion; Rückwärtsschneiden am Bergschrund; Zerfriering des anstehenden Gesteins an den Eisgrenzen usw. — kann ich hier nicht eingehen. Wahrscheinlich kommen verschiedene Vorgänge nebeneinander zur Geltung.

³⁾ Von den Fällen, da chemische Erosion im Untergrund hierfür in Frage kommt, kann hier füglich abgesehen werden (vgl. S. 65); gegenüber der auffallend starken Karsen-Verbreitung in hierfür unzugänglichen Gesteinen spielen sie keine Rolle.

heute grösstenteils eisfrei gewordene Kar auf der E-Seite des Piz Lagrev. Oder das Kar des Vadret da Palüd Marscha (W-Seite des Piz Ot), das unter dem Ende dieses den oberen Teil erfüllenden Gletschers wenigstens in der W-Hälfte anstehende Felsen zeigt, mit ebenfalls über 20 % Neigung ¹⁾. Alle diese Fälle sind ohne kräftige Eiswirkung unerklärlich; die Kare gehören somit — soweit sie heute unvergletschert sind — zu den besten Zeugnissen eines früher grösseren Gletscherstandes.

f) Glaziale Schotter.

Unter dieser Bezeichnung wurden auf der Karte einige Schottervorkommen ausgeschieden, die bei einem wesentlich höheren Stande des Engadiner Sees abgelagert sein müssen.

Dahin zählt zunächst die ganz ebene Terrasse auf Maloja, südwestlich vom Hotel Kursaal, etwa 10 m über dem heutigen Spiegel des Silser Sees. Sie lehnt sich südlich an die grossen Endmoränen des Fornogletschers, welche hier den Aufstau bewirkt haben ²⁾; im W wird sie von der Rundhöckerlandschaft eingefasst; gegen NE endet sie mit Erosionsrand. Aufschlüsse, welche ein näheres Studium der Geröllzusammensetzung gestattet hätten, gab es zur Zeit meiner Anwesenheit nicht.

An der Strassenbiegung am See gleich nordöstlich Capolago fand sich hingegen ein Aufschluss in gut gerollten Schottern, mit Sand wechsellagernd, mit Deltaschichtung, welche gegen W und NW — also vom See weg! — einfällt. Gerölle gut gerundet, meist nicht über hühnereigross; neben Graniten vom Albula-Julier-Typus, Serpentin, Prasinit, vereinzelt Nair-Porphyr. Das ist wahrscheinlich — aber nicht ganz eindeutig! — Moränenmaterial des Engadiner Talgletschers. Eindeutig hingegen zeigt das erwähnte Einfallen der Schichtung, dass die Aufschüttung dieses Deltas nur zu einer Zeit erfolgt sein kann, da der Gletscher das Becken des Silser Sees noch ausfüllte. Offenbar ist eine ganz ephemere Aufschüttung hier durch Zufall erhalten geblieben!

Weiter ist hier zu nennen das Material der zweiten Schottergrube südwestlich Crap da Chüern, an der Strasse gegen Maloja (Fig. 1). Unter grobem Dolomit-(Gehänge-)Schutt (3—4 m)

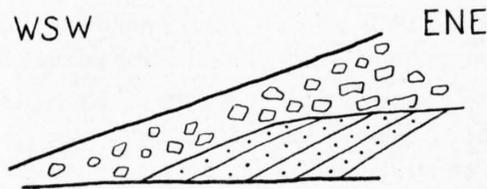


Fig. 1. Schottergrube südwestlich Crap da Chüern.
Erklärung im Text.

ist hier ein feiner Schotter entblösst, aus gut gerundeten Geröllen bis zu 2—3 cm Durchmesser, wechselnd mit Lagen von feinem Quarzsand. Die ausgeprägte Schichtung fällt mit etwa 30° gegen WSW. Das Material besteht vorwiegend aus Serpentin, Grünschiefer, Granit, Diorit, Quarz; vereinzelt Radiolarienhornsteine, Porphyroid; Triasgesteine scheinen zu fehlen! Herkunft aus der (weiteren) Umgebung ist demnach wohl wahrscheinlich. Es scheint sich um ein altes Delta zu handeln, aufgeschüttet von einem vom Gehänge über Buëra-Grevasalvas kommenden, dem Silser See zufließenden Bache.

Endlich fand sich noch ein Aufschluss an der Strasse nördlich Silvaplana, knapp südlich der Ova Agalatsch. Eine Kiesgrube erschliesst hier unter 2—3 m mächtiger Moränendecke, die ihnen diskordant aufliegt, feine Schotter aus vorwiegend kristallinen Gesteinen; doch kommt auch Radiolarit darin vor. Sie fallen mit rund 20° gegen S ein; gegen E stossen sie mit nahezu saigerer Grenze an der Moräne ab und entsenden einen zungenförmigen Ausläufer in dieselbe. Das deutet wohl zwingend auf Altersgleich-

¹⁾ Diese Neigungswinkel sind nach den Höhenkurven der Karte berechnet; der dabei unvermeidlichen Unsicherheit ist dadurch Rechnung getragen, dass ich nur untere Grenzwerte angebe. — Die stark selektiv vom Eise bearbeiteten, sehr unebenen Karsohlen vom Lej Grevasalvas, Lej Lunghin usw. lasse ich hier mit Absicht beiseite.

²⁾ Dadurch ist das Alter der Ablagerung eindeutig als spätglazial festgelegt; die Bezeichnung als «ältere Alluvialbecken» (STAUB, I 145) erscheint mithin nicht zweckmässig.

heit; wogegen die diskordante Moränendecke kaum einem späteren Gletschervorstoss zuzuschreiben ist, sondern sehr wohl durch einen jüngeren Vorgang über die Schotter verschwemmt oder verrutscht sein kann — befinden wir uns doch hier gerade an der Unterbrechung des Daun-Randwalles nördlich Il Piz (vgl. S. 1, 21)! Man möchte bei diesen Schottervorkommen am ehesten an das Delta eines seitlich dieses Randwalles abfließenden Bächleins denken.

Alle diese Schottervorkommen sind demnach am ehesten als spätglazial (etwa Daun) einzuordnen.

g) Übersicht: Die Err-Julier-Gruppe im Eiszeitalter.

Wenn nun zum Schluss versucht wird, ein Gesamtbild der Gruppe im Eiszeitalter zu entwerfen, so ist gleich festzustellen, dass eigentlich nur dessen letzter Abschnitt in Frage kommt. Was vor der Würm-Eiszeit liegt, das ist für immer in Dunkel gehüllt.

Aber auch von der Würm-Eiszeit wissen wir so gut wie nichts. Nur über den Höchststand des Eises sind wir durch die Schlifffgrenzen — die ja zweifellos auf ihn bezogen werden müssen — unterrichtet; und die unter «Transfluenzen» erwähnten Erscheinungen, zusammen mit dem, was über die Verbreitung von Engadiner Erratikum in anderen Talgebieten bekannt ist, lassen uns einiges über die Bewegungsrichtungen ersehen.

Der höchste Eisstand — über 2800 m — bestand demnach dort, wo das Eis des grossen Bernina-gletschers das Engadin erreichte: in der Gegend Samaden-Celerina. Und zwar muss quer über das Engadin noch ein beträchtliches Gefälle bestanden haben: der äusserste Berninagipfel (Piz Staz ¹), 2995 m) überschreitet die Schlifffgrenze noch nicht, die hier demnach auf mindestens 3000 m anzunehmen ist.

In der genannten Gegend teilte sich der Eisstrom: ein Teil ging talabwärts, ein anderer talaufwärts, um über Maloja den Bergeller Gletscher zu speisen. Man ist in Versuchung, diesen Teil für den bedeutenderen zu halten, da ja auf dem weiten und gefällearmen Weg engadinabwärts noch massenhaft Zuflüsse aus den benachbarten Berggruppen erfolgten. Das reichliche Err-Gesteins-Erratikum — Albula-Julier-Granite! — das man auf der begrünteten Hochebene sammeln kann, zeigt indessen, dass der gegen NE abströmende Ast keineswegs bagatellisiert werden darf.

Ausserdem ging möglicherweise unmittelbar von Samaden weg ein dritter Ast über die Fuorcla Crap Alv bzw. das anschliessende Kammstück ins Albulatal. Dass das aus Val Bever kommende Eis diesen Weg nahm, habe ich oben (S. 11) gezeigt. Sehr viel Platz wird daneben für Engadiner Eis nicht geblieben sein; zumal ja die Höhe des zu überschreitenden Kammes die Mächtigkeit stark beschneiden musste.

Dagegen zapfen nun beiderseits unterhalb der Samadener Teilung die beiden grossen Passsenken, Albula (2315 m) und Julier (2283 m), die Engadiner Gletscher an ²); der eine führt Eis dem Albula-, der andere dem Oberhalbsteiner Gletscher zu. In der Gegend von Bivio stand die Eisoberfläche immer noch auf 2600—2700 m und senkte sich auch talabwärts gegen N nur langsam; Falotta (2427 m), Piz Cuolm (2405 m) waren noch eisüberflossen. — Die Furche des Septimerpasses zapfte das Eis des Oberhalbsteiner Gletschers von S her an. Hier war das Oberflächengefälle etwas stärker, entsprechend dem raschen und tiefen Einschneiden des Bergells; der zackige Piz Lizun südlich vom Septimer hat die Eisoberfläche zweifellos schon überragt, ihre dortige Höhe darf mit etwa 2500 m angesetzt werden.

Das ist ungefähr alles, was wir über die Verhältnisse der Würm-Eiszeit wissen. Die S. 7 beschriebenen Verhältnisse um den Albulapass geben uns jedoch die seltene Gelegenheit, einen Einblick zu tun in die Zeit nach ihrem Höhepunkt — lange vor dem geläufigen Stadium der Schlussvereisung. Wir sehen da noch ein auf 2500—2600 m stehendes Eismeer im Engadin einen Gletscher über den Albulapass entsenden, auf dessen W-Seite längst kein annähernd gleich hohes Eisniveau mehr bestand. Es ist ja begreiflich, dass sich im Engadin das Eis länger halten musste als in den Nachbartälern — war hier doch der Abfluss am meisten behindert. Es ist zu vermuten, dass die Engadiner Eisoberfläche

¹) So auf den neuern Karten; früher Piz Rosatsch.

²) Wenigstens die oberen Schichten; vgl. S. 10.

selbst noch lange Zeit über der Schneegrenze lag und also Firn speicherte, während ringsum die Abschmelzung schon weit vorgeschritten war.

Weiterhin klafft wieder eine vollkommene Lücke in der Überlieferung. Wo diese — zunächst auch sehr fragmentarisch! — wieder einsetzt, befinden wir uns schon in der Schlussvereisung.

Hier stellt sich nun vor allem die Frage nach der Einordnung der ersten sicheren Engadiner Wälle, die wir kennen; derer, die die Seitentäler der NW-Seite: Val Saluver, Val Suvretta, Val del Julier verbauen. Wären sie älter als die Altstadien (Schlern-Gschnitz) der Schlussvereisung, so hätten unbedingt die altstadialen Gletscher dieser Seitentäler — in denen wir nur Jungstadien kennen, die aber jenen Engadiner Moränen z. T. schon sehr nahe kommen; vgl. S. 6 — darüber hinaus vorrücken und, mögen von ihnen selbst Moränen erhalten geblieben sein oder nicht, die verbauenden Moränen des Haupttalgletschers zerstören müssen. Diese können also erst altstadial sein; und zwar — ebenso wie oben für die Randwälle des Err-Gletschers ausgeführt (S. 8) — wären sie liegen geblieben erst zu dem Zeitpunkt, da die abschmelzenden Gletscher der Seitentäler, die vorher sich mit dem Haupttalgletscher vereinigt hatten, ihn nicht mehr erreichten.

Dass dieser altstadiale Engadiner Gletscher noch das Bergell erreichte, wurde oben (S. 10) als sehr wahrscheinlich erkannt¹⁾.

Vom Oberhalbsteiner Gletscher fehlen so gut wie alle sicheren Spuren aus dieser Zeit. Da aber die jungstadialen Gletscher der Julier-Furche sich mit ihren Zungen schon beinahe berührten, ist es als sicher anzunehmen, dass die altstadialen zu einem stattlichen Talgletscher zusammenwuchsen; dass diesen auch ein Zustrom vom Plang Canfèr (nördlich Septimerpass) her noch erreichte und dass er sich weit talabwärts erstreckte. Wie weit — das bleibt eine offene Frage. Das Moränenrudiment von Cresta liegt noch zu hoch und entspricht wohl eher einem altstadialen Rückzugshalt. Der Vorstoss auf den Bergsturzhaufen von Roffna (S. 29) ist gewiss auch altstadial; ob er der überhaupt weiteste dieses Zeitabschnitts war oder auch bloss eine Rückzugsschwankung, steht dahin. Vielleicht dürfen wir die grossen Randmoränen oder wenigstens die tiefste von ihnen, die Ott bei Tinzen kartierte, auch noch hier anreihen. Dann wäre mit einem zugehörigen Gletscherende erst von Savognin abwärts zu rechnen.

Von Lokalgletschern dieser Zeit haben wir zumeist nur dürftige Spuren. Einzig die der W-Flanke der Err-Gruppe (s. str.) haben mehr hinterlassen: sie lagen nebeneinander auf der Flixer Terrasse, wo sie bis über 300 m mächtige Endmoränen aufschütteten. Die Enden der beiden südlichsten dieser Gletscher lagen bei etwa 1950 m; die nördlicheren dürften noch tiefer geendet haben.

Die Schneegrenze des Gschnitzstadiums schätzt PENCK auf etwa 600 m unter der rezenten (d. h. um die Jahrhundertwende); die des Schlernstadiums lag noch tiefer. Nach dem hier über die rezente Schneegrenze Festgestellten (S. 26) würden wir sie für das Gschnitzstadium auf etwa 2400 m im Gebiet des Piz d'Err veranschlagen können. Das dürfte mit der angegebenen Gletscherausdehnung dortselbst harmonieren. Im Septimer-Julier-Gebiet lag die Schneegrenze jedenfalls tiefer. Alle Seitentäler des ganzen Gebiets waren gewiss noch zusammenhängend vergletschert; ebenso die grossen Pässe, die ja Eis von den einschliessenden Bergen erhielten.

Für die jungstadiale Zeit stellt sich im Engadin ein ähnliches Problem wie oben: das der Einordnung des Standes von Il Piz. STAUB sieht darin eventuell ein blosses Zwischenstadium (476, S. 128)²⁾ und sucht die Moränen der Schlussvereisung (d. h. der Jungstadien, die allein er mit AMPFERERS Schlussvereisung gleichsetzt) für die Gletscher der Bernina-Gruppe bei Punt Murail, knapp vor sie das Engadin selbst erreichten. Auf den ersten Anblick möchte man auch glauben, dass mit einem Vorstoss bis dahin dem vereinigten Morteratsch-Roseg-Gletscher bei einer Senkung der Schneegrenze auf 2500

¹⁾ Diese Ausdehnung mag überraschen. Wir dürfen aber nicht vergessen, dass wir uns in der unmittelbaren Wirkungssphäre des hohen und sehr viel Eis liefernden Einzugsgebietes der Bernina-Gruppe befinden; und auch Zuschüsse aus den Nachbargebieten fehlten nicht. Zum Vergleich sei auf den Gschnitz-Gletscher des Ötztals hingewiesen, der von einem zwar etwas grösseren, dafür aber (heute; damit aber nach allen Erfahrungen auch eiszeitlich!) niederschlagsärmeren Einzugsgebiet aus über 60 km Länge — bis fast zur Mündung ins Inntal bei ca. 700 m! — reichte. Demgegenüber ist der Bernina-Gruppe mit der Erzeugung eines Gletschers von der angegebenen Ausdehnung kaum zuviel zugemutet.

²⁾ Wenn STAUB ebendort, S. 133, dieselbe Moräne eventuell auf einen schlusseiszeitlichen Vorstoss des Suvretta-Gletschers beziehen will, so steht dem sowohl die Ausdehnung des zugehörigen Randwalles über die Mündung von Val Suvretta hinaus im Wege, als auch das Vorkommen von Bernina-Gesteinen in ebendiesem Randwall; vgl. S. 2.

bis 2600 m genug zugemutet wäre. Wenn ich trotzdem den jungstadialen Hauptvorstoss (= Daun) lieber bis zur Piz-Moräne annehme, so sind dafür vor allem die Verhältnisse bei Maloja massgebend.

Bis hierher stiess der spätstadiale Fornogletscher nämlich vor und hinterliess einen schönen, von STAUB kartierten Moränenkranz, der eben noch den Bereich meiner Karte berührt. Hart an dessen Rande ist eine Furche eingeschnitten, die den Silser See nach dem Bergell zu entwässert ¹⁾ hat, südlich am Hotel Maloja-Kulm vorbei, bei dem um 10—15 m höheren Stande, den die S. 18 erwähnte Schotterterrasse anzeigt. Die Lage der Abflussrinne unmittelbar vor dem Moränenkranze macht es nun ausserordentlich wahrscheinlich, dass ihr der Platz durch ihn vorgezeichnet war. Wir wissen zwar nicht genau, wie die späteiszeitliche Topographie in den Einzelheiten aussah; bei der heutigen würde man, sofern man die Forno-Moränen wegdenkt, einen Abfluss über die Sumpfebene von Palü näherliegend halten — der aber war durch die Moräne verammelt. Ich muss also das Überfliessen des Silser Sees ins Bergell mit dem Stande des Fornogletschers bei Maloja zeitlich gleichsetzen.

Ersteres war nur möglich, wenn der Seespiegel auf den durch die Schotterterrasse gegebenen Stand gestaut war. Dieser Aufstau betraf aber auch die Seen von Silvaplana und Campfèr, die durch keine über die Stauhöhe von (rund) 1815 m aufragenden Riegel abgetrennt sind.

Was kann diesen Aufstau bewirkt haben? Man kann sich vorstellen, dass der Riegel unterhalb Campfèr noch bis zu der erforderlichen Höhe geschlossen war; oder, falls auch über ihn hinweg noch Verbindung mit dem St. Moritzer See bestand, der Riegel, welchen die Charnadüra ²⁾ durchschneidet. Aber im einen wie im anderen Fall ist es sehr schwer, sich vorzustellen, wie denn dann die Anzapfung des Oberengadiner Gross-Sees von NE her erfolgt sein soll; bei Campfèr wie in der Charnadüra hätten das ganz unbedeutende Bächlein schaffen müssen, die gegenüber dem mit gewaltiger Wasserfülle und riesigem Gefälle zum Bergell hinabstürzenden Überlauf tausendfach im Nachteil gewesen sein müssen. Da scheint es doch weitaus einfacher, ein stauendes Hindernis anzunehmen, das selbsttätig verschwinden und damit den Abfluss nach NE freigeben konnte. Und als solches steht der Engadiner Talgletscher zur Verfügung: lag er bei Campfèr noch 100 m mächtig, mit grösster Mächtigkeit erst in der Gegend Celerina-Samaden, so war dem Wasser des obersten Engadins der natürliche Weg talabwärts versperrt; es blieb ihm nur der Ausweg ins Bergell ³⁾.

Ich betrachte also die Moräne von Il Piz als jungstadiales Hauptstadium (= Daun) des Engadiner Gletschers. Die Moränen von Punt Murail müssen demgemäss einem späteren (etwa Eggessen-) Stadium angehören.

Wie weit der andere Ast des Engadiner Gletschers zu gleicher Zeit noch gereicht haben mag, ist unbekannt. Seine Endmoränen liegen entweder unter den Alluvionen, die von der Vereinigung mit dem Tal des Flazbaches abwärts die Talsohle des Engadins in unbekannter Mächtigkeit bedecken, oder sie sind abgetragen. War dieser NE-Arm des Gletschers etwas mächtiger als der SW-Arm — und das ist wohl zu erwarten, nachdem er keine Arbeit gegen das natürliche Gefälle zu leisten hatte — so werden wir sein Ende etwa von Bevers abwärts suchen müssen. Möglich, dass er auch in die Val Bever einen Ast hineinsandte und den Beverin zum See gestaut hat; einem See, der seinen Abfluss über, neben oder durch den Gletscher hindurch suchen musste. Aber Spuren eines solchen Stausees sind nicht bekannt ⁴⁾.

¹⁾ Zeitweises Überfliessen nach dem Bergell stellt auch STAUB (476, S. 114 f.) fest.

²⁾ Die postglaziale Schlucht schätzt SÖLCH (II 385, S. 68) auf $\pm 20-25$ m, «wenn man die Ausweitung der Oberlichte in Rechnung setzt». Das ergäbe also einen geschlossenen Riegel bis 1800 m oder wenige Meter höher — wahrscheinlich nicht genügend für die geforderte Aufstauung. Man müsste denn dem Felsriegel noch Moräne aufladen, für deren obere Grenze der Phantasie allerdings ein weiter Spielraum offensteht.

³⁾ Dafür lässt sich noch eines geltend machen: der Überlauf ins Bergell kann nur kurz in Tätigkeit gestanden sein — er hätte sonst bei seiner riesigen lebendigen Kraft wohl grössere Erosionsleistungen vollbringen müssen. Bestand aber das stauende Hindernis in einer Gletscherzunge, so besteht die Möglichkeit, dass durch diese hindurch — namentlich sobald sie zu verfallen begann — immer wieder Wasser abfliessen, der Überlauf geschwächt und schliesslich ausser Funktion gesetzt werden konnte, schon lange vor dem endgültigen Schwinden des Gletschers.

⁴⁾ Zur Zeit meiner Begehungen war ich auf die Frage noch nicht aufmerksam geworden und habe folglich nicht danach gesucht. Meine Nachfolger seien ausdrücklich darauf hingewiesen. Als vermutlich einzige halbwegs aussichtsvolle Stelle käme die Enge oberhalb Prastüratsch in Frage.

Im Oberhalbstein kam es nicht mehr zur Bildung eines spätstadialen Talgletschers. Die einzelnen Teilgletscher der Julier-Furche vereinigten sich nicht mehr, wenn sie auch bei ihrem grössten Stand nahe daran waren; und weiter abwärts erreichte erst recht kein Gletscher mehr die Talsohle.

Für das Albula-Gebiet gilt ungefähr dasselbe.

Die Frage der spätstadialen Schneegrenze sei noch kurz gestreift. Für das Gebiet um den Piz Ot möchte ich sie zu 2700 m schätzen; für Piz d'Err bis Piz d'Agnelli zu 2600 m, ebenso für das Julier-Gebiet, mit Senkung bis 2400 m im Gebiet des Piz Grevasalvas-Piz Lunghin. Das entspricht ungefähr der von PENCK für das Daunstadium geschätzten Depression von 300 m gegenüber dem Stande von Beginn des 20. Jahrhunderts.

2. Die rezenten Gletscher.

Es war einmal üblich, die heutige Vergletscherung der Alpen als ein rudimentäres Überbleibsel der eiszeitlichen zu betrachten. Das dürfen wir heute nicht mehr. Nicht nur war zwischen Würm- und Schlussvereisung eine Periode weitgehenden Gletscherrückzuges eingeschaltet, sondern ähnlich auch zwischen die Jungstadien der Schlussvereisung und die Vorstossperiode, in deren Ausklingen wir heute stehen.

Wir können heute mit Sicherheit sagen, dass während des Mittelalters der Stand der Gletscher wesentlich kleiner war als in den folgenden Jahrhunderten und auch als heute noch. Darauf deuten Dinge wie Bergwerke in heute vereisten Gebieten, die der Rückzug der Gletscher allmählich wieder freigibt (Hohe Tauern); ehemals regelmässig mit Saumtieren begangene Übergänge über heute stark vergletscherte Joche (Vermuntpass in der Silvretta; durch Funde von Hufeisen sichergestellt); die Zugehörigkeit von Weidegebieten zu Ortschaften, von welchen sie nur über heute stark vergletscherte Hochpässe zu erreichen sind (z. B. im Inner-Ötztal, dessen Alpweiden bis 1919 Eigentum von Etschtaler Gemeinden waren, usw.). Ein Beispiel der letzten Art gibt es auch in unserem Gebiet: in Tinzen wurde mir die Überlieferung berichtet, die Alp d'Err habe bis ins 16. oder 15. Jahrhundert zu Bevers gehört; erst dann sei der Zugang von dort über das Gebirge zu schwierig geworden.

Die mit dem 16. Jahrhundert beginnende Vorstossperiode führte bereits im 17. Jahrhundert zu einem Maximum (Fernau-Stadium, KINZL), das vielerorts später nicht mehr erreicht wurde; besonders aus dem Mont-Blanc-Gebiet ist es urkundlich gut belegt. Doch blieben die späteren grossen Vorstösse, besonders um 1770, 1820, 1850 meist nicht viel dahinter zurück; bei sehr vielen Gletschern ist überhaupt nur einer festzuhalten, was darauf schliessen lässt, dass der letzte der grösste war.

Seit 1850 hält nun der Rückgang der Gletscher mit geringen Schwankungen bis heute an, nun also schon ein Jahrhundert lang. Was heute noch vorhanden, sind wirklich vielfach nur noch Rudimente — nicht aus der Eiszeit, sondern aus der nun hinter uns liegenden «Miniatur-Eiszeit», wie man die Vorstossperiode des 16.—19. Jahrhunderts — zumal sie keineswegs auf die Alpen beschränkt war! — wohl bezeichnen darf.

Wie die ganzen Alpen, so haben diese Vorgänge selbstverständlich auch mein Kartengebiet betroffen. Ich habe die noch bestehenden Gletscher jeweils nach dem Stande meiner letzten Anwesenheit eingetragen, variierend etwa von 1923—1928; freilich nur nach dem Augenmass, nicht eingemessen! Leider konnte ich seither, von wenigen Stichproben abgesehen, das Gebiet nicht mehr besuchen; die Auswirkungen der für die Gletscher verhängnisvollen Jahre 1928/29 und 1947 sind mir also noch unbekannt. Nach Erfahrungen aus anderen Gebieten dürfte der Rückzug seither eher noch beschleunigt weitergegangen, die eingetragenen Stände meist wieder merklich überholt sein.

Eine kurze Übersicht ergibt folgendes, unter Beschränkung auf die wichtigeren Vorkommen:

a) Lagrev-Gruppe.

1. Der bedeutendste Gletscher des Lagrevstockes, auf der NE-Seite des Piz Lagrev, ist stark zurückgegangen; Ausmass nicht genau feststellbar ($\frac{1}{2}$ km?), da keine Endmoräne erhalten (Steilstufe!).

2. Kleiner Gletscher über dem Tschepasee: Rückgang um rund $\frac{1}{2}$ km, um fast die halbe Länge.
3. Der kleine, auf der Siegfriedkarte noch eingezeichnete Gletscher zwischen Crutscharöls und Piz Mez ist ganz verschwunden; Endmoränen auf etwa 2850 m.
4. Der Gletscher auf der S- und E-Seite des Piz Lagrev, von der Siegfriedkarte noch bis unter den Piz Mez ausgedehnt, ist auf ein kleines Rudiment südlich des Piz Lagrev-Gipfel eingeschrumpft.
5. Die Schutthalden unter den W-Wänden des Piz Lagrev werden eingerahmt durch einen mehrfachen Kranz von Moränenwällen, mit Fortsetzung unter der Fuorela Grevasalvas bis auf die E-Seite des Piz d'Emmat Dadaint; unter der NW-Wand des Piz Lagrev scheint sich eine kleine Gletscherzunge vorgestreckt zu haben, bis etwa 2450 m. Heute ist aller Firn verschwunden (bei Beginn meiner Aufnahmetätigkeit, 1910—1912, waren noch zwei perennierende Firnfelder in der NW-Wand).
6. Die von der Siegfriedkarte vermerkte zusammenhängende Firndecke auf der N-Abdachung des Piz dellas Colonnas ist auf einige klägliche Eisfelder zusammengeschmolzen.
7. Auf der N-Seite des Piz Materdell liegt ein Moränenfeld von rund $\frac{1}{4}$ km², bis hinab auf 2400 m. Heute fehlt jeder zugehörige Firn.
8. Auf der NW-Seite des Piz Grevasalvas waren die heute aperen Schuttgassen beiderseits des «Granitecks» (vgl. II, S. 44) 1910—1912 noch verfirnt. Zugehörige Moränenblockfelder erstrecken sich bis auf 2340 bzw. fast 2200 m hinab!

b) Südliche Err-Gruppe.

9. Im Kar nördlich des Piz Albana vermerkt die Siegfriedkarte noch ein Eisfeld von einigen 100 m im Quadrat. 1923 war es so gut wie verschwunden. Die zugehörigen, rezenten Moränen erstrecken sich als riesiger, in viele bogenförmige Wälle gegliederter Blockstrom einen vollen Kilometer weit, bis zur Talsohle von Val Suvretta bei 2260 m ca.; gegen E stossen sie an den durch geringere Frische der Erhaltung deutlich unterschiedenen jungstadialen Moränenstrom (S. 6). Es ist der stärkste Fall von rezentem Gletscherrückzug aus dem ganzen Gebiet.
10. Der schöne Hängegletscher auf der N-Seite des Piz Julier scheint dagegen nur wenig zurückgegangen; wieviel, lässt sich nicht sagen, da er seine Moränen über die Wand auf die Halde schüttet. Seine hohe und geschützte Lage macht dieses abweichende Verhalten verständlich.
11. Auf der W-Seite des Piz Julier, südlich vom W-Grat, erstreckt sich ein riesiges Moränenfeld fast 1 km abwärts bis nahezu auf die Sohle der Valletta del Julier. Der zugehörige Gletscher existiert nicht mehr!
12. Der Gletscher der NW-Seite des Piz Julier, nördlich vom W-Grat, ist auf ein Firnfeld von ca. 400 m im Quadrat zusammengeschrumpft, mit über $\frac{1}{2}$ km langer Moränenzunge.
13. Der Gletscher der E-Seite von Corn Suvretta-Fuorela Julier ist auf einen Eissaum von 200—300 m Breite reduziert; ein $\frac{1}{2}$ km langer Moränenlappen deutet noch die einst vorhandene Zunge an.
14. Auf der S-Seite von Piz Surganda-Piz d'Agnelli sind eine Reihe heute vollständig verschwundener kleiner Hängegletscher an den hinterlassenen Moränen kenntlich geblieben, die bis auf 2800—2900 m hinabreichen.
15. Südwestlich unter Piz d'Agnelli verzeichnet die Siegfriedkarte noch einen Firnfleck; er war schon 1921 nicht mehr vorhanden. Ein Moränenfeld geht bis rund 2700 m hinab.
16. Die NW-Seite des Corn Alv wird von einem breiten Moränengürtel eingefasst, mit einer bis ca. 2600 m hinabgestreckten Zunge. Der zugehörige Firn ist verschwunden.
17. Auch auf der N-Seite des Piz Nair, unter P. 2860, gibt es eine kleine rezente Moräne ohne den zugehörigen Gletscher; Ende ca. 2470 m.

c) Zentrale Err-Gruppe.

18. Auf der W-Seite von Piz d'Agnelli-Tschima da Flix eine Reihe kleiner Moränenfelder am Fusse des heute ganz ausgeaperten Schuttgürtels, bis auf ca. 2590 m (im Val Savriez); etwas bedeutender in Val Natons, bis auf 2500 m.

19. Zwischen Tschima da Flix und Piz Calderas trug die W-Seite in historischer Zeit keinen Gletscher; dagegen warf das über den Grat abbrechende Eis der Gipfel seine Moräne herab. Der Eisrückgang prägt sich hier in der Weise aus, dass nun am S-Fuss der Piz Calderas-Gipfelpyramide, um 3150 m; Moräne ausapert!

20. Zwischen Piz Calderas und Piz d'Err liegen westseitig die Moränen zweier vollkommen abgestorbener Gletscherzungen, bis auf 2430 bzw. 2525 m hinab. Der Firn, den die Siegfriedkarte darüber angibt, ist verschwunden; auch das breite SW-Couloir des Piz d'Err apert seit etwa 1921 bis an sein oberes Ende bei fast 3300 m hinauf aus.

21. Die N-Wand des Piz d'Err, noch 1912 eine fast fleckenlose Firnflanke, besteht heute aus Felsrippen mit trennenden Eisrinnen.

22. Vadret d'Err, der grosse Gletscher im Hintergrund des Val d'Err, ist um etwa $\frac{1}{2}$ km zurückgewichen und im Begriffe, in zwei Teile zu zerfallen; der nordöstlich anschliessende Gehängefirn unter dem Piz Lavinè ist verschwunden.

23. Vadret Lavinè ist durch eine von P. 3003 abwärts ausgeaperte Felsrippe in zwei Teile zerfallen. Der Rückzug der Gletscherstirn, den der Moränengürtel erkennen lässt, beträgt 300—400 m.

24. Der Gehängefirn auf der S-Seite des Piz Jenatsch ist in vollkommener Auflösung; die einst bis 2800 m hinabhängende Zunge ist verschwunden.

25. Die Gipfelfirnkante des Piz Jenatsch, die noch 1912 vorhanden war, ist seit 1921 restlos abgeschmolzen.

26. Der Doppelgletscher Vadret Jenatsch-Vadret Calderas ist um rund $\frac{1}{2}$ km zurückgegangen; die Zunge um etwa $\frac{1}{4}$ schmaler geworden.

27. Vadret Picuogl ist um einen nicht genauer feststellbaren Betrag zurückgegangen (keine Stirn moräne!). Die beiden einst eiserfüllten kleinen Kare in der S-Flanke von Tschima da Flix-Piz Picuogl sind vollständig aper geworden.

28. Vadret Traunterovas hat von den Gletschern der Val Bever wohl am meisten gelitten, obgleich der Rückgang der Länge nach nicht ganz $\frac{1}{2}$ km ausmacht. Dafür hat die Zunge etwa die Hälfte ihrer Breite eingebüsst; und die östlichen und westlichen Teile des Firnbeckens sind im Begriffe, eigene Zungen auszubilden und mit Moränen zu umkränzen, was zur vollständigen Auflösung dieses Gletschers führen muss. — Ein Symptom des raschen Schwindens traf ich 1923 noch etwas oberhalb der Ansatzstelle der eigentlichen Zunge: eine elliptische Senke, ca. 40×20 m und 8 m tief. Das Wasser einer von S hineinführenden Schmelzwasserrinne verschwindet auf dem Grunde der Senke in einer zu einem Sturzkanal ausgeweiteten, schmalen Spalte. Gegen N (abwärts) führt ebenfalls ein Schmelzwassercanon hinaus, der aber nicht bis auf den Grund der Depression eingetieft ist und gegen diese rückläufiges Gefälle besitzt. Ich erkläre den Sachverhalt so, dass die Schmelzwasserrinne, während sie sich einschnitt, durch das Einsinken der Depression unterbrochen wurde, wobei sich diese vorübergehend mit Wasser füllte, so dass die Eintiefung des abwärts leitenden Cañons bis auf ihren Grund unterblieb. Dann riss die Spalte auf und verschluckte das Wasser. Die Ursache des Einsinkens aber möchte ich in Schmelzung von unten her suchen, welche ein plastisches Nachsacken des Eises (Regelation!) zur Folge hatte; die Depression wäre sozusagen eine «Gletscher-Doline».

29. Die kleinen Kargletscher um den Piz Bever sind ebenfalls stark zurückgegangen. Jene der E-Seite, die früher ihre Moränen auf die Schutthalden unter den abschliessenden Wandstufen warfen, haben nun oberhalb derselben ansehnliche Moränenkränze abgelagert und erreichen die Stufen nicht mehr.

d) Nördliche Err-Gruppe.

30. Nordöstlich des Piz Lavinè hängt eine Gletscherzunge gegen Val Bever, eine zweite gegen Val Mulix hinab. Bei beiden macht der Rückgang nach Ausweis der Moränenkränze etwa 400 m aus.

31. Die kleinen Kargletscher südöstlich Piz Bleis Martscha sind vollständig verschwunden.

32. Von dem Gletscher nordöstlich Piz Bleis Martscha ist noch ein Rudiment von etwa 300 m Länge übrig, gegenüber einer etwa 800 m langen Moränenzunge.

33. Der Gletscher auf der NW-Seite des Piz Bleis Martscha ist wieder ganz verschwunden; auf der Siegfriedkarte steht noch ein bescheidenes Firnfeld, das 1912 auch noch vorhanden war. Seine 1 km lange Moränenzunge, mit vielen konzentrischen Wällen, reicht auf Salteras bis 2400 m hinab.

34. Nordöstlich des Piz dall' Antgierna de Salteras (P. 2988 der Karte) bezeugt ebenfalls eine 750 m lange, bis 2450 m hinabgehende Moräne die einstige Existenz eines nun völlig verschwundenen Gletschers.

35. Der Gletscher der N-Seite des Piz Salteras ist um ca. $\frac{1}{2}$ km zurückgewichen.

36. Der Gletscher der N-Seite des Piz Vallunga ist gegenüber dem auf der Siegfriedkarte angegebenen Stand um gut 400 m kürzer.

37. Der kleine Gletscher zwischen Piz d'Alp Val und Piz Bial ist in unbekanntem Ausmass zurückgegangen, da er einst über die Felswand abbrach. Heute liegt oberhalb derselben eine Moräne.

38. Der Gletscher zwischen Piz Bial und Piz digls Vadretins ist noch 300 m lang, gegenüber einer $\frac{3}{4}$ km langen, bis auf 2340 m hinabreichenden Moräne.

39. Der Gletscher zwischen Piz digls Vadretins und Piz Piramida ist ungefähr um die Hälfte kürzer geworden und misst nun noch etwa 400 m.

40. Der Gletscher nordöstlich Piz Piramida hat sich ebenfalls um fast 400 m zurückgezogen und ist auch in der Breite — auf der sonnen-exponierten S-Seite des Piz Murtèr-Trid — stark geschrumpft.

41. Im obersten Murtèl Trid lassen Moränen die einstige Existenz eines kleinen Kargletschers (etwa 400 m lang) erkennen, der heute restlos verschwunden ist.

42—45. Auf der N-Seite von Piz Mezza Val und Crasta Mora bezeugen Moränen die einstige Anwesenheit von vier kleinen Kargletschern; der bedeutendste, zwischen den beiden Crasta Mora-Gipfeln, etwa 800 m lang, reichte bis 2460 m abwärts. Die Siegfriedkarte vermerkt z. T. noch kleine Firnfelder. Heute ist alles abgeschmolzen. Wegen der Moränen vgl. S. 7.

e) Piz Ot-Gruppe.

46. Auf der NE-Seite des Piz Ot reichte der Gletscher einst bis gegen 2500 m herab. Heute hat er $\frac{1}{2}$ km an Länge eingebüsst und endet bei etwa 2700 m. In seiner halben Höhe apert jedoch schon eine Felschwelle aus, von einem Moränenwall gekrönt; der tiefere Teil des Gletschers ist also bereits Toteis und baldigem Untergang geweiht.

47. Auf der E-Seite des Piz Ot-S-Grates endeten zwei kleine Hängegletscher einst bei etwa 2750 m. Die Siegfriedkarte gibt noch Firnflecken an; heute ist nichts mehr vorhanden.

48/49. Nördlich und südöstlich der Crasta Spinas bekunden Moränen die Existenz zweier kleiner Hängegletscher bis auf 2600 m, die heute verschwunden sind.

50. Nordwestlich Piz Padella lag ebenfalls ein kleiner Gletscher, mit Ende bei 2550—2600 m; übriggeblieben ist nur ein Moränenfeld.

51. Auf der N-Seite des Trais Fluors-Grates steht auf der Karte noch ein Firnleck. Heute sind davon auch nur noch Moränen, bis etwa 2670 m, erhalten.

52. Das grosse, auf der Siegfriedkarte verzeichnete Firncouloir auf der E-Seite des Piz Saluver nährte einst eine kleine, bis 2650 m sich erstreckende Gletscherzunge. Sie ist nicht mehr vorhanden; das Firncouloir selbst apert seit den 20er Jahren normalerweise fast ganz aus.

53. Vadret da Palüd Marscha, der einzige bedeutendere Gletscher der Piz Ot-Gruppe, hatte 1926 zwar erst etwa 200 m an Länge abgenommen; doch war die noch vorhandene, etwa 400 m lange Zunge anscheinend schon ganz dünn und erweckte keinen dauerhaften Eindruck mehr. Auf der N-Seite hatte der Gletscher 150—200 m an Breite eingebüsst.

54. Auf der N-Seite des Piz Glüna liegt ein kleiner Hängegletscher, der seine Moräne einst bis auf das Troggehänge der Val Suvretta hinabschüttete. Heute endet er oberhalb der Trogschulter.

55. Der Gletscher zwischen Piz Glüna und Piz Corviglia, den die Siegfriedkarte noch wiedergibt, ist heute auf ein schäbiges Firnfeld unter dem zweitgenannten Gipfel reduziert. Der Längenverlust beträgt über 400 m.

56. Die NW-Seite des Piz Grisch trug einst einen Hängegletscher, der bis gegen 2700 m hinabreichte. Ausser kleinen Eisflecken sind davon nur Moränen übrig.

57. Auf der N-Seite des Piz Schlattain lag einst ein etwa $\frac{3}{4}$ km langer Kargletscher. Nach Amputation von rund $\frac{1}{2}$ km Zunge ist er auf einen kläglichen Firnstreifen zusammengeschmolzen.

58. Ein Gletscher ähnlicher Grösse auf der N-Seite des Piz Nair hat nur ein Moränenfeld hinterlassen; auch der von der Siegfriedkarte noch verzeichnete Firn ist dahin.

f) Überblick; der Gletscherschwund.

Überblicken wir diese Liste, so ergibt sich eine für den Bestand der Vergletscherung äusserst betrübliche Bilanz: von 58 Objekten (wobei die geringfügigsten überhaupt vernachlässigt sind) sind im Verlauf von etwa 75 Jahren nicht weniger als 28 (Nrn. 3, 5, 7, 8, 9, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 20, 25, 31, 33, 34, 41, 42, 43, 44, 45, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 58), also fast die Hälfte gänzlich verschwunden; dabei ist zu vermuten, dass in den seither verflossenen zwei Jahrzehnten das gleiche Schicksal noch weitere betroffen haben wird (ich denke da in erster Linie an 4, 6, 21, 24, 56, 57). Die verbliebenen sind alle stark, meist um Beträge von 300—500 m, ausnahmsweise aber auch noch mehr (38!) zurückgewichen; am wenigsten der hochgelegene kleine Hängegletscher des Piz Julier. Eine Fortsetzung des Gletscherschwundes in gleichem Ausmass durch ein weiteres Jahrhundert wird von der ganzen Herrlichkeit so gut wie nichts mehr übrig lassen. Das liegt durchaus im Bereiche der Möglichkeit; denn auch die noch vorhandenen Gletscher werden unter den heutigen klimatischen Verhältnissen nur unzureichend ernährt; sofern diese anhalten, muss die Aufzehrung des Eises weiterschreiten, in den meisten Fällen bis zur völligen Auflösung.

Es kann hier nicht auf die Ursachen dieser katastrophalen (nicht nur vom ästhetischen, sondern auch vom wasserwirtschaftlichen Standpunkt!) Erscheinung eingegangen werden; nur soviel sei bemerkt, dass die berühmten Strahlungskurven da vollständig versagen, was auch ihren Wert für die analogen Vorgänge des Eiszeitalters in ein mehr als zweifelhaftes Licht rückt. Dagegen sei noch kurz betrachtet, was sich für die Höhenlage der Schneegrenze und ihre Schwankungen im untersuchten Gebiet daraus ableiten lässt.

Das Engadin von St. Moritz abwärts ist bekanntlich ausgesprochen niederschlagsarm; während sowohl im S, wo die Föhn niederschläge hingelangen, als gegen das Oberhalbstein die Niederschläge nicht unbedeutend ansteigen. Der wasserscheidende Kamm vom Albula- zum Julierpass spielt sogar bei NW-Wetter oft die Rolle einer recht ausgeprägten Wetterscheide, welche die Regen- bzw. Schneeböen abfängt. Wir haben also speziell in der Piz Ot-Gruppe und an der Crasta Mora eine sehr hohe Lage der Schneegrenze zu erwarten, während sie sich im obersten Engadin und gegen das Oberhalbstein senken wird.

Heute wird sie in dem zuerst genannten Gebietsteil von keinem Gipfel mehr erreicht. Der Rückgang der Vereisung am Piz Ot, wo ganze Gletscher verschwunden und der letzte vorhandene (oben Nr. 46) in rapidem Verfall ist, zeigt, dass auch dieser höchste Gipfel unter der Schneegrenze bleibt. Sie liegt also sicher höher als 3250 m; wie hoch, lässt sich direkt nicht ermitteln. Allein über dieser Höhe liegt die Schneegrenze im Gebiete der Wetterscheide auch: die einst mächtigen Firnaufgaben der flachen Gipfelkuppen des Piz Jenatsch, der Tschima da Flix sind verschwunden! Mit einer Schneegrenzenlage um 3300 m mindestens haben wir heute schon für den Kamm des Piz d'Err zu rechnen; gegen das Engadin musste sie demnach auf mindestens 3400 m ansteigen. Alle Gletscher des Gebiets sind demnach zum Tode verurteilt, sofern die gegenwärtigen Ernährungsbedingungen noch länger andauern!

Versuchen wir nun die Schneegrenzenhöhe für das Maximum der rezenten Vergletscherung (1850?) zu rekonstruieren, wie es durch die Moränenverbreitung festgelegt ist, so sehen wir auch in dem Engadiner Trockengebiet alle Berge von 2900 m aufwärts — auch der Piz Padella erreicht fast diese Höhe — wenigstens nordseitig Gletscher tragen, die meist Hunderte von Metern hinabreichten. Gewiss handelt es sich da um orographisch begünstigte Lagen; aber wenn wir die Schneegrenze mit 2900–3000 m ansetzen, ist diesem Umstand wohl ausreichend Rechnung getragen. Im S, in der Lagrev-Gruppe, sind die Gletscherspuren bei gleichen Gipfelhöhen nicht auf orographisch begünstigte Lagen beschränkt; hier

wird die Schneegrenze 2900 m wohl überschritten haben (in dem wasserscheidenden Kamm der Err-Gruppe sind die Gipfelhöhen ausnahmslos grösser, so dass er nicht zum Vergleich herangezogen werden soll).

Mit einer Hebung der Schneegrenze von mindestens 400—500 m seit dem letzten Höchststand der Gletscher, also seit etwa 100 Jahren, müssen wir also rechnen. Schätzungsweise $\frac{3}{4}$ dieses Betrages dürften auf die Zeit seit Anfang dieses Jahrhunderts entfallen, genauer gesprochen seit 1911, das den ersten jener extrem trockenen Sommer brachte, deren wir seither eine ganze Reihe erlebten, die im Haushalt der Gletscher eine viel einschneidendere Rolle spielen als Jahrzehnte normaler — oder auch schwach übernormaler — Niederschläge.

Es ist gelegentlich bestritten worden, dass das Höherrücken der Schneegrenze bereits so grosse Beträge erreiche. DRYGALSKI (447) z. B. rechnet nur mit 100—150 m. Das dürfte daher kommen, dass in Gebieten grosser Gletscher die Folgen weniger schnell fühlbar werden. Vielleicht existieren auch wirklich gebietsweise Unterschiede in der Schnelligkeit, mit der sich die Schneegrenze vorschiebt.

Mit dem, was ich in anderen Gebieten nur mässiger Vergletscherung in den letzten Jahren feststellen konnte, z. B. in der Granatspitz- und Schober-Gruppe der Hohen Tauern oder in den nördlichen Seitenkämmen der Öztaler Alpen, stehen aber die obigen Zahlenwerte ungefähr im Einklang: auch in jenen Gebieten sind alle heute noch bestehenden Gletscher zum Untergang verurteilt, wenn die derzeitigen Ernährungsbedingungen noch länger andauern; die Schneegrenze ist über die Höhe aller Gipfel emporgerückt.

Es sei noch bemerkt, dass auch für das Höherrücken der Baumgrenze, das ja natürlicherweise parallel zu dem der Schneegrenze erfolgt, Belege aus dem Untersuchungsgebiet vorliegen. Zu allermeist wirken ja Kultureinflüsse (Alpwirtschaft; Weidegang, besonders von Schafen, Ziegen) dem entgegen. Allein an dem von solchen unberührten S-Abfall des Piz della Blais (nördlich der unteren Val Bever) konnten (1925) junge Arven (*Pinus cembra*) bis zur Höhe von 2500 m in einiger Anzahl festgestellt werden, während die obere Grenze für alte Bäume der gleichen Art ebendort etwa 2200 m ist. Also ein Aufwärtsrücken um volle 300 m!

3. Bergstürze.

a) Der Bergsturz des God da Rona bei Tinzen.

Über diesen weitaus grössten Bergsturz meines Untersuchungsgebietes liegen merkwürdigerweise in der bisherigen Literatur, soweit mir bekannt geworden, keinerlei Angaben vor, mit Ausnahme einer kurzen Notiz bei ALB. HEIM (103, II, S. 808/809). Er schreibt: «Ein grosser Bergsturz hat in die Stufung des Oberhalbsteins eingegriffen. Die flache tiefere Talstufe reicht bis hinter Tinzen mit ca. 1200 m. Dann folgt ein vorgeschobener mächtiger Felsrutsch. Dorf Rofna mit 1458 m liegt auf der Riegelhöhe. Der obere Talboden ist um 200 m über die untere Stufe aufgeschüttet. Alp Sumnegn (1872 m) liegt im Nacken des abgesunkenen und vorgestossenen Gebirgsteiles, und vor dem Piz Colm ¹⁾ (2405 m) dehnt sich die etwa 300 m hohe Nischenwand als gewaltiger Abrissbogen mit $1\frac{1}{2}$ km N-S-Sehnenlänge. Die Schätzung ergibt mir für die im Mittel um etwa 1 km schief gegen NW abgesenkte Gesteinsmasse ca. 500 Millionen Kubikmeter Inhalt.» Weiter folgt dann noch die Bemerkung, dass die Bewegung den Charakter einer langsamen Felsrutschung gehabt habe.

Im Jahre 1917 wurde dieser Bergsturz sowie die Stürze oberhalb Mühlen auf der westlichen Talseite von einem Schüler von Prof. ARBENZ, K. HEUSSER, einer Spezialuntersuchung unterzogen, die jedoch nicht zum Abschlusse kam, weil der Verfasser schon vorher eine Stellung in Sumatra antrat. Es ist dies sehr bedauerlich, da HEUSSER eine ganze Reihe von guten und neuen Beobachtungen geglückt sind. Seine Aufzeichnungen, Ansichts- und Kartenskizzen (letztere nach eigenen Croquis in 1 : 10 000) hat mir ARBENZ in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt; wenn ich sie im folgenden benutze, so geschieht dies unter jeweiligem ausdrücklichem Hinweis auf die Quelle ²⁾.

Einem jeden, der das Oberhalbstein aufwärts wandert, muss die bewaldete, flach kegelförmige Erhebung auffallen, die oberhalb Tinzen das Tal abzusperrern scheint. Noch mehr wird sie dem Geologen auffallen, der fast über die ganze Breite dieser Erhebung vergeblich nach einer Spur von anstehendem Gestein sucht (wegen scheinbarer Ausnahmen siehe weiter unten). Weder die alte noch die

¹⁾ Jetzige Schreibart auf der Karte: Piz Cuolm.

²⁾ Das Manuskript «K. HEUSSER: Der Bergsturz und der Talriegel von Rofna (mit 8 Figuren und 2 Kartenskizzen) 1917» ist im November 1950 wieder an das Geologische Institut der Universität Bern zurückgesandt worden. Es ist im Literaturverzeichnis des I. Teils des «Beitrags Cornelius: Err-Julier-Gruppe» als Nr. 141 (S. XVI) angeführt.

gegenwärtig benutzte Strasse entblösst solches, und auch nicht die tiefe Schlucht der Julia. Tosend und schäumend braust diese 200 m hoch über gewaltige Blöcke hinab. Ihr W-Ufer aber zeigt anstehende Felsen (Flysch), teilweise bis hinab zum Fluss; insbesondere bilden solche eine auffällige Rippe unmittelbar nördlich des Talbodens von Roffna — welche indessen ebenfalls an der Julia unter den Bergsturz sinkt (vgl. später).

Im wesentlichen besteht nun die erwähnte Erhebung aus wirr gelagerten Blockmassen. Besonders reichlich vertreten sind Diabas bzw. Grünschiefer, Serpentin und Ophicalcit. Liasschiefer, Aptychenkalk, Radiolarit treten etwas mehr zurück, sind aber auch fast überall zu finden. Mitunter sind die Dimensionen der Blöcke derart, dass man auf den ersten Blick anstehendes Gestein zu sehen glaubt. So die 20—25 m lange Masse von hellgrauem feinblättrigem Liasschiefer, wenig über der Strasse, kurz bevor diese den ebenen Boden von Roffna erreicht. Er wird ganz normal bedeckt von Aptychenkalk, an dem aber bereits starke Zerrüttung deutlich ist; noch mehr gilt dies für den weiterhin folgenden Radiolarit. Ich möchte in den genannten Gesteinen eine zusammenhängend abgerutschte Masse erblicken, die den Schichtverband teilweise gewahrt hat — eine Erscheinung, die ja von vielen grossen Bergstürzen der Alpen wohl bekannt ist.

Die Oberflächenformen sind ebenfalls die für Bergstürze typischen: ein Gewirr von kleineren und grösseren Hügeln mit vielfach allseitig geschlossenen Gruben dazwischen; solche sieht man z. B. sehr gut an der alten Strasse in der Gegend von P. 1410. Gelegentlich hat sich das Wasser in ihnen gesammelt zu kleinen, oberflächlich abflusslosen Tümpeln. Aus dem oberen Teil der Sturzmasse beschreibt HEUSSER «ausgeprägte Trümmerwellen, deren Kammlinien von der S-Seite des Stromes ablaufend, bogig nach Nordosten gerichtet sind».

Sekundärer Entstehung, bedingt durch jüngere Erosion der Julia, ist der verhältnismässig steile Abfall zu ihrem Flussbett. Er hat sekundäre Rutschungen veranlasst. Eine solche ist auch an dem gleichfalls steilen Gehänge gegen das Becken von Roffna, hinter Riven, festzustellen (HEUSSER).

Ein sehr auffälliger Zug in der Morphologie dieses Bergsturzes ist die 100—200 m breite Terrasse, die die Häuser von Roffna und die benachbarten Felder trägt und sich sanft absteigend gegen N durch den Wald verfolgen lässt; von ihr wird später noch zu reden sein. Auch nahe dem oberen Ende des Sturzhaufens, ca. 40—50 m unter der Alp Sumnegn, trägt er eine auffallende Verebnung. Auf diese haben z. T. bereits die vom Piz Cuolm kommenden Rinnsale ihre Schuttkegel abgeladen.

Von diesen beiden Terrassen abgesehen, ist der Sturzhaufen fast ganz von dichtem Wald ¹⁾ bedeckt, der vielfach, zumal im Verein mit dem Blockwerk des Bodens, Begehungen abseits der gebahnten Wege grosse Hindernisse entgegenstellt.

Das Abrissgebiet bildet die flach-konkav gegen W geöffnete Nische oberhalb der Alp Sumnegn, die mit bis 300 m hohen Steilwänden zum Gipfel des Piz Cuolm hinaufgreift. Eine Gesteinsmasse von etwa 1,3 km Länge, 0,7 km grösster Breite und 300—500 m Höhe fehlt hier. Eine Schätzung ihres Volumens auf Grund dieser Ziffern ergibt mir ca. 200—300 Millionen Kubikmeter.

Für die Sturzmasse muss man, bei ca. 1½ km² Grundfläche, mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 150—200 m rechnen, um auf denselben Wert zu kommen ²⁾; das scheint mir ganz im Bereiche des Wahrscheinlichen zu liegen. HEIMS höhere Schätzung ist damit zu erklären, dass er die Ausdehnung der Sturzmasse zu gross annahm — konnte er doch nicht wissen, dass das ganze Stück oberhalb Roffna und Riven nicht dazu gehört (S. 30).

Das Gesteinsmaterial der Abrisswand entspricht genau jenem der Sturzmasse: Vorwiegend Serpentine, Diabas, Grünschiefer; mehr untergeordnet Sedimente des Lias bis Malm (vgl. II, S. 132). Die Schichtlage ist vorwiegend gegen N bis NE mässig geneigt: der Abbruch hat also im wesentlichen quer auf die Schichten (bzw. tektonischen Bewegungsflächen im Serpentin) stattgefunden. Von einem bergschlipfartigen Abgleiten ist somit nicht die Rede. Einzig im südlichen Teil des Abrissgebietes dreht sich das Fallen der Liasschieferplatten lokal mehr gegen NW, was der Ablösung der Sturzmasse zustatten kam.

¹⁾ God da Rona = Wald von Roffna.

²⁾ Dabei ist der seither erfolgte Abtransport von Bergsturzmateriel, dessen Betrag sich der Schätzung entzieht, nicht berücksichtigt.

Längs der ganzen Abrissfläche sind jüngere Nachbrüche erfolgt. Sie sind schuld (im Verein mit reichlichem Gehängeschutt, welcher die verbleibenden Zwischenräume bedeckt), dass von einer glattgefegten Sturzbahn hier nicht die Rede ist. Manche dieser Nachbrüche, z. B. gerade oberhalb Alp Sumnegn, sind ganz jungen Datums. Weitere werden noch folgen, wie die vielfach im Abrissgebiet anzutreffenden klaffenden Felsrisse schliessen lassen.

Die Unterlage des Bergsturzes besteht auf der N-Seite aus Moränen des Oberhalbsteiner Gletschers, welche man sowohl in der Tiefe des Tals bei Windegg beobachtet als auch aufwärts an dem Gehänge über Val d'Err; dort bilden sie die Wiesenterrasse von Plaz Beischen. An dieser Stelle ist der Aussenrand des Bergsturzes sehr auffällig: als dunkel bewaldeter Rücken erhebt er sich über das Wiesengelände. Dagegen ist seine Begrenzung an der zuvor genannten Stelle, bei Windegg, sehr wenig deutlich, was vielleicht auch mit den erwähnten sekundären Rutschungen im Zusammenhange steht.

Von entscheidender Bedeutung für die Geschichte der Sturzmassen aber sind die Verhältnisse auf deren S-Seite, beim Dorf Roffna und darüber.

Oben wurde bereits die auffallende Terrasse auf dem tieferen Teil der Sturzmasse erwähnt, auf der die Häuser von Roffna stehen. Diese Terrasse trägt wiederum Moräne des Oberhalbsteiner Gletschers, wohl gekennzeichnet durch halbgerundete Blöcke und Geschiebe von Graniten und (seltener) Porphyroid. HEUSSER erwähnt auch «weisse und rote Liasbreccie, Variolit etc.». Die Moräne bildet den Boden der waldentblössten Fläche um die Häuser von Roffna. Ihre Mächtigkeit kann nicht gross sein; denn man sieht am Weg immer wieder grosse Bergsturzböcke (Diabas, Grünschiefer) zwischen dem Moränenmaterial, ohne dass eigentliche Aufschlüsse vorhanden wären. Mit dem Waldrand hören die letzten Moränenspurten auf; die Terrasse aber setzt sich ohne solche Bedeckung noch weiter nach N fort.

Noch eine Beobachtung von HEUSSER ist anzuführen: am Abhang oberhalb Riven «tritt sogar ein prächtig geschliffener Spilitblock zutage. Die Lage der Schlißfläche und die Richtung der Schrammen entsprechen der natürlichen Bearbeitung durch den Talgletscher; es wäre ein auserlesener Zufall, wenn dieser Block an anderer Lagerstätte geschliffen und erst nachträglich durch eine Erdbewegung hierher gelangt wäre». Diesem Schluss ist wohl beizustimmen — wenn auch mit einem Vorbehalt (den HEUSSER nicht berücksichtigt): dass der Block vielleicht nicht dem Bergsturz, sondern der Moräne angehört, in der Spilite ja auch zu erwarten sind.

Wir halten also fest: der Tinzener Bergsturz liegt nicht nur auf Moräne, sondern wird auch von Moräne bedeckt.

An der Waldschneise, die von den Wiesen nördlich Roffna gegen E emporzieht, lässt sich das Moränenmaterial an dem Steilgehänge bis gegen 1700 m aufwärts verfolgen. Hier liegt es aber nicht mehr dem Bergsturz auf, sondern dem anstehenden Flysch, der bei 1550 bis 1600 m mehrfach zutage tritt. Hier handelt es sich wieder um die ältere Moräne: knapp nördlich der Schneise endet sie am Rande des Bergsturzes. Er zeigt hier fast kein Blockwerk, sondern stark überwachsene Geländewellen.

Wenig weiter südlich, bei den Häusern von Roffna, bedeckt wieder grobes Blockwerk das Gehänge oberhalb der Terrasse, ohne jede Spur von Moräne. Aber seiner Zusammensetzung nach ist es grundverschieden von dem bisher betrachteten des Bergsturzes: es ist ausschliesslich Flysch! Ein künstlicher Aufschluss bei dem Haus gerade südlich der Kirche zeigte dies besonders deutlich. Man hat den Eindruck, dass dieses Flysch-Blockwerk auf der Moräne der Terrasse liegt (klare Aufschlüsse gibt es allerdings nicht); dass hier mithin ein späterer Flysch-Bergsturz vorliegt.

Der Flysch-Schutt hält gegen S an bis über den Weg zur Alp digl Plaz hinaus. Allein eine ansehnliche Masse von Serpentin, welche dieser Weg quert, östlich über Riven, scheint anzustehen (das glaubt z. B. HEUSSER). Indessen passt er nicht recht zur Tektonik (der Serpentin der Einwicklung von Las Palax, S. 132, sollte erst wesentlich höher durchziehen). Eine Schutthalde reicht von diesem Serpentin bis zur Talsohle hinab. Beiderseits von ihr liegen am Gehängefuss z. T. riesige Grünschieferblöcke, nach S bis gegen die Mündung von Val digl Plaz. Woher sie kommen, erscheint zunächst rätselhaft; doch kann man sie gegen N lückenlos an den Hauptbergsturz unterhalb der Moränenterrasse anschliessen. Auch die Moräne selbst ist bis zur Serpentinhalde verfolgbar, und südlich von dieser wenigstens noch durch einzelne Granitblöcke angedeutet; darüber folgt beiderseits des Serpentin Flyschblockwerk (bzw. ganz im S Gehängeschutt).

Klarheit über die Probleme dieses Hanges ergibt ein Aufstieg von Roffna ostwärts, längs der bewaldeten Rippe nördlich über dem Weg nach Alp digl Plaz. Sie zeigt zunächst in Blöcke aufgelösten Flysch; darüber aber, bei 1580—1590 m, folgt plötzlich ebenfalls zu Blöcken zerfallener Serpentin. Eine mit den Isohypsen verlaufende, tiefe, klaffende Spalte trennt eine untere Staffel von einer höheren, die wieder an einer solchen Spalte absetzt. Darüber folgt bei etwas über 1650 m eine flachhügelige Terrasse, überstreut mit zahlreichen, z. T. viele Kubikmeter grossen Grünschieferblöcken, die meist dicht mit Waldvegetation und Moos überwachsen sind. Oberhalb der Terrasse treffen wir nun nicht etwa den anstehenden Grünschiefer, sondern wiederum Flysch mit einer Einschaltung von Serpentin (S. 132) — aber auch hier nicht anstehend, sondern an einem ganzen System klaffender Spalten abgesackt; die ganze vorher genannte Terrasse dürfte von diesem Vorgang mitbetroffen sein! Nur noch wenig höher erhebt sich ein Flyschkamm, der von dem Scheiderücken zwischen Sumnegn und Val digl Plaz gegen NW abzweigt. Er steht nun anscheinend wirklich an; und an ihm brandet von NE her mit scharf ausgeprägtem Randwall der Hauptbergsturz, hier wesentlich aus Grünschieferblöcken bestehend; gegen NW abwärts überflutet er den Flyschkamm, aber auch gegen SE aufwärts scheint der Bergsturz über ihn hinwegzugehen.

Nun können wir die Folge der Ereignisse rekonstruieren. Der Hauptsturz löste sich in der grossen Nische am Piz Cuolm. Der S-Hälfte der Sturzmasse stand der zuvor genannte Flyschgrat im Wege; sie brandete an ihm und wurde in mehr nordwestliche Richtung abgelenkt¹⁾. Einzelne «Spritzer» aber gingen auch über ihn hinweg; doch konnte auf dem Steilabfall des Flyschkammes nichts liegen bleiben, abgesehen von der darin eingeschnittenen Terrasse. Aber bis hinab an den Gehängefuss nördlich Val digl Plaz konnte Bergsturzmaterial auf diese Weise kommen. Viel später erst brach dann der Flyschkamm mit seiner Serpentineinschaltung selbst zusammen, wesentlich in Gestalt einer grossen Absackung. Sie lieferte die Flysch- und Serpentinshollen östlich Roffna, denen sich als weitere der Serpentin ob Riven anreihet und das Flyschblockwerk über der Moränterrasse.

Diese Auffassung bleibt noch mit derjenigen HEUSSERS kritisch zu vergleichen. Auch dieser unterscheidet zwei altersverschiedene Stürze: einen älteren «Falottabergsturz» und einen jüngeren «Sumnegnbergsturz». Der erstere soll nur bei Riven und in der Juliaschlucht bis Windegg sichtbar werden; dem zweiten werden die durch frischere Formen ausgezeichneten Trümmernmassen des God da Rona zugeteilt (von unserem Flyschbergsturz wusste HEUSSER noch nichts).

Die Trennung seiner beiden Sturzmassen sieht HEUSSER in der Moräne von Roffna, die er mit jener von Plaz Beischen verbindet. Er beruft sich dabei auf die hydrologischen Verhältnisse: «Im Zusammenhang mit der Grundmoräne steht wohl der von Riven-Roffna bis Plaz Beischen kontinuierliche Quellenhorizont.» Dass scheinbar die Quellen bei Windegg mitten aus dem Bergsturz heraus entspringen, wäre dadurch erklärt. «Quellen, welche zu diesem Horizont gehören, finden sich über Riven-Roffna; etliche zur Brunnenversorgung gefasst. So z. B. eine beim grossen Tuffsteinblock am Hange hinter Riven. Eine andere speist den Brunnen am nördlichen Dorfausgang von Roffna-Oberdorf. Das Abwasser fliesst in die ‚Roose‘ in den darunter gelegenen Matten. Ferner tritt in der Nähe, wo der Fussweg Roffna-Plaz Beischen in den Wald eintritt, eine Quelle zutage.

Mächtige Quellen entspringen in der Gegend über Windegg, von denen die wasserreichste die Tinzener Wasserversorgung speist. Die enorme Wassermenge rührt wohl z. T. von den auf Alp Sumnegn und weiter nördlich versickernden Quellbächen her. Die wasserundurchlässige Schicht scheint bei Windegg ein kleines Tälchen zu bilden.

An der Bildung dieses Quellhorizontes kann sich neben der Grundmoräne auch die Felsterrasse beteiligen, welche sich möglicherweise unter dem Falottabergsturz hindurchzieht. Dass die Quellen bei Riven aus kalkreichem Gesteine stammen, beweisen die Tuffsteinablagerungen. Ein mächtiger Zahn von Quelltuff²⁾ mit Serpentin- und anderen Geschiebebeeinschlüssen ragt am N-Ende des Rivener Berg-

¹⁾ Damit wird die Tatsache verständlich, dass dieser grosse Bergsturz auf der östlichen Talseite liegengeblieben ist und nicht am Gegenhang aufbrandet (sie gibt wohl die Begründung für HEIMS eingangs zitierte Auffassung als langsame Rutschung!). Aber an dem erwähnten Seitenkamm brach sich die lebendige Kraft des Sturzes bereits.

²⁾ Siehe Karte! — THEOBALD (I 14) kartiert diesen Tuff als Rauhwaacke.

rutsches aus Spilit- und Ophicalcitblöcken hervor. Über der Sandgrube Riven lagert an einem Ophicalcitblock Tuff mit deutlicher Wurzelstruktur in natürlicher Lage; der Tuff ist hier jedenfalls an primärer Lagerstätte.»

Das Abrissgebiet seines Falottabergsturzes sucht HEUSSER in der Nische über Alp digl Plaz; südöstlich P. 2227 sah er auch frische Abrisspalten.

Zu alledem ist folgendes zu sagen:

1. Ein Unterschied in der Oberflächenbeschaffenheit besteht; allein er beschränkt sich auf das moränenbedeckte Gebiet der Terrasse von Roffna. Ich möchte ihn so deuten, dass eben nur dort der Bergsturz noch vom Gletscher erreicht und überdeckt wurde und folglich auch nur dort die ihm eigenen Oberflächenformen eingebüsst hat.

2. Für ein Durchziehen der Moränen auf der Terrasse von Roffna nach Plaz Beischen fehlen alle Anhaltspunkte. Etwas anderes mag es sein bezüglich der Moräne auf dem Gehänge über Roffna. Aber sie liegt nicht auf dem Bergsturz und mag sehr wohl älter sein; für eine Teilung der Sturzmassen im Sinne HEUSSERS ist sie jedenfalls belanglos. Eine Verbindung der mächtigen Moränendecke bei Plaz Beischen mit der allem Anschein nach sehr geringfügigen bei Roffna erscheint mir schwerlich gerechtfertigt, soweit die letztere auf dem Bergsturz liegt. An dem Gehänge nordöstlich Roffna liegt sie ja (vgl. S. 29) auf anstehendem Flysch, und wahrscheinlich — ein sicheres Urteil gestatten die spärlichen Aufschlüsse nicht — unter dem gesamten Bergsturz. Wir hätten hier also zwei altersverschiedene Moränen vor uns. Die ältere dürfte der von Plaz Beischen wohl entsprechen. Dagegen ist von einem Durchziehen der auf dem Bergsturz liegenden jüngern Moräne nichts zu bemerken. Wohl aber sieht man die Terrasse, auf der sie bei Roffna liegt, weiterziehen, und zwar eingeschnitten in die Oberfläche des angeblich jüngern Bergsturzes — frei von jeder Moränenbedeckung.

3. Auch HEUSSERS «Quellhorizont» ist nicht einheitlich: die Quellen von Roffna sind an die dort sichtbare Moräne gebunden und dürften ihr Einzugsgebiet in dem von E darübergegangenen Flyschbergsturz haben. Die gewaltigen Quellen von Windegg entwässern die Hauptsturzmasse — auffallenderweise nicht am Unterrande in der Juliaschlucht, sondern reichliche 100 m höher. Zur Erklärung dieser Anomalie möchte ich annehmen, dass unser Flyschkamm östlich Roffna (vgl. oben) sich im Untergrund noch weiter gegen NW fortsetzt, so dass der Hauptanteil des Sturzhaufens in einem gegen NW abfallenden Tälchen liegt, das das Wasser an den N-Rand der Blockmassen leitet. Dass es dort bereits zwischen dem Blockwerk austritt, ist nicht ohne Analogon; wir werden bei Marmorera und Stalveder Ähnliches kennen lernen: Im übrigen ist die Erklärung einfach: das mächtige Blockwerk ist tatsächlich dort zu Ende, wo die Quellen austreten; weiter abwärts folgt nur noch eine mehr oberflächliche Hangüberschüttung.

4. Eine Ableitung des älteren Sturzes — im Sinne HEUSSERS — von der Falotta stösst sich daran, dass ein dorther kommender Sturz zunächst in das Becken von Roffna fallen müsste. Da ist aber nicht der geringste Rest davon vorhanden (der Serpentin von Las Palex, den HEUSSER für einen solchen Rest hält, steht sicher an; vgl. S. 132); was auch im Falle von späterer glazialer Ausräumung des Beckens auffallend wäre.

Aus allen diesen Gründen kann ich mich mit der von HEUSSER vorgeschlagenen Trennung der Sturzmasse des God da Rona in zwei altersverschiedene Bergstürze nicht befreunden.

Es bleibt nun noch kurz das Alter der Ereignisse festzulegen. Dass es interglazial wäre, ist durch nichts erwiesen; entschieden dagegen spricht der relativ gute Erhaltungszustand. Wir dürfen vielmehr annehmen, dass ein später Gletschervorstoss den Bergsturz gerade eben noch erreicht hat; allenfalls denkbar wäre, dass die Gletscherzunge, die sich bei Roffna auf den Bergsturz hinaufschob, noch durch die Juliaschlucht hinabreichte, wo aber spätere Erosion und Nachbrüche ihre Spuren ausgetilgt hätten. Der Höhenlage nach wäre an den — im Oberhalbstein durch keine Endmoränen belegten (S. 3) — Gschnitz-Vorstoss zu denken; der Bergsturz der God da Rona wäre also älter als Gschnitz; der spätere Flyschbergsturz bei Roffna ist jünger.

Durch den ersten, viel grösseren Sturz wurde das Becken von Roffna zum See gestaut. Möglich, dass es der Gletschervorstoss auch noch etwas ausweitete; die Begrenzung des Bergsturzes gegen das Becken scheint keine ursprüngliche zu sein (HEUSSER). Mit dem Schwinden des Gletschers begann die

Julia erneut einzuschneiden. Das führte im Bereich des Bergsturzes zu vielfachen kleinen Nachstürzen; ferner zur Tieferlegung des zunächst wohl wesentlich über den heutigen Talboden gestauten Sees von Roffna. Strandlinien sind zwar keine zu finden (HEUSSER); dagegen lässt sich eine Furche in der Felsrippe westlich Roffna als einstiger Überlauf des Abflusses deuten¹⁾. Da die rückwärts einschneidende Erosion in erster Linie die Bergsturzsuttmassen wieder entfernte, ist es leicht verständlich, dass der Abfluss sich mit der Zeit in der Richtung gegen das ursprüngliche Tal zurück verlegte. Weiteres Einschneiden legte den — inzwischen mit Alluvionen beträchtlich aufgefüllten — Seeboden trocken. «Kleinere Nachstürze des Erosionshanges²⁾ mögen den Talboden aber noch etliche Male unter Wasser gesetzt haben: So war der Talboden schon vor relativ kurzer Zeit einmal reich bewaldet, die vielen wohl erhaltenen Baumstämme sind untief im Moorboden eingebettet. Die letzte Entsumpfung des Beckens soll nach mündlicher Überlieferung durch Räumungsarbeiten im Flussbett beim Eintritt in die Schlucht beschleunigt worden sein» (HEUSSER). Heute schneidet sich die Julia bei Riven bereits wieder in ihre eigenen Alluvionen ein; man sieht solche auf dem W-Ufer in Gestalt grober horizontal geschichteter Sande abgeschlossen.

b) Die Bergstürze oberhalb Mühlen auf der westlichen Talseite

liegen eigentlich ganz ausserhalb meines Untersuchungsgebietes, das sie nur an seiner W-Grenze eben berühren. Es fehlt mir demgemäss auch an eigenen Beobachtungen darüber fast ganz. Dagegen liegen mir auch über sie einige, allerdings sehr lakonische Notizen von HEUSSER vor.

Wenn ich hier ganz kurz auf diese Bergstürze zu sprechen komme, so geschieht es einmal deshalb, weil bisher in der Literatur nichts darüber erwähnt ist³⁾ und die Beobachtungen HEUSSERS (an die ich mich im wesentlichen halten muss) immerhin verdienen, für die Wissenschaft gerettet zu werden; und andererseits deshalb, weil diese Bergstürze für die Talgeschichte des Oberhalbsteins Bedeutung besitzen.

Es handelt sich zunächst um den Bergsturz von Furnatsch. Sein Abrissgebiet liegt in der Grünschieferwand der Forschella (2258 m); Serpentinunterlage (zahlreiche Harnischflächen!) begünstigte den Abbruch. Der Sturz erfolgte gegen E in das Bett der Julia, das verschüttet wurde; beim Wiedereinschneiden traf der Fluss auf Fels und sägte sich die schöne Klamm unter Furnatsch ein, die somit epigenetisch ist. Auffallend ist, dass aus dem Bergsturz austretende Quellen im Juliabett nicht zu sehen sind; zwei kleine Bäche fliessen oberflächlich ab. — Das Alter des Sturzes ist sicher jünger als die letzte Eisbedeckung; Moränenmaterial, das sich darin findet, ist als mitabgestürzt zu betrachten.

Eine rohe Schätzung des Inhalts der Abrissnische führt mich auf etwa 20—30 Millionen Kubikmeter.

Der andere hier zu erwähnende Bergsturz ist gleich oberhalb des vorerwähnten niedergegangen; die Hütten von Castiletto stehen darauf. Es handelt sich um einen Rutsch von (im wesentlichen) Moränenmaterial, der aus der Mulde der Alpe Promiez hervorquoll und, nach unten sich deltaförmig verbreitend, das Juliabett erfüllte. Wiedereinschneiden des Flusses führte zur Entstehung des klammartigen Durchbruches unter P. 1624.

So erscheint das verlandete Seebecken von Cresta (1622 m) gestaut durch diese beiden Bergstürze, und zwar um rund 140 m (Mühlen 1485 m). Der Hauptanteil der Stauung entfällt dabei auf den Sturz von Furnatsch.

c) Der Bergsturz südlich Marmorera (Marmels).

Unmittelbar südlich Marmels tritt die Julierstrasse wiederum in den Bereich eines ansehnlichen Bergsturzes, den sie erst wieder verlässt bei der Brücke über die Julia. Auf dieser ganzen Strecke beobachtet man nichts von anstehendem Gestein — nur z. T. riesige Blöcke von Gabbro und Grünschiefer. Eben solche bedecken auch das Gehänge ca. 200—250 m weit aufwärts; im südlichen Teile treten auch Radiolaritblöcke hinzu. Der grösste Teil des Ablagerungsgebietes ist mit Wald bestanden. Aus den tie-

¹⁾ Findet sich auch auf einer Skizze von HEUSSER vermerkt.

²⁾ Gemeint ist der Hang gegen die Juliaschlucht unterhalb Roffna.

³⁾ Jedoch sind sie auf R. STAUBS Averser Karte (146) beide eingetragen.

feren Teilen der Sturzmasse treten mehrfach Quellen aus, die bedeutendste 200—300 m südlich Marmels etwas oberhalb der Strasse. Das ist wiederum nicht der untere Rand des Bergsturzes, der vielmehr bis an die Julia hinabreicht (vgl. S. 69). Man darf aus dem Ausfliessen des Wassers an dieser Stelle auch hier wieder den Schluss ziehen, dass der undurchlässige Untergrund nicht mehr fern, die Mächtigkeit des Bergsturzes in seinem unteren Teil nicht gross ist. Weitere kleine Quellen finden sich weiter südlich an der Strasse.

Die Fläche, die dieser Bergsturz bedeckt, lässt sich zu etwa 0,75—0,8 km² veranschlagen. Er hat nicht die Gestalt eines ausgesprochenen Trümmerstromes angenommen, tritt vielmehr als mehr gleichförmige Hangüberschüttung auf, der jedoch im einzelnen die für grössere Bergsturzmassen typischen Wallformen nicht fehlen.

Als Abrissrand kommt in Betracht die ca. 500 m lange, leicht konkave Steilwand auf der W-Seite der Kuppe P. 1982. Die Gesteinsverteilung dortselbst entspricht durchaus der im Sturzgebiet beobachteten (vgl. Karte!). Die Sturzhöhe war nicht sehr bedeutend: vom oberen Rand des Abrisses bis zum unteren des Ablagerungsgebietes gerechnet beträgt sie 300—350 m.

Nördlich P. 1982 beobachtet man Absackung zusammenhängender Massen an Sprüngen parallel zum Abrissrand.

Einigermassen schwierig zu schätzen ist das Volumen der abgestürzten Masse. Rechnet man ihre durchschnittliche Mächtigkeit zu nur 5 m, so kommt man auf rund 4 Millionen Kubikmeter Inhalt, entsprechend einem Gesteinsprisma von 500×100×80 m; ein solches kann in der Abrissnische bequem untergebracht werden. Jene Ziffer möchte ich etwa als Minimum, ihr Doppeltes als Maximum für das Volumen dieses Bergsturzes ansehen.

Ob der Abruch durch irgendwelche besonderen Umstände begünstigt war, ist schwer zu entscheiden, da die Basis der Grünschiefer-Gabbrowand verhüllt ist. Irgendwo in ihrem Liegenden muss die Verbindung der Liasschiefer von Stalveder mit jenen der Alpe d'Iert (II, S. 152) durchgehen; wohl möglich, dass sie infolge einer kleinen Lokalkomplikation streckenweise talwärts einfallen und damit zu einem Bergschliff Anlass gaben.

Das Alter kann schon wegen der sehr frischen Oberflächenformen nur postglazial sein. Dasselbe geht daraus hervor, dass nördlich P. 1982 die in der Gegend um Alp Natons recht mächtige Decke von (Oberhalbsteiner) Grundmoräne am Abrissrand mit abgerissen ist. Am S-Rand des Bergsturzes grenzt dieser zwar an Moräne; doch ist nicht einwandfrei zu sehen, dass er ihr aufliegt.

d) Die Sturzmassen nördlich Bivio.

Die ganze östliche Talflanke zwischen Stalveder und Bivio wird wieder von mächtigen Bergsturzmassen eingenommen. In dem sehr groben Blockmaterial herrscht Grünschiefer vor, daneben Serpentin; auch an grösseren unter Wahrung des Verbandes abgerutschten Gesteinsmassen fehlt es nicht, z. B. die zerspaltene Felsgruppe nördlich der Talenge bei P. 1769,0, der auch die Siegfriedkarte Felssignatur gibt.

Das Sturzmaterial ist vielfach ganz auffällig frisch, kaum unterschieden von rezentem Blockwerk; so insbesondere im südlichen Teil. Dieser ist vom Walde entblösst, im Gegensatz zu der dicht bewaldeten, grösseren N-Hälfte, wurde aber um die Zeit meiner Anwesenheit wieder aufgeforstet.

Auch diese Sturzmassen bilden keine typischen Trümmerströme, sondern eine geschlossene Überdeckung des Gehänges, auf einer Fläche von rund 1,5×0,5 km²; auch die Mächtigkeit, wenigstens im mittleren Teile, scheint recht bedeutend — u. a. besteht der ganze Hügelrücken P. 1957 aus Bergsturz. Die Julia wurde durch den Sturz aufgestaut zu dem heute verlandeten See von Bivio, um wohl 25—30 m; unterhalb desselben bietet der eingezwängte, wild über die Blöcke hinabschäumende Fluss ähnliche Bilder wie zwischen Tinzen und Roffna.

Das Gesamtvolumen schätze ich — vorsichtig! — auf 10—15 Millionen Kubikmeter. Doch ist es nicht ganz unwahrscheinlicherweise kein einheitlicher Sturz.

Aus dem Bergsturz treten östlich Stalveder, über dem Weg zur Alp Natons, ein paar prachtvolle Quellbäche aus, mit insgesamt wohl wesentlich > 1000 l/min. Diese Wassermenge ist für den schmalen nördlichen Teil der Sturzmasse, der zunächst allein das Einzugsgebiet darzustellen scheint, wohl etwas

gross; es ist wohl zu erwarten, dass auch das benachbarte Anstehende Wasser an den Bergsturz liefert, vielleicht sogar der — über Tag abflusslose! — See auf Morters.

Auflagerung des Bergsturzes auf Grundmoräne ist sowohl im N, bei Stalveder, kaum zu bezweifeln, wo der Weg zur Alp Natons vielfach die Moräne aufschliesst, knapp unter dem Bergsturtrand; als auch im S, wo östlich P. 1769,0 ein moränenüberdeckter Rundhöcker unter dem Bergsturz hervorkommt (der Serpentin, der oberhalb des Rundhöckers in zahlreichen Anrissen entblösst ist, steht jedoch an!). Auch die späteiszeitlichen (Gschnitz?)-Lokalmoränen unterhalb Plaz werden allem Anschein nach vom Bergsturz überdeckt.

Das Abrissgebiet befindet sich an dem fast 1 km langen Steilrand der Terrasse südlich P. 2150. Es besteht ganz aus Grünschiefer. Bezüglich der Serpentinblöcke im Bergsturz ist man auf die Vermutung angewiesen, dass sie von der Basis der Grünschieferwand stammen; dort ist die Fortsetzung des eben von östlich P. 1769,0 erwähnten Serpentin zu suchen. Es ist wohl denkbar, dass die zahlreichen spiegelglatten Rutschflächen des Serpentin beim Zustandekommen des Bergsturzes eine Rolle gespielt haben.

e) Die Bergstürze an den Carungas (Val d'Err).

α) Der Hauptsturz auf der E-Seite.

Schon bei flüchtiger Betrachtung erkennt man auf der E-Seite der Carungas ein beträchtliches Bergsturzgebiet in vollkommen frischer Erhaltung. Alle Teile desselben sind (nicht zum wenigsten dank der Höhenlage des Gebiets, oberhalb der Waldgrenze) klar übersehbar: Die Abrissnische am Gipfelgrat der Carungas, der mächtige Blockhaufen am Fusse des Gehänges und die blocküberstreute Sturzbahn dazwischen; auch einige Komplikationen an der letzteren, auf die gleich eingegangen werden soll.

Das Gesteinsmaterial dieses Bergsturzes ist in erster Linie der phyllitische Gneis des Carungasgipfels. Daneben sind aber auch alle Gesteine des Liegenden (vgl. II, S. 156 f.) vertreten: Buntsandstein und Dolomit, Liasbreccie und -schiefer, Aptychenkalk und — besonders hervortretend — Radiolarit.

Eigentümlich an diesem Bergsturz ist, dass er grossenteils aus zusammenhängend verrutschten Gesteinskomplexen besteht. Schon wenig unterhalb der Abrisswand ist ein solcher hängen geblieben (Glimmerschiefer). Ein anderer weit grösserer liegt inmitten der Sturzbahn, die er nicht ganz zur Hälfte durchmessen hat. Er zeigt die verkehrte Schichtfolge von der Basis der Carungasklippe (vgl. II, S. 158): schwarze Liasschiefer—Dolomitreccie—Glimmerschiefer nahe dem N-Rande der Sturzbahn in mehreren Staffeln übereinander. Bei 2450 m zeigt er eine terrassenförmige Oberfläche, mit zahlreichen annähernd konzentrischen Wällen senkrecht zur Sturzrichtung. — Südlich von diesem Komplex zieht eine schmale Rippe von Radiolarit und (oben) Aptychenkalk empor, welche man auf den ersten Blick für anstehend halten möchte; und noch weiter südlich liegt am südlichen und unteren Rande des Sturzgebietes der Radiolarit mit den bekannten Manganerzgruben von Parsettens (vgl. I, S. 221). Von ihm haben ARBENZ und TARNUZZER (111) bereits dargetan, dass er ebenfalls verrutscht ist — wie sie annehmen von etwa 100 m höher, wo noch jetzt erzführender Radiolarit am Rande des Sturzgebietes ansteht. Es handelt sich wohl um einen Abrutsch von dem S-Rand der Carungas-Abrisswand. Und auf einen solchen möchte ich auch die zuvor erwähnte Radiolaritrippe zurückführen. Denn weiter oberhalb sieht man nur noch ein ganz einheitliches Sturzgebiet.

Diese ansehnlichen, trotz grosser Steilheit der Sturzbahn (fast 30° im Durchschnitt!) auf halbem Wege liegendebliebenen, zusammenhängenden Gesteinsmassen sprechen für eine relativ langsame Rutschung. Ebenso auch die Gestalt des Schutthaufens, der ganz am Fusse des Sturzhangs liegen geblieben ist, ohne auf die andere Talseite hinüberzubranden, wie man das von einem schnellen Sturz von solcher Höhe (500—600 m) erwarten möchte.

Das Volumen dieses Bergsturzes möchte ich — ohne die seitlichen Rutschungen bei Parsettens — auf etwa 5—10 Millionen Kubikmeter veranschlagen.

Für sein Alter sind die Verhältnisse unterhalb Parsettens massgebend. Dort tritt aus dem Rande des Bergsturzes eine ganze Reihe von Quellen aus, sein Aufliegen auf einer schwerer durchlässigen Unterlage anzeigend. Die weiter talaufwärts (vgl. S. 8) prachtvoll entwickelten Randmoränen der Val d'Err streichen unter ihn hinein; die Auflagerung ist zwar nicht unmittelbar zu sehen, da Moräne und

Bergsturz die Aufstauung der von Parsettens zufließenden Bäche und Aufschüttung eines kleinen Alluvialbodens zur Folge hatten. Unterhalb des Bergsturzes aber treten die Moränen auch auf der SW-Seite des Tales wieder hervor. Sie gehören (S. 8) dem Daunstadium an. Unser Bergsturz ist also jünger als Daun, d. h. in vollem Sinne des Wortes postglazial. Die vollkommene Frische seines Erhaltungszustandes steht damit im Einklang; sie lässt an die Möglichkeit eines Ereignisses aus historischer Zeit denken — von dem sich freilich, angesichts der Weltabgeschiedenheit dieses Hochtales, nirgends eine Kunde erhalten haben wird.

β) Der kleine Bergsturz auf der NE-Seite.

Sein Abrissrand schliesst an den des zuvor beschriebenen Hauptsturzes fast unmittelbar an, liegt aber etwas tiefer, in dem bereits nordwärts aufgebogenen Radiolarit (und Aptychenkalk) der Carungas-Falte (II, S. 139). Das Sturzmaterial ist entsprechend zusammengesetzt; es bildet einen schmalen, aber wohlausgeprägten Trümmerstrom bis an den Bergfuss, wo er das Moränengelände (Daun) eben noch berührt. Von dem Sturzgebiet des Hauptsturzes bleibt er nur durch eine schmale, gegen abwärts sich verbreiternde Felsrippe geschieden.

Das Volumen dieses wenig bedeutenden Bergsturzes dürfte eine Million Kubikmeter kaum erreichen. Wenn ich ihn gesondert erwähne, so nur wegen der möglichen Beziehungen zum grösseren südöstlichen Nachbarn. Wie dieser, macht auch er einen sehr jugendlichen Eindruck.

γ) Der Bergsturz von Tgiamatscha (Carungas-W-Seite).

Er ist morphologisch ungleich weniger deutlich ausgeprägt, erst aus unmittelbarer Nähe erkennbar: eine Masse von Radiolarit von 600×300 m ca., teils in Blöcke aufgelöst, teils scheinbar anstehend, aber von tiefen Klüften durchzogen; ihre Oberfläche zeigt eine Reihe von angenähert den Höhenkurven parallelaufenden Wällen. Sie trägt im N Wald und (vorherrschend) Erlengestrüpp, im S Wiesen, aus denen nur einzelne Blöcke und Blockgruppen aufragen. Ein deutlich abgesetzter Steilhang bildet die Grenze gegen das flachere Moränengelände im W.

Moräne liegt auch der bewegten Masse auf, wie sich gelegentlich an den klaffenden Spalten feststellen lässt; auch sonst findet man ab und zu Granitblöcke glazialer Herkunft auf den erwähnten Bodenwellen. Das ist aber wohl so aufzufassen, dass die Moräne mit abgerutscht ist, nicht erst nachträglich vom Gletscher darüber abgelagert.

Es handelt sich nach dem Gesagten nicht um einen Bergsturz im engeren Sinn, sondern um eine Sackung. Die Bedingungen ihres Auftretens sind leider nicht zu erkennen, da die — offenbar sehr komplizierten (vgl. II, S. 158/159) Verhältnisse an der Basis der mächtigen Radiolaritmasse, welche den N-Abfall der Carungas aufbaut, bei Tgiamatscha gar nicht und auch weiter südlich nur ganz unzureichend aufgeschlossen sind.

Das Alter des Ereignisses ist wieder postglazial im weiteren Sinne, d. h. jünger als die mitbetroffene Moräne, die aber wahrscheinlich noch hocheiszeitlich ist. «Spätglaziales» Alter, wie die Karte angibt, ist demnach immer noch möglich; für wahrscheinlich halten möchte ich es heute nicht mehr. Denn die verhältnismässig undeutliche Formausbildung, die mir da seinerzeit massgebend war, ist bei einer Sackung ganz anders einzuschätzen als bei einem Bergsturz s. str.

f) Der Bergsturz am Sass Ronzöl bei St. Moritz-Dorf.

Dieser einzige grössere Bergsturz der Engadiner Seite meines Kartengebietes findet sich bereits bei HEIM (103, II, S. 801) kurz behandelt. Er zieht sich als sehr deutlich entwickelter Blockstrom bis hinab zu den Häusern am NE-Ende des weltberühmten Kurortes. Die grösste Breite (ca. 600 m) und vermutlich auch die grösste Mächtigkeit erreicht er südwestlich der Alp Laret. Darunter schiebt sich, nordöstlich vom Hotel Chantarella, ein Sporn anstehenden Gesteines von SW her vor und engt den Trümmerstrom auf die Hälfte der vorigen Breite ein. Sein natürliches Unterende entzieht sich innerhalb der bebauten Fläche von St. Moritz genauerer Feststellung; jedenfalls hat er die moränenüberdeckte Terrasse bei ca. 1840 m nicht überschritten. Dagegen wurde das Ende des Trümmerstromes ein Stück

weit gegen NE abgelenkt, in die alte, nach Cresta hinabführende Talfurche hinein; wohl nicht so sehr durch ein entgegenstehendes Hindernis — ein Anbränden, etwa an P. 1864,2, ist nicht zu bemerken —, sondern ganz einfach, indem er dem natürlichen Gefälle folgte.

Die für grössere Sturzmassen typischen Oberflächenformen sind besonders im oberen, breiteren Teil gut ausgeprägt: ein unregelmässig hügeliges Gelände, in dessen Vertiefungen sich mitunter kleine Teiche gesammelt haben. Z. T. sind sie durch Quellen gespeist, die bereits oberhalb des erwähnten Spornes zutage treten, um weiterhin wieder im Blockwerk zu versiegen. Der Bergsturz ist zur Hauptsache mit Wald bedeckt, z. T. frisch aufgeforstet.

Das Gesteinsmaterial besteht im SW-Teil fast ausschliesslich aus hellem Dolomit. Im nordöstlichen dagegen stellen sich daneben reichlich, z. T. überwiegend dunkle Liaskieselkalke und -dolomitbreccien ein sowie schwarmweise der I, S. 194, beschriebene rote, belemnitenführende Krinoidenkalk. Auch Liasschiefer findet man hin und wieder. Vereinzelt kommen auch Blöcke von Albulagranit vor, die wohl mitabgestürzter Moräne entstammen. — Alle diese Gesteine treten in Gestalt von unregelmässigen, kleinen und grossen Blöcken auf. Grössere unter Wahrung des Schichtverbandes verrutschte Schollen und endogene Bergsturzbreccien fehlen dagegen.

Das Abrissgebiet dieses Bergsturzes befindet sich in der sehr auffälligen, fast halbkreisförmigen Nische, deren Rückwand von dem südlichen Steilabsturz des Sass da Muottas und dem südöstlichen des Sass Ronzöl gebildet wird, während sie auf beiden Seiten von Steilanrissen in dem Gehänge unter diesen beiden Kuppen eingefasst wird. — Zwischen den letzteren läuft eine grosse Kluft im anstehenden Gestein dem Abrissrand parallel, die einen durchschnittlich 20 m breiten Streifen abgetrennt hat; es scheint sich hier also ein Nachsturz vorzubereiten.

Alle Gesteine des Bergsturzes finden wir im Abrissgebiet wieder, mit Ausnahme des roten Krinoidenkalkes. Er wurde schon (I, S. 194) auf eine heute nirgends mehr erhaltene Liasbedeckung der Bernina-Trias zurückgeführt. Man kann sich eine gegen SE vorgeschobene Spitze mit Liaskrönung vorstellen, gleich hoch oder höher wie Sass Ronzöl oder Sass da Muottas, die dem Bergsturz zum Opfer gefallen ist; das südöstliche Einfallen macht eine solche Annahme ganz plausibel.

Die Dimensionen des Abrissgebietes: 500—600 m Länge, etwa 200—300 m Breite, lassen das fehlende Volumen zu etwa 5 Millionen Kubikmeter schätzen, unter der Voraussetzung einer Durchschnittsmächtigkeit von 30—50 m. Das ist ein Minimalwert; am Sass Ronzöl ist die Höhe der Abrisswand viel grösser, und jene hypothetische Liasspitze ist selbstverständlich unberücksichtigt. Das Ablagerungsgebiet umfasst ungefähr 400 000 m²; denkt man sich die obige Gesteinsmenge gleichmässig darüber verteilt, so erhielte man eine mittlere Mächtigkeit von bloss 12,5 m ¹⁾ — was offenbar auch ein Minimalwert ist. Als Maximalwert für das Volumen des Bergsturzes möchte ich etwa das Doppelte, also 10 Millionen Kubikmeter, veranschlagen.

Am SW-Rand des Abrissgebietes streicht das ansehnliche Gipslager von Alp Nova (I, S. 174; II, S. 206) aus. Sollte auf seine Auslaugung der Bergsturz zurückzuführen sein? Die auf der Alp Nova dem Gips aufsitzenden Dolomitköpfe sind fast überall von tiefen Spalten durchsetzt, offenbar in Absackung begriffen. Trotzdem möchte ich für unseren Bergsturz eine solche Verknüpfung ablehnen. Denn am Sass da Muottas greift die Abrissnische bis in den Lias ein, welcher die Trias des Gipfels unterlagert — damit aber auch den Gips, falls dieser — was nicht nachzuweisen — überhaupt so weit nach NE gereicht hat; und auch unter dem Sass Ronzöl tritt die Phyllitunterlage der Trias zutage. Es sind also Gesteine beteiligt, die durch die Auslaugung des Gipses niemals in Mitleidenschaft gezogen werden konnten!

Viel eher möchte ich das allgemeine südöstliche Schichtenfallen für den Bergsturz verantwortlich machen (vgl. Prof. 12, Taf. IX). Es würde sich da also um einen «Schlipfsturz» im Sinne HEIMS handeln. Allerdings, eine einheitliche Schicht (oder tektonische) Fläche kommt als Ablösungsfläche des Sturzes nicht in Frage, da diese von den Phylliten der Bernina-Basis unter dem Sass Ronzöl gegen NE in den Lias der Unterlage hinabsteigt.

¹⁾ Allerdings ohne Berücksichtigung des Porenvolumens.

Die Rekonstruktion des Vorganges führt zu folgendem Bild: von dem in der Richtung des Schichtfallens angeschnittenen SE-Abhang des Sass Ronzöl brach ein Stück ab und fuhr auf den Schichtflächen talwärts. Zunächst fiel es auf die SE-Fortsetzung der Terrasse von Alp Laret, bei etwa 2100 m (die sich noch durch eine grosse Verflachung im Bergsturz am Verlauf der Höhenkurven zu erkennen gibt); Sturzhöhe bis dahin etwa 300—350 m (vom oberen Rand des Abrissgebietes gerechnet). Der grössere Teil der Sturzmasse blieb auf dieser Terrasse liegen; ein kleinerer strömte über den Terrassenrand hinaus — vermutlich einem Bacheinschnitt folgend — und erreichte die alte Talfurche nordöstlich St. Moritz.

Dass dies postglazial geschehen ist, zeigt sowohl die Beteiligung von Moränenmaterial am Bergsturz als auch die durch ihn bedingte Lücke in den Moränenablagerungen. Wir können das Alter aber noch weiter einengen; wissen wir doch, dass ein schlusseiszeitlicher Vorstoss des Berninagletschers — nach meiner Vermutung Daun — noch über St. Moritz bis zum See von Campfèr gereicht hat. Seine Randmoräne setzt zwar in der Gegend von St. Moritz aus; trotzdem kann dieser Vorstoss nicht über den Bergsturz hinweggegangen sein — dem widersprechen seine unverletzten Oberflächenformen. «Postglazial» heisst in diesem Fall also soviel als jünger als (wahrscheinlich) Daun¹⁾.

Anhangsweise erwähnt sei noch ein kleiner Parallelsturz, der den Hang von Chantarella aufwärts mit Dolomitblöcken überschüttet hat. Ob er in ursächlicher Beziehung zu dem Hauptsturz steht, ist unsicher; in diesem Fall könnte auch Auslaugung des Gipses das auslösende Moment gewesen sein. Sicher postglazial ist auch dieser Bergsturz.

g) Kleinere Bergstürze

sind, wie in allen Gebieten mit hochalpinen Formen, zahlreich. Der Versuch, sie zu kartieren, soweit es der Massstab zulies, dürfte noch nicht ganz vollständig ausgefallen sein. Hier sollen nur einige bedeutendere oder aus irgendeinem Grunde interessante kurz Erwähnung finden.

α) Im Oberhalbstein

handelt es sich, dem vorwiegenden Bergeinwärtsfallen entsprechend, zumeist um reine Fallstürze. Ein relativ ansehnlicher — ca. 300 000—400 000 m³ — liegt unter der steilen SW-Wand des Plateaus bei P. 2402 (südlich Val Natons), hat die etwa 100 m tiefer vorgelagerte Felsterrasse mit Blockmassen (vorwiegend Grünschiefer, untergeordnet Radiolarit — entsprechend der Zusammensetzung des Abrissgebietes; vgl. S. 99) überschüttet und sich nördlich davon als über ½ km langer Trümmerstrom gegen die Alp Natons hinab ergossen. Eine grosse zusammenhängende Felsmasse inmitten des letzteren lässt kaum eine Entscheidung zu, ob sie mitabgestürzt ist oder anstehend.

Etwa von derselben Grösse ist ein Bergsturz auf dem Gehänge oberhalb der Alpe Brascheng bei Bivio. Seine Abrissfläche bildet eine steile Wandstufe in Nair-Porphyroid und seiner Unterlage aus Lias etc. (vgl. II, S. 72) südlich des vom Piz Nair kommenden Baches bei Plaz; oberhalb derselben deuten zahlreiche tiefe Risse in dem — teilweise mit Moränen bedeckten — Gelände auf ein Andauern der Bodenbewegung, wohl in Gestalt einer langsamen Absackung. — Die abgestürzten Massen bilden keinen deutlichen Trümmerstrom, mehr eine unregelmässige Hangüberschüttung; ihre Mächtigkeit ist, wenigstens an dem nicht sehr scharf ausgeprägten Stirnrand, sicher nicht gross.

Die groben Blockmassen unter der W-Wand des Piz d'Err (etwas über 2500 m), aus Liasbreccien bestehend, wie sie die unteren Wandpartien bilden (II, S. 122), sind deswegen interessant, weil hier augenfällig zu sehen ist, wie rasch die Spuren eines Bergsturzes in der Hochregion unkenntlich werden können. Das Blockwerk liegt auf Moränen des auf das Daun-Stadium folgenden Eisrückzuges. Dort, wo die Neigung steiler wird, verschwindet es unter jüngeren Schutthalden²⁾. Diese sind darüber gewachsen und haben jede Spur der Sturzbahn ausgelöscht; wie auch die Ausbruchstelle in der Wand nicht mehr zu entdecken ist.

¹⁾ HEIM (103, II, S. 801) schreibt: «Der alte Kirchturm bei St. Moritz-Kulm (1856 m) steht am Fuss des Trümmerstromes und ist durch denselben schief gestellt worden» (von mir gesperrt). Gemeint dürfte sein: durch eine sekundäre Rutschung im Trümmerstrom; da HEIM einige Zeilen vorher den Bergsturz selbst als prähistorisch bezeichnet.

²⁾ Die Darstellung auf der topographischen Karte ist hier höchst ungenau; doch konnte ich nicht ermitteln, wo eigentlich der Fehler steckt.

Kurz erwähnt sei noch das Blockwerk eines kleinen Bergsturzes ¹⁾ bei der Alp digl Plaz (südöstlich ob Roffna), in welchem Manganerz ausgebeutet worden ist: Radiolarit und Aptychenkalk, von P. 2227 stammend. ARBENZ und TARNUZZER (111) haben dies festgestellt und auf die eigentümliche Lage dieses Blockwerkes hingewiesen: es ist ganz in Moränen eingebettet. Ist der Sturz auf den im Schwinden begriffenen, bereits bewegungslos gewordenen Gletscher niedergegangen?

β) Im Engadin

bietet eine grobe Blockanhäufung östlich der Ova del Crot, am Fusse des Piz Lagrev über dem Silser See, ein Gegenstück zu der oben von der W-Seite des Piz d'Err erwähnten. Man wird darauf aufmerksam durch einen Gefällsbruch, 60—80 m über dem Seespiegel: oberhalb zeigen die Schutthalden normal gegen unten abnehmenden Böschungswinkel; unterhalb versteilt sich dieser plötzlich bis auf über 40°, wobei ganz grobes Blockwerk (bloss aus Graniten und Dioriten des Piz Lagrev — also nicht etwa Rest einer Seitenmoräne!) zutage tritt. Der Steilabfall erweckt den Verdacht, der Bergsturz sei von unten her anerodiert worden. Ist er etwa auf die noch im Silser-See-Becken stehende, absterbende Gletscherzunge gefallen? Jedenfalls wurde er seither von oben her gründlich mit Schutthalden eingedeckt.

Oberhalb Grevasalvas unterbricht, von nahezu 2100 m aufwärts, eine kaum bewachsene Blockanhäufung die wiesenüberkleideten Moränenhänge. Eine prachtvolle Quelle entströmt dem unteren Ende. Es ist ein Bergsturz, mit Abrissgebiet in der leicht konkaven Steilwand von etwa 2400 m aufwärts, mit welcher die vom Piz d'Emmat Dadaint südwärts verlaufende Rippe abbricht. Flaches Einfallen im Sinne der Hangneigung begünstigte die Loslösung des Bergsturzes, dessen Volumen kaum unter 1 Million Kubikmeter betragen dürfte. Alter: sicher postglazial (im weiteren Sinne).

Man kann vielleicht zunächst im Zweifel sein, ob Bergsturz oder Moräne vorliegt, zumal wenig deutliche konzentrische Wälle vorhanden sind. Allein solche können bei einem Bergsturz auch vorkommen. Und für eine Moräne fehlt das Einzugsgebiet des erzeugenden Gletschers — eine vom Piz Materdell-Piz d'Emmat Dadaint kommende würde weiter südwestlich liegen und überdies anders zusammengesetzt sein (Diorit, Aptychenkalk usw.); ferner wäre für eine Daunmoräne — höchstens dieses Alter wäre mit der schwachen Bewachung vielleicht noch vereinbar! — die Lage erstaunlich tief.

Auf der S-Seite des Piz Grevasalvas hat ein Bergsturz, aus den Granitwänden dieses Berges stammend, die Felschwelle unterhalb des Lunghinsees in ihrer östlichen Fortsetzung überschüttet, ebenso die tiefere dolomitische Stufe; erst auf der Verflachung unter der letzteren ist er zum Stehen gekommen. Volumen: um $\frac{1}{4}$ Million Kubikmeter; Alter: jünger als Daun.

Oberhalb Albana (westlich ob Campfèr) liegt ein Sturzhaufen von ähnlicher Grössenordnung wie der vorige, mit unterer Grenze bei ca. 2200 m, aus Gneisen usw. bestehend; Abrissgebiet bis ca. 2450 m, deutlich als Felsnische ausgebildet. Tiefe klaffende Spalten parallel zur Abrisswand (1923 beobachtet!) lassen neue Abbrüche erwarten, von wohl 100 000—200 000 m³ insgesamt. Albana liegt ungefähr in der Sturzrichtung!

γ) Im Bergell.

Ein paar Felsausbrüche im SE-Gehänge des Piz Lunghin geben sich durch die Frische des Materials als ganz junge Wunden im Bergkörper zu erkennen. Das Ausbrechen erfolgte entgegen dem Einfallen der Schieferung des Malojagneises. Der grösste dieser Ausbrüche hat immerhin vielleicht einige 100 000 m³ geliefert und die Talfurche westlich Pila verschüttet.

Auf der S-Seite des Piz dal Sass (Il Sasso der Err-Julier-Karte) zeichnet STAUBS Karte einen Bergsturz. Einige in anscheinend recht junger Vergangenheit vom S-Grat des Berges losgelöste Blockanhäufungen liegen wohl im oberen Teil des Hanges; um einen einheitlichen Bergsturz aber handelt es sich wohl nicht — vielmehr um einen gewaltigen Murgang, der sich bei heftigen Unwettern wiederholt in die Ortschaft Casaccia entleert hat. Bei meinem ersten Besuch dortselbst (Juni 1910) habe ich das selbst erlebt.

¹⁾ Auf der Karte nicht als Bergsturz eingetragen.

h) Sackungsercheinungen im oberen Oberhalbstein.

An zwei Stellen des an alten Bergstürzen so reichen Gebietes zwischen Bivio und Val Natons deuten klaffende Risse auf Bodenbewegungen hin, die vielleicht noch nicht zum Abschluss gekommen sind.

Dies ist einmal der Fall bei der Höhe P. 2464 und dem nördlich anschliessenden Plateau, auf der SW-Seite des Piz Nair. Es ist von zahlreichen, ungefähr N—S verlaufenden Spalten durchzogen. Eine Randspalte der ganzen Bewegung könnte man sehen in dem gegen NNE verlaufenden Graben, der jenes Plateau vom Grat des Piz Nair scheidet. Dafür spricht das eigentümliche Längsprofil dieses Grabens: er besteht aus einer Reihe von Gruben, wie sie durch Erosion an der Oberfläche nie zustande kommen können; und gegen Erosion unter Tage spricht der Mangel an auslaugbarem Gestein. Es bleibt also übrig, diese Gruben auf einander ablösende Zerrspalten zurückzuführen, die von oben her mit Schutt eingedeckt wurden.

Der Verlauf der Abrissklufft würde ungefähr der S. 73 hier vermuteten Verwerfung folgen; und da erhebt sich die a. a. O. ebenfalls schon angedeutete Frage, ob nicht auf die (ja nirgends aufgeschlossene) Verwerfung zu verzichten und die ganze Absenkung von P. 2464 gegenüber dem Piz Nair auf die Sackung zurückzuführen wäre. Ihr Ausmass würde dann etwa 100—200 m (in vertikaler Richtung gemessen) erreichen. Dagegen scheint mir zu sprechen, dass nirgends ein Unterrand der bewegten Masse zu erkennen ist, der doch bei einer so beträchtlichen Bewegung sich auch entsprechend im Gelände ausprägen sollte.

Das andere Sackungsgebiet ist die Terrasse nördlich Morters (östlich ob Marmorera, rund 2300 m), auf welche der S. 37 beschriebene kleine Bergsturz von P. 2402 niedergegangen ist. Sie ist über eine Erstreckung von mehreren 100 m durchzogen von z. T. meterbreit klaffenden Spalten, die in der Hauptsache parallel dem westlichen bzw. südwestlichen Steilrand verlaufen. Sie zerlegen den anstehenden Grünschiefer in eine Anzahl paralleler Staffeln; z. T. treten auch noch Querklüfte hinzu und liefern Bilder ähnlich jenen eines grossen Eisbruches. Die Versuchung liegt nahe, diese zerklüfteten Grünschiefer mit den im E und N auflagernden Bergsturz-Blockmassen zusammenzufassen und einen einheitlichen Vorgang zur Erklärung zu suchen. Tatsächlich aber sind beide Erscheinungen sehr wohl gegeneinander abzugrenzen, während das beim zerklüfteten Grünschiefer gegenüber dem unverletzten nicht gelingt. Und für die Annahme einer grösseren Sackungshöhe — wobei etwa unsere Terrasse von heute 2300 m durchschnittlicher Höhe ursprünglich die Fortsetzung des Plateaus von P. 2402 gebildet hätte — besteht die gleiche Schwierigkeit wie im zuvor behandelten Fall: dass nicht zu sehen ist, wo die Sohle der Sackung austreichen könnte.

Während der Ausarbeitung dieses Textes ist nun die Frage aufgetaucht ¹⁾, ob nicht das ganze vielgliederte Gehängestück von Plaz bis Alp Natons und hinab bis zu den Steilabfällen der Terrassen von P. 2150 und P. 1982 eine Riesensackungsmasse von 4 bis 4½ km² Oberfläche bildet. Die beiden oben beschriebenen Sackungen wären dann nur Teilerscheinungen dieser gewaltigen Bewegung; ebenso aber auch die Bergstürze von Marmorera, Bivio-Stalveder und die kleineren von Alp Natons, Alp Brascheng usw. Die Frage der talwärtigen Abgrenzung wäre unschwer zu beantworten: diese Abgrenzung wäre durch die zuerst genannten Bergstürze markiert. So verlockend es scheinen mag, diesen Weg zu beschreiten, so trage ich doch Bedenken; vor allem ist der Schichtverband im grössten Teil der genannten Masse gar nicht derart in Unordnung geraten, wie es bei einer so grossen Bewegung doch zu erwarten wäre; besonders am unteren Rand ²⁾ ist mir Auflösung in Schollen, Zerklüftung usw. nicht aufgefallen. Auch bedeutet die Sackungshypothese für die Tektonik keine Vereinfachung: die grosse Gabbrolinse nordöstlich Alp Natons z. B. sieht man wirklich gegen S senkrecht abbiegen (Taf. V, km 11); ihre Fortsetzung muss also entsprechend tiefer liegen, und man gewinnt nichts, wenn man sie — die Gabbrolinse von P. 1982 — in das Niveau der erstgenannten Linse hinaufrückt, indem man die angenommene Sackung rückgängig macht: Ebenso wird hiedurch der grosse Sprung aufwärts, welchen die Sohle der Err-Decke östlich Morters macht, zwar kleiner, aber nicht ausgeschaltet — sieht man doch

¹⁾ Angeregt vor allem durch Bemerkungen von Herrn Prof. BUXTORF.

²⁾ Den ich allerdings z. T. seit 1912 nicht wieder begangen habe.

bereits in der ? abgesackten Masse (südlich des «s» von «Morters»); siehe auch Taf. V, km 12) den Beginn der Aufbiegung. So möchte ich vorläufig die angedeutete Hypothese nicht für wahrscheinlich halten; für eine endgültige Entscheidung wäre freilich erneute Überprüfung im Gelände notwendig.

i) Allgemeines über die Bergstürze.

Aus dem Mitgeteilten ist eine auffällige Ungleichmässigkeit in der Verbreitung der grösseren Bergstürze zu entnehmen: während das Oberhalbstein reich daran ist, fanden wir im Engadin nur einen oder zwei. Das ist gerade das Gegenteil von dem, was man angesichts des östlichen Axialgefälles erwarten möchte! Man wird geneigt sein, zur Erklärung den gegenwärtigen Zustand der Talbildung heranzuziehen: im Oberhalbstein lebhaftere Erosion, im gefällelosen Oberengadin Stagnation der Talbildung (103, II, S. 807). Trotzdem wird man die Engadiner Flanken des Lagrev-Massives oder jene des bedeutendsten Engadiner Seitentales, Val Bever, getrost als «übersteil» bezeichnen. Aber das sind Granitflanken, die ein bedeutenderes Mass von Übersteile vertragen als die meisten geschichteten oder geschieferten Gesteine; zumal in ihnen auch das Axialgefälle keinen Einfluss (von der Nachbarschaft von Schubflächen, Mylonitzonen usw. abgesehen!) hat.

Das Alter unserer Bergstürze konnte fast ausnahmslos als postglazial sichergestellt werden. «Postglazial» ist freilich ein relativer Begriff: es bedeutet soviel als «jünger als alle Gletscherspuren, mit denen das betreffende Objekt in Berührung kommt»; das kann also in einen Fall heissen «jünger als der Hochstand der Würm-Vereisung»; im anderen: «jünger als Gschnitz bzw. Daun». Aber für eine ganze Reihe von Bergstürzen konnte tatsächlich auch ein solches «nach-schlusseiszeitliches» Alter mit Sicherheit erkannt werden. Älter ist — ausser dem kleinen Sturz bei Alp digl Plaz, S. 38, — wohl nur einer, allerdings gerade der grösste: der Bergsturz der God da Rona bei Tinzen (vor-gschnitz).

Andererseits können wir auch sämtliche Bergstürze als prähistorisch bezeichnen, insofern als über kein solches Ereignis ein zeitgenössischer Bericht bekannt ist. Nun ist «prähistorisch» auch ein relativer Begriff: in dem bis vor 1½—2 Jahrhunderten unbekanntem, abgelegenen Hochgebirge bedeutet es etwas anderes als in altem Kulturland oder auch an vielbegangenen Passstrassen. So mag mancher unserer Bergstürze in eine Zeit fallen, die an anderem Ort durchaus «historisch» wäre. In einigen Fällen wurde auf ihr sehr frisches, jugendliches Aussehen speziell hingewiesen.

Immerhin bleibt noch eine grössere Zahl von auch im strengen Sinn prähistorischen, postglazialen Bergstürzen übrig. Dürfen wir daraus eine Periode besonderer Bergstürzhäufigkeit nach dem Schluss der Eiszeit folgern? Ich glaube, man kann sich den diesbezüglichen Ausführungen SCHWINNERS (471, S. 187) im wesentlichen anschliessen, dass es sich da um eine Art von «perspektivischer Täuschung» handelt. Übertrifft doch die prähistorische Postglazialzeit an Dauer die historische um ein Mehrfaches — zumal in den Alpentälern, wo die letztere höchstens zwei, vielfach kaum ein Jahrtausend zurückreicht.

Gleichwohl scheint mir — und das ist kein Widerspruch zu dem eben Gesagten — eine gewisse ursächliche Verknüpfung von Bergstürzen und Eisrückzug unabweisbar. Namentlich unter den grossen und ganz grossen Bergstürzen der Alpen sind verhältnismässig häufig solche, die nochmals vom Gletscher bedeckt wurden (Flims, Ems im Vorderrheintal; Engelberg; Glärnisch-Guppen und -Gleiter; Siders und Leuk im Wallis u. a.; von den hier behandelten Tinzen, vgl. oben). Das häufig behauptete interglaziale Alter solcher Vorkommnisse scheint mir bisher kaum in einem Fall sicherzustehen, und nur bei den stark nachträglich zerstörten Sturzmassen von Ems und Siders einigermaßen wahrscheinlich; bei manchen andern wird es sich sogar kaum um interstadiales Alter handeln, insofern man mit diesem Begriff die Vorstellung eines Ereignisses verbindet älter als einer der wohlcharakterisierten grösseren, den Eisrückzug unterbrechenden Gletschervorstösse wie Bühl-, Gschnitz- oder Daunstadium. Sondern es mag in manchem andern Fall ebenso zutreffen wie das hier für den Tinzener Bergsturz ausgeführt wurde, dass nur mehr eine untergeordnete Gletscherschwankung ihn teilweise und ganz vorübergehend mit Eis bedeckt hat. Ist somit bei einer ganzen Anzahl von Bergstürzen ein zeitliches Zusammenfallen mit den letzten Phasen des Eisrückzuges recht wahrscheinlich, und mögen demselben manche weiteren verhältnismässig rasch nachgefolgt sein, so muss man sich doch dessen bewusst

bleiben, dass diese «letzten Phasen» in verschiedenen Lagen der Alpentäler recht verschiedenen Zeiten entsprechen: bei Flims wohl einer früheren als bei Tinzen, und hier wiederum einer früheren als etwa in Val d'Err.

Es lässt sich auch sehr wohl einsehen, dass der Rückzug der Eisbedeckung in den Alpen die Lösung von Bergstürzen befördern musste¹⁾. Denn auch wenn man nicht geradezu ein «Unterschneiden» der Talflanken durch die Gletscher annehmen will: die übersteilen Gehänge, die diese zurückliessen, sind sicherlich keineswegs stabil. Das Schwinden des tälerrfüllenden Eises bedeutete für sie den Entzug einer Stütze. Dazu kam, dass die Periode der Abschmelzung eine Durchtränkung mit Schmelzwasser bringen musste — wenn auch auf längere Zeiträume verteilt — wie sie in gleicher Intensität weder unter der zusammenhängenden Eisbedeckung noch nach deren endgültigem Aufhören anzunehmen ist. Die Zeit während und unmittelbar nach dem Abzug der Gletscher war ein besonders kritischer Augenblick für die Stabilität der Talflanken: wo ihn diese überdauerten, ohne zusammenzustürzen, da haben sie im allgemeinen Aussicht, dass sie auch trotz Übersteile noch eine Weile weiter stehenbleiben werden. Freilich nicht ewig; und tatsächlich vollzieht sich ja auch das weitere Zusammenbrechen der instabilen Talgehänge unter unseren Augen — wenn auch mit langen Zwischenräumen. Nur als einen besonders betonten Moment in diesem Prozess möchte ich den Zeitpunkt des Gletscherschwundes aufgefasst wissen; in der postglazialen «Periode der Bergstürze», wenn man von einer solchen sprechen will, stehen wir noch mitten drin (vgl. SCHWINNER, 471, S. 187).

Noch einige Worte über die kleinen und kleinsten Felsstürze. Beim Betrachten der Karte mag man den Eindruck gewinnen, als seien solche in der Talregion und in mittleren Lagen erheblich häufiger als in den eigentlichen Hochregionen. Das ist wohl nur scheinbar und dadurch bedingt, dass dort die Überreste solcher kleiner Stürze nicht lange sichtbar bleiben, sondern durch den unabhängig von ihnen weitergehenden stetigen Zerstörungsprozess der Steilwände: durch Steinschläge, Lawinen usw. sehr bald mit anderweitigem Schuttmaterial eingedeckt werden (vgl. das Beispiel von der W-Seite des Piz d'Err, S. 37). Oft auch mögen sie auf Gletscher fallen und von diesen abtransportiert werden, oder auf Firnhalden, in deren Fusswällen sie in morphologisch abweichender Art zur Ablagerung kommen.

Alle diese Faktoren fehlen in den tieferen Lagen, zumindest schon seit Jahrtausenden; so bleiben dort die Überreste solcher kleinerer Stürze viel länger der Beobachtung zugänglich — sie haben sich aus einem verhältnismässig langen Zeitabschnitt angesammelt. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, dass nicht eine Anzahl von ihnen sehr jugendlichen Alters sein kann — den Eindruck machen sie vielfach! Dass über ihren Absturz fast niemals eine Kunde vorliegt, kann hier, wo es sich doch um verhältnismässig unbedeutende Ereignisse handelt, nicht weiter wundernehmen. Wo ein solches nicht gerade bedeutenderen Schaden anrichtete, da wurde es schnell wieder vergessen; und wo es abseits von bewohnten Tälern und verkehrsreichen Strassen erfolgte, da nahm — wenigstens in der Zeit vor dem Aufkommen der Touristik — überhaupt niemand Notiz davon.

4. Alluvium.

(Talschutt, Bachschuttkegel und -deltas; Schuttkegel und -halden)

Man bezeichnet gemeinhin die jungen Schuttbildungen als rezent. Das ist streng genommen nur für deren höhere Lagen richtig; und auch für die nicht immer. Denn die Schuttanhäufung musste mit dem Augenblick beginnen, da das Tal eisfrei wurde. Das ist aber in den Haupttälern gewöhnlich schon zu einem Zeitpunkt geschehen, den man noch als (spät-)eiszeitlich bezeichnen muss. Wir werden also damit zu rechnen haben, dass sowohl die Bach- wie die Gehängeschuttbildungen im allgemeinen wenigstens in ihren tieferen Lagen noch eiszeitlichen Alters sind.

¹⁾ Man mag dagegen einwenden, dass sich heute auch ein starker Eisrückzug vollzieht, ohne dass die davon betroffenen Hochtäler sich durch besonders häufige Bergstürze auszeichnen würden. Aber einmal sind 100 Jahre für geologische Vorgänge — auch für den in Rede stehenden! — noch keine nennenswerte Zeit; und andererseits sind die Eismassen, die heute aus den Tälern schwinden, überhaupt nicht zu vergleichen mit denen, um die es sich zu Ende der Eiszeit gehandelt hat.

R. STAUB (476) geht noch weiter, wenn er die Bachdeltas in den Engadiner Seen geradezu als Werk der Schlusseiszeit bezeichnet. Gewiss ist anzunehmen, dass die Gletscherbäche der letzten eiszeitlichen Vorstöße bzw. der abschmelzenden Gletscher dieser Stadien wirkungsvollere Schuttlieferanten waren als die heutigen. Dass aber auch diese noch eifrig und erfolgreich an der Zuschüttung der Seen arbeiten, ist selbstverständlich, und man kann sich leicht davon überzeugen, wenn man an warmen Sommertagen ihr graues Wasser in die klargrünen Seen strömen sieht. Wie schnell die Deltas weiter wachsen, darüber fehlt es meines Wissens an genaueren Beobachtungen, die allein uns Aufschluss geben könnten, wie gross der rezente und der eiszeitliche Anteil an diesen Bildungen ist. Möge die hiemit ergehende Anregung zu solchen Beobachtungen auf fruchtbaren Boden fallen!

Eigentlich «fossile» Bachschuttkegel, in die sich der Bach heute eine tiefe Rinne geschnitten hat, so dass er auch bei Hochwasser gar nicht mehr in der Lage ist, an ihnen weiterzubauen (wie ich sie aus den Tauern kenne), sind mir in dem untersuchten Gebiet nicht aufgefallen.

Einige Beobachtungen über die rezenten Sedimente werden in anderen Zusammenhängen mitgeteilt: Alluvium im Stausee von Roffna, S. 32; Torf, S. 75.

II. Morphologie.

I. Gipfelformung; Altformen und Gipfelflur.

Im Hochgebirge von alpinem Charakter erfolgt die Gestaltung der Gipfel vor allem von den Karen bzw. Firnbecken aus. Deren Wände werden rückwärts verlegt, bis sie sich in Schneiden treffen. Im Schnittpunkt von drei oder vier Karen bleiben drei- oder vierkantige, mehr oder minder pyramidenförmige Gipfel stehen.

Das sind bekannte Dinge, für die auch im Err-Julier-Gebiet die Granitgipfel dank dem gleichmässigen Gestein, in dem kein Einfluss von Schieferung oder Schichtung zur Geltung kommt ¹⁾, die besten Beispiele liefern. Piz Ot, Piz Bever, Piz Polaschin sind typische «Kanter»-Gipfel.

Nun finden sich aber gelegentlich auch Gipfel, auf die das Schneiden- und Kanter-Schema nicht stimmt. Die in Karen oder Firnbecken fussenden Steilwände sind wohl da; aber sie treffen sich nicht — oder doch nur streckenweise — in Schneiden. Es bleiben vielmehr schmalere oder breitere Flächen mit flacher Formung zwischen ihnen stehen. Wenn — und das ist wohl unbestreitbar — die Steilwände das junge, aktive Element sind (mögen die Bedingungen ihres Werdens im einzelnen sein, wie sie wollen), so ergibt sich mit zwingender Notwendigkeit der Schluss: die Flachformen sind ein älteres Element, das nur da stehenbleibt, wo es die jungen Steilformen noch nicht aufgezehrt haben. Und daraus folgt ebenso zwingend der weitere Schluss: die Flachformen sind einst viel weiter verbreitet gewesen als heute.

In den meisten zentralalpinen Gebirgsgruppen sind ausgesprochene Flachformengipfel seltene Ausnahmen; doch gehören gerade einige der gewaltigsten Berge der Alpen diesem Typus an ²⁾. So gleich der Mont Blanc selbst, in dessen Riesenleib die Kare sich z. T. noch (relativ!) gar nicht tief haben einfressen können. Im Wallis der Grand Combin; in den E-Alpen der Ortler. Das Bergeller Massiv enthält ein paar Gipfel mit kleinen Flachformenresten: Der Torrone occidentale besitzt südseitig ein schiefes Firndach über senkrechter Steilwand; die Pizzi del Ferro zeigen nordseitig eine noch flachere Abdachung ihres Gipfelgrats; der Pizzo Porcellizzo im Kamm zwischen Val Masino und Codera trägt ein flach südlich geneigtes Gipfeldach, und fast noch schöner ist das des Pizzo d'Altare = Pizzo Tru-

¹⁾ Die geringe Anisotropie des Gefüges, die auch dem Granit meist nicht abgeht, kommt morphologisch meist nicht zum Ausdruck.

²⁾ Wohl der erste, der darauf hingewiesen hat — ohne eine Deutung zu versuchen —, war ED. RICHTER (469).

binasca der Schweizer Karte. In den Glarner Alpen bietet ein auffallendes Beispiel die breite Hochfläche des Vorab usw.

Verhältnismässig sehr reich an solchen Resten ist unser Kartengebiet. Sie seien hier zusammengestellt.

Lagrev-Gruppe:

1. Piz dal Sass, 2743 m (westlich Piz Lunghin): Ausgedehntes flaches Gipfeldach über mächtigem Steilabsturz im S und recht ausgesprochenem gegen W (Alpascellina); auch der Abhang gegen NE (Lej Lunghin) ist immerhin wesentlich steiler. Serpentin, mit Phyllit- und mesozoischen Schuppen.

2. Piz Grevasalvas, 2933 m: Ausgedehnte flache Rundbuckellandschaft, allseitig von Steilabfällen umrahmt; gegen NE hebt sich allerdings der steil abfallende Kamm des Piz Nalar noch darüber empor¹⁾. Granit.

3. Piz Materdell trägt auf seinem SW-Vorgipfel (ca. 2940 m) eine kleine Verflachung. Diorit.

4. Piz d'Emmat Dadaint, 2928 m, fällt gegen NW sehr schroff, gegen NE immerhin steil ab; gegen S kehrt er eine flachere Abdachung, die gegen abwärts von einer Steilstufe begrenzt wird. Beides ist allerdings gesteinsbedingt (Granit, gegenüber den mit dem Gehänge S-fallenden Juraschichten des Gipfeldaches; II, S. 27), so dass eine morphologische Deutung nur mit Vorbehalt möglich ist.

5. Piz d'Emmat Dadora, 2886 m, trägt eine etwa kilometerlange und rund 200 m breite Flachform, gegen N geneigt bis hinab auf ca. 2500 m. Im W ist sie von z. T. überhängenden Wänden, auf den andern Seiten von immerhin steilen Hängen eingefasst. Aptychenkalk, stark verschiefert (II, S. 1); die Oberfläche schneidet die Schichten.

6. Piz dellas Colonnas, 2963 m, trägt eine ausgesprochene Verflachung, die gegen N und W sanft abdacht, bis etwa 2750 m. Von N her fressen sich kleine Kare mit steiler Begrenzung darein ein; auf den anderen Seiten Steilwände. Diorit und Granit.

7. Ils Crutscharöls, P. 2879: Kleine dreieckige Gipffläche, gegen SE geneigt, über Steilabfall. Granit und Diorit.

Err-Gruppe (s. I.):

8. Piz Julier. Am Ende des SW-Grates (ca. 2900 m) deutliche Verflachung, sanft südlich bis südöstlich geneigt, über allseitigen Steilabfällen. Diorit.

9. Piz Valletta, 2923 m. Trägt auf der N-Seite des N-Gipfels ein sanft geneigtes Altflächenstück. Granit. (Näheres leider nicht notiert.)

10. Piz Suvretta, 3148 m. Flach gegen S geneigtes Gipfeldach mit Steilabstürzen nach allen Seiten. Granit, mit Rest von Orthogneis.

11. Piz Natons, 3040 m ca. Gegen S mit mässiger Neigung abfallende Gipffläche über Steilhängen bis -wänden auf allen Seiten. Nair-Porphyr, stark gefältelt, ohne Beziehung zur Oberfläche (S. 88).

12. Piz d'Agnelli, 3208 m. Kleine flache Gipfelkuppe über Steilabfällen; Nair-Porphyr und Orthogneis.

13. Tschima da Flix, 3287 m. Die breite flache Gipfelkuppe fällt gegen W mit mächtiger Steilwand, gegen SE mit ausgesprochenem Steilhang ab. Weniger deutlich ist ein solcher auf der N-Seite. Granitporphyr.

14. Piz Calderas, 3393 m. Steilabstürze auf W- und NE-Seite; gegen S mässig geneigter Hang, als dessen Untergrenze eine Steilstufe aus dem Gletscher ausapert. Orthogneis, flach S-fallend (flacher als der Gipfelhang!).

15. Piz Jenatsch, 3253 m. Flache Gipfelkuppe, übergehend in flach östlich geneigte, breite Fläche, welche den E-Grat im obersten Teil kappt. Rauhacke und Triasdolomite (S. 90; I, S. 160); werden diskordant von der Flachform abgeschnitten.

¹⁾ Umformung durch den einst auf der Hochfläche des Piz Grévasalvas angesiedelten Gletscher?

16. Piz Chembels, 2986 m. Eine kleine flache Gipfelverebnung krönt den turmartigen Felsbau aus Triasdolomiten.

17. Piz Mulix, 2893 m. Die mässig geneigten Hänge der Gipfelpyramide werden gegen unten von Steilwänden scharf abgeschnitten; eine tiefe Kerbe trennt die erstgenannten von der noch ausgeprägteren Verflachung von P. 2879 (Fig. 2). Granit.

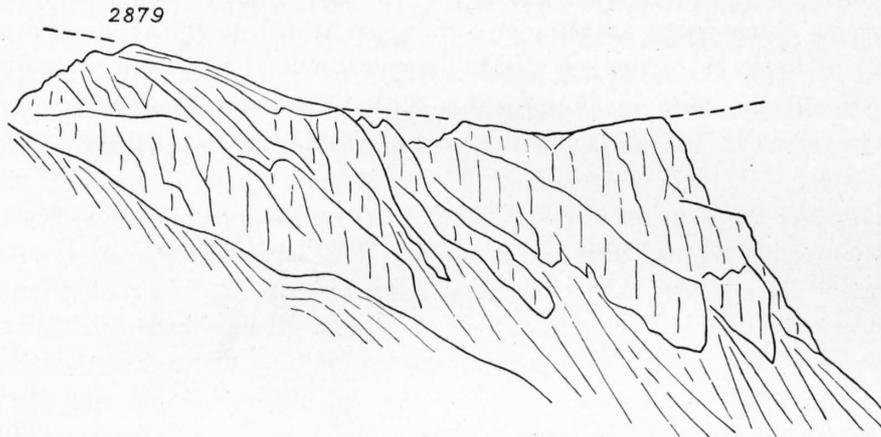


Fig. 2. P. 2879 (südwestlich Piz Mulix) von Süden gesehen.
Flache Altform über jüngeren Steilabfällen.

18. Piz dellas Blais, 2931,6. Flach nördlich geneigte Dachfläche entlang dem E-Grat des Berges, über hohen Steilwänden. Diorit.

Piz Ot-Gruppe. Sie ist am ärmsten an einschlägigen Beispielen.

19. Südlicher Vorgipfel des Piz Ot, 3100 m ca. Er trägt ein mässig südlich geneigtes, schuttbedecktes Dach über steileren Felsabbrüchen. Vom Hauptgipfel trennt ihn eine tiefe Einsenkung mit zackiger Gratschneide, die offensichtlich durch Zerstörung der einst in Richtung auf den Hauptgipfel fortsetzenden Altform entstanden ist. Alles Granit!

20. Piz Nair, 3062 m (nordwestlich St. Moritz). Vom Gipfel längs des NW-Grates und des von diesem gegen SW verlaufenden, sekundären Grates erstreckt sich eine Verflachung, die indessen vielleicht gesteinsbedingt ist: grösstenteils leicht verwitternde Saluverschiefer!

21. Sass Corviglia, 2864 m. Kleine ostgeneigte Gipfelfläche über allseitigen Steilabstürzen. Triasdolomit (vgl. II, Fig. 103, S. 202).

Diese Liste liesse sich noch um das eine oder andere, mehr oder minder zweifelhafte Beispiel vermehren. Wenn wir aus ihr noch die möglicherweise gesteinsbedingten oder sonst mit kleinen Schönheitsfehlern behafteten Fälle herausnehmen (Nrn. 2, 4, 13, 29), so bleiben immer noch 17 einwandfreie Beispiele flachgeformter Gipfel bzw. Gratpartien übrig, teils in einheitlichen Massengesteinen, teils die tektonischen Strukturen des Innenbaues schneidend. Das ist für eine zentralalpine Gebirgsgruppe eine sehr stattliche Anzahl!

Man darf nach dem vorher Gesagten jedenfalls annehmen, dass diese Flachformen einst grössere Ausdehnung besessen haben und von den jüngeren Steilformen allmählich auf ihr heutiges Areal eingeschränkt worden sind; ein Vorgang, der ja infolge der Rückwitterung der Steilformen immer noch weitergeht und schliesslich zur restlosen Aufzehrung der Flachformen führen muss. Dürfen wir nun den Schluss wagen, dass die Flachformen überhaupt einen früheren Zustand des Gebirges darstellen, aus dem sich das heute vorwiegende Steilrelief erst später entwickelt hat? Mit anderen Worten: dass dem alpinen Hochgebirge eine Mittelgebirgslandschaft voranging?

Ein solcher Schluss liegt gewiss nahe und ist auch öfters schon gezogen worden (H. v. STAFF, 475; VON VALKENBURG, 482) — z. T. auf Grund wesentlich spärlicherer Beobachtungen, als sie hier mitgeteilt

werden konnten. Er hat denn auch z. T. scharfe Ablehnung erfahren (z. B. ALB. HEIM, I 103, S. 806), konnte aber eigentlich nicht widerlegt werden. Wirklich entscheiden lässt sich die Frage ja in unserem Gebiet (und in der Schweiz überhaupt) vielleicht nicht. Wohl aber ist dies im östlichen Teil der E-Alpen möglich.

Denn hier ist die Mittelgebirgslandschaft tatsächlich noch in grosser Ausdehnung zusammenhängend erhalten. In der nördlichen Kalkzone etwa vom Salzburg-Berchtesgadener Gebiet gegen Osten: hier bildet sie die Hochflächen-Gebirgsstöcke (Steinernes Meer, Übergossene Alm, Hagen-, Tennèn-, Totes Gebirge usw., bis zur Rax und dem Schneeberg bei Wien). Dass ihre Hochflächen nicht durch Schichtflächen bedingt sind, wie man wohl einmal glaubte, ergibt sich daraus, dass sie häufig Gesteinsgrenzen schneiden, ja selbst Deckenstrukturen (Deckschollenreste auf dem Steinernen Meer, der Schneeralpe usw.). An Spuren jüngerer Umgestaltung fehlt es ja nicht, vor allem durch die sehr intensive Verkarstung, dann selbstverständlich durch die darüber hingegangene Vergletscherung; abgesehen von der Zerschneidung durch jüngere Erosionsvorgänge im Gefolge von «Hebungen» (s. unten), welche vor allem die vielfach gewaltigen randlichen Steilabstürze schufen. Wo diese Zerschneidung weiter fortgeschritten ist, hat sie wohl auch zu wirklichen Gebirgskämmen geführt, wie etwa in den Gesäusebergen; nur fallweise sind auch auf ihren Gipfeln noch Reste von Flachformen erhalten geblieben — also ganz derselbe Zustand, wie er in Gebirgsgruppen mit vorwiegenden Schneiden- und Kanter-Formen die Regel ist.

Aber auch in den östlichen Zentralalpen finden wir Ähnliches: im nördlichen Teil von der Neumarkter Senke, im südlichen von der Katschberglinie (E-Rand der Hohen Tauern) an gegen E verschwinden die Schneiden und machen breiten, sanften Rückenformen Platz, von oft kilometerweiter Erstreckung (z. B. Saualpe); gegen die Täler stellen sich steilere Gehänge ein. Der Gegensatz zwischen den alten Flach- und den jungen Steilformen ist vielleicht nicht so auffallend wie im Kalkgebirge, wo alles schärfer, eckiger ist; ist man aber erst auf ihn aufmerksam geworden, so ist er nicht minder unverkennbar (W. SCHMIDT, 473). Und es liegt nahe, die Altformen mit jenen im Kalkgebirge zeitlich zu parallelisieren.

Dort kann man noch einen Schritt weitergehen. Auf vielen der Kalkhochflächen finden sich nämlich nicht nur Rotlehme und Bohnerz als Überreste alter Verwitterungsdecken, sondern auch Quarz- und kristalline Gerölle, sogenannte Augensteine, als Reste alter Schotterdecken zentralalpiner Herkunft. Sie finden sich heute nur auf tertiärer Lagerstätte, in Dolinen usw. eingeschwemmt; Beziehungen zu Flusstälern, die sie gebracht haben könnten, sind nirgends ersichtlich. LICHTENECKER (455) zog denn den Schluss, dass der heutigen immerhin stark hügeligen Landschaft der Hochflächen, die er (nach dem von ihm studierten Beispiel) Raxlandschaft nennt, eine noch viel flachere Augensteinlandschaft vorausging, auf welcher Flüsse Schotterdecken ausbreiteten.

In tieferen Lagen eingefaltet sind hin und wieder Geröllablagerungen erhalten, deren Gerölle nach Art und Beschaffenheit den Augensteinen gleichen. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, das Alter der Augensteinlandschaft ungefähr zu fixieren: Alt-Miozän (WINKLER, 486–488). Die Umgestaltung zur Raxlandschaft fand nach LICHTENECKER (455, S. 78) gegen Ende des Helvetiens statt; ihre Hebung und Zerstückelung ist spätestens während des Tortonians erfolgt, dessen Strandablagerungen bereits die Bruchränder am Rande des Wiener Beckens überdecken ¹⁾.

Aus dem Gesagten glaube ich das Recht ableiten zu dürfen, die Flachformen auf Kämmen und Gipfeln, auch dort, wo sie — wie in meinem Aufnahmegebiet — nur sporadisch auftreten, ebenso zu deuten, wie dort, wo sie die Regel bilden: als Reste eines Mittelgebirgsreliefs, welches einstmals alle Gebirgsgruppen überspannte, wo solche Formen erhalten sind; d. h. also den grössten Teil, wenn nicht die Gesamtheit der Alpen. Auch die obige Altersbestimmung werden wir, wenigstens in groben Zügen, verallgemeinern dürfen: wenn wir dieses Mittelgebirgsrelief für alt- bis mittelmiozän erklären, werden wir kaum einen Fehler machen ²⁾.

¹⁾ Das scheint mir die von WINKLER (487), STINY (477), KOBER (454) versuchte Jüngerdatierung auszuschliessen.

²⁾ Es mag in diesem Zusammenhang überraschen, dass wir Altformen auf dem Rücken der helvetischen Decken (Vorab; Wildstrubel; Diablerets), ja selbst auf den autochthonen Massiven (Mont Blanc, s. oben!) kennen, wo die helvetischen Decken also bereits wegerodiert gewesen sein müssen; während doch der Aufschub eben dieser Decken auf die

Eines jedoch brauchen wir nicht zu verallgemeinern: die Vorstellung, dass das Mittelgebirgsrelief aus einer noch flacheren Ausgangsform hervorgegangen wäre — einer vollkommenen Einebnung des alpinen Deckengebirges. Die «Augensteine» sind zwar nicht nur auf die N-Alpen beschränkt; sie erscheinen auch in den S-Alpen (Drauzug, Karawanken; KAHLER, 452, CZERMAK, 446) und in der Zentralzone, sobald Hochflächen auf Kalkgesteinen auftreten (z. B. Hochlantsch, Grebenzen [Kärnten], nach eigenen Funden). Man ersieht daraus, dass eben im Kalkgebirge die Erhaltungsmöglichkeiten bessere waren: die Gerölle konnten hier, in Hohlformen der chemischen Erosion, der Abspülung entgehen. Auch sind die unscheinbaren Gerölle in kristalliner Umgebung sicher viel schwerer auffindbar. Jedenfalls haben also im Osten der Alpen auch ausserhalb der N-Alpen weitgehende Einebnungen bestanden. Allein das blosse Vorhandensein der Augensteine zeigt uns, dass es gleichzeitig immer noch Gebiete gab, die Gerölle liefern konnten, in denen also die Einebnung nicht so weit ging; und wir können ruhig annehmen, dass es auch Teile der Alpen gibt, in denen sie niemals weiter als bis zu Mittelgebirgsformen führte.

Nicht nur die relativen Höhen jener Zeiten waren gering, sondern auch die absoluten. Die Augensteinflächen dachten ja zu den Molassemeeren und -seen ab; sie können sich also nur um ganz geringe Beträge darüber erhoben haben — sonst wäre eine Aufschotterung nicht möglich gewesen. Dass auch die stets vorhandenen Reste von Mittelgebirgsformen nicht allzuweit darüber aufgeragt haben können, ist einleuchtend — sonst wären sie ja wohl zu Steilformen umgearbeitet worden. So also sah die morphologische Ausgangsform des alpinen Hochgebirges aus, zu der die auf die ostalpin-penninischen Deckenbewegungen folgende Abtragsperiode geführt hatte: eine teilweise vollkommene Einebnungsfläche, überragt von Resten eines Mittelgebirgsrumpfes.

Auch über die Bewegungen, welche daraus das alpine Hochgebirge werden liessen, gibt der Osten der Alpen nähere Auskunft. Denn hier ist das Innere der Alpen reich an jungtertiären Ablagerungen: in den Längstalzonen des Drau-, Mur-, Mürz-, Ennstales und z. T. auch abseits von diesen wurden sie auf beginnenden Einsenkungen der Augensteinfläche abgelagert; sie wurden noch weiter eingesenkt zu Zeiten, in welchen andernorts die Augensteinlandschaft zur Raxlandschaft erhoben wurde und als solche noch weitere Hebungen erlitt. Hebung auf der einen, Einsenkung auf der anderen Seite ergänzen sich zu dem Bilde einer grosswelligen Faltung, vielfach mit Bewegungen an Brüchen verknüpft (CORNELIUS, 445, LICHTENECKER, 455) — einer Tektonik, die man, wenn man will, den vorausgegangenen und im helvetischen Gebiet noch gleichzeitig weitergehenden Deckenbewegungen als «germanotyp» (STILLE) gegenüberstellen kann.

In den Westalpen — und schon in den westlichen Ostalpen ist kein Jungtertiär mehr erhalten, das die Feststellung einer derartigen Tektonik ermöglichen würde. Von den Längstalzonen, in denen es eingelagert ist, setzt aber wenigstens eine, die des Drautales, fort, bzw. hat ihr vollkommenes tektonisches Äquivalent in der Tonale-Veltlin-Jorio-Centovalli-Furche. Ich habe daraus schon 207, S. 280, den Schluss gezogen, dass die Tektonik, welche die ostalpinen Längstäler als Einmuldungszonen anlegte, auch in den Innenzonen der W-Alpen ihre Fortsetzung fand ¹⁾.

Für das ganze Gebiet zwischen der obigen Einmuldungszone im S und der Rhein-Rhone-Furche im N, von dem die Err-Julier-Gruppe ein Teil ist, lässt sich nun allerdings keine derartige Faltung zu jungmiozäner Zeit wahrscheinlich machen, sondern nur eine ziemlich gleichförmige Hebung. Einen Beleg dafür sehe ich in der auffallenden Gipfelhöhenkonstanz, welche gerade dieses Gebiet mit einer Einförmigkeit auszeichnet, wie sie sonst in den Alpen nicht wieder vorkommt: alle höchsten Gipfel, mögen sie nun aus Granit oder Gneis bestehen, aus Kalkschiefer oder Dolomit oder Grüngesteinen, liegen um

Molasse erst spätmiozän (I103) erfolgt sein kann. Für die primitive Vorstellung eines Schubes von der Wurzel aus wäre das allerdings eine unüberwindliche Schwierigkeit; ebenso auch für die derzeitige Mode der Gleithypothesen. Wenn wir uns aber auf den Standpunkt stellen, dass sich die Bewegung jeweils nur mehr oder minder am Überschiebungsrand abgespielt hat — beschreibbar als Unterschiebung des einer «Verschluckungszone» unter dem Gebirge zuwandernden Vorlandes! — dann fällt jede Schwierigkeit weg. Den Ausdruck «Brandung an der Molasse» dürfen wir dann allerdings nicht allzu wörtlich nehmen; und der Grossteil der helvetischen Deckenbewegungen muss älter sein als Torton.

¹⁾ Über die Rhein-Rhone-Talzone lässt sich in diesem Zusammenhang leider nichts Sicheres sagen, da sie kein tektonisches Äquivalent besitzt, das mit tertiären Ablagerungen in Verbindung treten würde (das tirolische Inntal darf man nicht als ihre Fortsetzung betrachten — ist doch seine tektonische Situation ganz verschieden!). Vermutungsweise, und unter der Voraussetzung, dass die helvetische Deckentektonik in der Hauptsache viel älter ist als der Aufschub auf die Molasse, möchte ich allerdings auch die Rhein-Rhone-Furche anschliessen.

die Höhe von 3200 bis 3400 m, von der oberostalpinen Silvretta bis zu den tiefpenninischen Tessiner Alpen. Geringfügige Verstaltungen innerhalb dieses gleichförmig gehobenen Gebietes sind natürlich nicht ausgeschlossen. Aber die Seltenheit reiner Hebungsbrüche im Kartenbereich wurde bereits II, S. 255, oben, mit der Geringfügigkeit solcher Verstaltungen in Zusammenhang gebracht.

Ich fasse also die «Gipfflur» des genannten Raumes auf als Erbe einer einst vorhandenen viel flacheren Formung. Das widerspricht keineswegs der von HEIM (103, I, S. 413) so eindrucksvoll betonten ausgleichenden Wirksamkeit der Denudation gegenüber tektonischen Höhenunterschieden. Nur hatte eben die Denudation nach meiner Auffassung bereits zu einer noch viel weiter gehenden Ausgleichung der Höhenunterschiede geführt, die durch die junge Hebung schon wieder teilweise verwischt worden ist. Wo an den Rändern des Gebiets einheitlicher Gipfelhöhe im E (Bernina-, Ortler, Ötztaler Alpen), im SW (Wallis) und im NW (Aarmassiv) Gebiete mit höherer Gipfflur erscheinen, da besteht der dringende Verdacht stärkerer jugendlicher Heraushebung.

Bezüglich der Einzelheiten ihrer Gestaltung können wir an der ältesten Oberfläche des Err-Julier-Gebietes noch folgendes sehen:

Vom Piz dal Sass zum Piz Grevasalvas steigt sie an um fast 200 m. Über dem Piz Materdell muss sie 3000 m ¹⁾ mindestens nahezu erreicht haben. Piz Grevasalvas und Piz d'Emmat Dadaint bezeugen eine Böschung gegen das Engadin — beide nicht ganz sicher (S. 43), aber das schiefe Dach des Crutscharölgipfels (P. 2879) spricht ebenfalls dafür. Piz d'Emmat Dadora und Piz dellas Colonnas lassen einwandfrei eine Böschung gegen die Julier-Furche erkennen, in der Grössenordnung von 400—500 m. Die Achse des Rückens zwischen beiden Böschungen erreicht über dem Piz Lagrev (fast) 3200 m und verläuft weiter gegen NE mit über 3000 m. In der Lagrev-Gruppe sind also die umgebenden Täler mit Einschluss der Julierpass-Furche in dieser ältesten Oberfläche bereits erkennbar!

Ebenso erhebt sie sich von der Julier-Furche wieder gegen N: das bezeugt der Altformrest auf dem Piz Julier-SW-Grat, von dem es bis über den Gipfel mindestens 500 m weiter aufwärtsgeht. Piz Valletta und Piz Natons lassen erkennen, dass hier im SW der Err-Gruppe sich die alte Oberfläche konform den heutigen Gipfelhöhen gegen S senkte, gegenüber ihrem Ansteigen auf (zunächst) 3208 m im Piz d'Agnelli, Tschima da Flix, Piz Calderas und Piz Suvretta sowie Piz Jenatsch (neben den ihre Nachbarn noch überragenden Piz Picuogl, Piz d'Err und Piz Bever) lassen ein welliges Auf und Ab in der zentralen Err-Gruppe um bescheidene Beträge (um 100—200 m) erkennen, ohne dass ihm ein bestimmter Sinn zu geben wäre. Piz Chembels — 100—280 m unter den Gipfelhöhen von Piz Jenatsch-Piz Bial auf der einen, Piz Bever auf der anderen Seite — zeigt, dass auch der obere Teil von Val Bever bereits als Einsenkung angelegt war; und Piz Mulix sowie die gegen die Albula-Furche geneigte Gipfel-Altfläche des Piz dellas Blais lassen ahnen, dass auch diese Furche bereits existierte.

Bezüglich der Piz Ot-Gruppe lassen die spärlichen Reste nicht viel erkennen; immerhin zeigt Sass Corviglia gegenüber der Kette Piz Ot-Piz Grivels einen bedeutenden Abhang — mindestens 400 m — gegen das Engadin, und Piz Nair macht eine Furche in der Gegend des heutigen Pass Suvretta mindestens wahrscheinlich.

Wir sehen aus dieser Überschau einmal, dass fast alle bedeutenderen heutigen Täler auf der alten Oberfläche schon irgendwie angelegt waren (nur über das Oberhalbstein gibt sie keine Auskunft); und zweitens, dass trotz der flachen Gestaltung die Reliefenergie gar nicht so unbedeutend war: Höhendifferenzen um 400—500 m sind immer wieder nachzuweisen, und die Wahrscheinlichkeit besteht, dass sie sogar noch grösser waren, da weder die Talsohlen selbst irgendwo durch Flächenreste belegt sind noch auch die höchsten Erhebungen der Rücken zwischen ihnen.

Andererseits ist natürlich auch ein Anteil nachträglicher tektonischer Verstaltung in diesen Höhenunterschieden nicht unbedingt auszuschliessen. Für erheblich halten kann ich ihn freilich nicht; schon deshalb nicht, weil die tektonische Bedeutung junger Verstaltungsbrüche so unerheblich ist (II, S. 255). Auch das wissen wir nicht, ob die rekonstruierte Oberfläche die ausgeglichene war, die das Gebiet

¹⁾ Diese und folgende Höhenangaben selbstverständlich auf die heutige Gestaltung bezogen!

jemals (im Verlauf der Geschichte des Alpengebirges) besass; noch auch, ob wirklich alle zusammengestellten Altflächenreste gleich alt sind ¹⁾).

Der Unsicherheiten bleiben also noch gar manche. Trotzdem scheint mir der vorgenommene Rekonstruktionsversuch nicht ganz ohne Wert: einen Blick auf eine sehr frühe Phase alpiner Oberflächengestaltung vermittelt er jedenfalls.

Dass noch ältere Formenreste vorhanden wären, halte ich für äusserst unwahrscheinlich. Die «oligozänen» Quelltäler des Rheins, die G. ORTH (II 384) — R. STAUB z. T. folgend — vom Bernina-Gebiet gegen NW, quer über das Engadin und das Err-Julier-Gebiet hinweg konstruiert, beruhen auf so wenig Beobachtungspunkten, dass man deren Kombination nur als willkürlich bezeichnen kann. Zudem kann ich auch die gerade aus meinem Gebiet angeführten Stellen durchaus nicht als alte Talbodenreste anerkennen; am allerwenigsten das Kammstück zwischen Piz Grevasalvas und Piz Materdell mit seinen z. T. (Piz Nalar!) gar nicht unscharfen Formen und seinen gesteinsbedingten (S. 37) Kerben. Die aus der Piz Ot-Gruppe angeführten Stellen: E-Gipfel des Piz Padella; P. 2868 (=N-Vorgipfel des Piz Spinass); P. 2911 (= Piz Muottas) sind zwar relativ sanft geformt, aber doch so wenig prägnant, dass ich Bedenken trug, sie meiner alten Oberfläche einzuverleiben; alte Talböden kann ich da erst recht nicht sehen. (Übrigens gilt Ähnliches auch von den von der Verfasserin aus der Bernina-Gruppe angeführten Stellen, soweit ich sie beurteilen kann; Piz Staz, der zweifellos und schön flach geformt ist, ist derart eisbeschiffen, dass man hierauf in erster Linie seine Gestalt wieder zurückführen müssen. Verflachungen im Firnbecken aber hängen wohl viel eher mit der allgemeinen Firnbecken-Morphologie zusammen, als dass man ihnen eine besondere talgeschichtliche Bedeutung zuschreiben könnte.) — Dass Formenreste aus dem Oligozän in den Alpen überhaupt nicht mehr zu erwarten sind, ist übrigens heute wohl bereits Gemeingut der Morphologie; wird doch z. T. schon bestritten, dass es noch miozäne Formen gäbe.

2. Zur Talgeschichte.

Für die Rekonstruktion alter Talläufe pflegt man vor allem Terrassen und Gehängeleisten zu verwenden. Aber soweit solche nicht sehr gut erhalten und wirklich zusammenhängend über weite Strecken verfolgbar sind — und das ist ein seltener Glücksfall! —, ist dieses Verfahren höchst gefährlich. Denn fügt man, wie das in der Regel geschieht, Terrassenreste zusammen, die in der Höhe ungefähr zusammenstimmen, und dies beiderseits der heutigen Täler, so erhält man gewöhnlich ganz unnatürlich breite Talböden — je älter um so breiter! — von meist ganz geringem Gefälle; ein höchst unwahrscheinliches Bild! Aber auch, wenn man mit aller Kritik zu Werke geht: wenn man bedenkt, dass viele Leisten gesteinsbedingt sind; wenn man die Möglichkeit tektonischer Verstellungen, in ehemals vergletscherten Gebieten die Eisüberformung berücksichtigt (die auch Schliffkehlen neu schaffen kann, die nicht mit Terrassen verwechselt werden dürfen) — auch dann ist nur allzuleicht subjektiver Willkür Tür und Tor geöffnet.

Es sollten auch stets die beiden Seiten eines Tals berücksichtigt werden; eine Forderung, der gegenüber die Abgrenzung eines Untersuchungsgebietes entlang den Haupttälern entschieden unvorteilhaft ist. Endlich wäre es erwünscht, die Täler in ihrem ganzen Verlauf zu kennen und nicht nur einen Teil des Oberlaufes; ein Mangel, der auch dadurch, dass ausgezeichnete Untersuchungen von anderer Seite vorliegen, nicht ganz ausgeglichen werden kann.

Ich muss auch bekennen, dass während der Geländeaufnahmen stets die Fragen der Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik an erster Stelle standen, die der Morphologie bezüglichen mehr nebenbei mitgingen. Es mag mir daher manches feinere — für die eine oder andere Frage aber vielleicht gerade wichtige — Detail entgangen sein.

Endlich empfinde ich es als sehr bedauerlich, dass seit Abschluss meiner Arbeiten einige wichtige Arbeiten über einschlägige Fragen erschienen sind, zu denen ich Stellung nehmen muss, ohne ihren Angaben im Gelände nochmals nachgehen zu können. In erster Linie sind dies SÖLCH (II 385) und STAUB (476).

Wenn ich trotz alledem versuche, auf Grund der Terrassen und Talstufen ein Bild von der Eintiefung der Täler zu entwerfen, so bin ich mir wohl bewusst, dass dieses Bild in vieler Hinsicht unvollständig, in mancher anderer nur ein wahrscheinliches bleiben wird.

¹⁾ Dann ergeben sie eben das Bild eines etwas fortgeschritteneren Stadiums, das sich bereits aus Flächenstücken verschiedenen Alters und verschiedener Wertigkeit zusammensetzte.

a) Das Engadin.

Wir treffen ein höchstes ¹⁾ Niveau — im folgenden mit 1 bezeichnet — um 2600 m, zunächst in der Lagrev-Gruppe. Es gehört dahin die Schulter (P. 2619) in dem vom Piz Lunghin gegen SE absinkenden Rücken; die Verflachung (ca. 2600—2670 m) in der S-Rippe des Piz d'Emmat Dadaint; die Leisten und Terrassen (um 2600 m) unter den Gratabbrüchen des Piz Mez, des Crutscharöls, unter dem SE-Grat des Piz Polaschin. Auch die Kare südöstlich des Piz Lagrev, zwischen Piz Mez und Crutscharöls, des Lej Tscheppa münden ungefähr auf dieser selben Höhe; ebenso kann man das Kar-Rudiment in der S-Wand des Piz Grevasalvas, ob dem Lej Lunghin, damit in Verbindung bringen.

Gehen wir engadinabwärts, so treffen wir auffällige Verebnungen ähnlicher Höhenlage nur noch in den Seitentälern: in Val Suvretta südlich Piz Nair Pitschen (ca. 2670—2700 m; die Moränenbuckel [P. 2627,0] weiter westlich darf man natürlich nicht dazurechnen! Wegen Pass Suvretta siehe unten!); besonders auffällig aber im Val Saluver: Sass Nair (2634,3 m) auf der nördlichen Talseite. G. ORTH führt eine Verflachung des Talbodens der Valletta Schlattain in 2640 m Höhe an. Auch die wenig höhere Stufe (P. 2732,5), mit welcher das Kar nördlich Piz Schlattain-Sass Corviglia gegen Val Saluver absetzt, möchte ich anschliessen; damit wäre dem zu erwartenden Bergwärtsansteigen des Tales Rechnung getragen. Den breiten, moränenerfüllten Talgrund der Val Saluver selbst, der stufenlos bis gegen 2700 m unter dem Piz Saluver ansteigt, halte ich dagegen für eine jüngere, eisgeformte Gestaltung.

Dass das Engadin selbst von Campfèr abwärts keine ²⁾ Terrassen gleicher Höhenlage zeigt, ist nicht erstaunlich: dem natürlichen Gefälle des Haupttales wie der Seitentäler entsprechend werden wir die zugehörigen Reste in tieferer Lage zu erwarten haben. Ich sehe solche in der breiten Verflachung (ca. 2500—2400 m) unterhalb der Skihütte Corviglia bis zum Sass Ronzöl; in der Terrasse (2400 bis 2450 m) auf der E-Seite des Piz Padella (mit Vorbehalt: gesteinsbedingt!) und der gleich hohen Verflachung des Cho d'Valletta (P. 2434) — übrigens alles stark glazial überarbeitete Formen! Jenseits des Engadins dürfte Muottas Murail (Verflachung von P. 2450,5 aufwärts) korrespondieren. — Auf den Cho d'Valletta mündet die stufenlos bis über 2700 m ansteigende Valletta Samaden gleichsohlig aus. — Endlich dürfte bei Ponte die Terrasse der Pedra Mora (P. 2413) hinzugehören, mit Fortsetzung in die Val d'Alvra hinein, in Gestalt der bis gegen 2500 m ansteigenden Verflachung der Valbella ³⁾.

Dagegen ziehen keine entsprechenden Terrassen in die Val Bever hinein.

Der Unterlauf dieses Tales ist jünger; darüber siehe im nächsten Abschnitt.

Das nächst tiefere, einigermassen zusammenhängend verfolgbare Niveau 2 scheint mir in der Gegend von St. Moritz gegeben durch die Terrassen von Alp Giop (P. 2135,3) und Alp Laret (P. 2101); weiter abwärts dürfte Alp Clavadatsch (ca. 2050 m) damit zu parallelisieren sein. Dann aber verlieren sich die Spuren. — Auch von St. Moritz aufwärts ist an den intensiv glazial überarbeiteten Hängen des Piz Albana und um Mutaun (südwestlich Silvaplana) keine ältere Marke der Talentwicklung mehr ablesbar. Dagegen mögen auf der südöstlichen Talseite die Terrassenreste vom Hahnensee (P. 2154), oberhalb Alp Surlej (um 2160 m) ⁴⁾, Marmoré ob Sils (ca. 2220 m) unser Niveau fortsetzen; und auf der N-Seite des Silser Sees könnte die Verflachung (ca. 2280 m) zwischen Ova del Mulin und Lavatèra hieher gehören. In den nördlichen Seitentälern entsprechen die Talböden oberhalb der Mündungsklammen: in Val Saluver (Marguns, 2260 m ca.) und Val Suvretta St. Moritz (bei der gleichnamigen Alp, 2197 m) intensiv mit Moränen aufgefüllt, während wir für Val del Julier Grund zu der Annahme haben, dass eine der Julierpasshöhe entsprechende Mündung etwa in 2200 m über der heutigen lag (S. 17), mithin ebenfalls gerade das eben rekonstruierte «fossile Engadin» erreichte.

¹⁾ Von den Resten der «ältesten Oberfläche» (S. 47 f.) natürlich abgesehen!

²⁾ G. ORTH führt an: SSE-Abhang des Piz Albana; ESE-Abhang des Piz Padella, beide Male in 2640 m Höhe. Die erstgenannte Verflachung — nach der Karte scheint sie bis etwa 2580 m hinabzureichen — mag zu unserem Niveau zu rechnen sein, wengleich in so stark eisüberformtem Gelände die Zuordnung problematisch ist. Dem winzigen Rest am Piz Padella möchte ich gar keine Bedeutung zuerkennen.

³⁾ Ein Gefälle gegen W (EGGENBERGER, 119, S. 568) kann ich dieser Terrasse als Gesamt-Objekt nicht zuerkennen; gegen W geneigt sind nur eine Reihe von Einkerbungen, die mit SÖLCH (II 385, S. 115) auf Gletschertätigkeit zurückzuführen sein dürften. Dieser Forscher betrachtet übrigens das ganze Gebilde nicht als Terrasse, sondern als Karplatte.

⁴⁾ Dies allerdings nur nach der Karte!

Man kann nun wohl noch ein drittes Hauptniveau feststellen: in dem Riegel zwischen St. Moritz und Celerina (P. 1864,2, südöstlich Charnadüra der höchste Punkt «La Stretta», 1913,2 m); freilich ist hier, im Bereiche stärkster Gletscherwirkung, besondere Vorsicht geboten und sicher mit fallweise nicht unbeträchtlicher Erniedrigung der alten Talreste zu rechnen! Man kann die Fortsetzung talaufwärts suchen in der Terrasse der Alpina (P. 1921,1; reicht freilich noch beträchtlich höher, bis 1980 m ca.); weiter Albana ob Campfär (P. 1937), Fiuors und Plaz (beide 1920—1930; südwestlich Silvaplana), in dem Buckelgelände von Grevasalvas-Blaunca über dem Silser See (höchster Punkt die Motta da Blaunca, 2060 m ca.); endlich noch P. 2018 westlich Maloja, hart am Erosionsrand der Bergeller Anzapfung. Eine Fortsetzung engadinabwärts könnte gegeben sein in der Botta Sassella (1870 m ca.) westlich Celerina, der moränenüberkleideten Terrasse von Prosignun (1846,7 m) nördlich des genannten Ortes, vielleicht auch in einem Teil der Verflachungen nördlich Samaden; die bedeutendste derselben, die bis Bevers durchziehende «Spitals-Terrasse» liegt allerdings schon sehr tief (P. 1747 ob Samaden).

Von den 10 Niveaus, welche G. ORTH — rein nach der Höhe, ohne nach dem Gefälle der Täler zu fragen! — unterscheidet, fallen die beiden obersten, soweit ihnen überhaupt reelle Tatsachen zugrunde liegen, in den Bereich meiner ältesten Oberfläche. Von den 8 weiteren bleiben nur 2 oder 3 übrig, die sich einigermaßen durchverfolgen lassen. Es fehlt ja dazwischen hinein auch nicht an einzelnen weiteren, manchmal sogar recht ausgeprägten Resten; z. B. das Tälchen zwischen Motta Radonda und Piz Grevasalvas scheint mir ziemlich sicher ein Relikt aus einer alten Landschaft (= Ur-Abfluss des Lunghinsee-Kares? natürlich mit südlicher Umgehung von P. 2546!). Aber es endet etwa 50 m zu hoch, als dass man es mit dem 2. Talniveau (nordöstlich der Ova del Mulin auf ca. 2280 m; vgl. oben!) unmittelbar in Verbindung bringen könnte; und eine andere Anknüpfung ist erst recht nicht gegeben.

Auch dass die Terrassen des Haupttales sich in die Seitentäler hineinverfolgen liessen, wie dieselbe Autorin angibt (und daraus ein Argument gegen die Gletschererosion macht), ist nur sehr bedingt zu unterschreiben. Speziell in der Val Saluver, auf die sie sich in erster Linie beruft, hat sie nicht beachtet, dass die von ihr aufgeführten Verflachungen: 2279 m (Marguns), 2090 m (bei Alp Saluver), P. 1944,2 westnordwestlich Celerina (nicht mehr innerhalb der Val Saluver!) sämtlich nicht im Anstehenden, sondern auf Moränen liegen (bezüglich des kleinen Talbodens bei der Mündung von Val Zuondra kann ich mich aus der Entfernung nicht äussern). Vgl. dazu den von F. MACHATSCHKE (462, S. 48) ausgesprochenen Zweifel.

Noch ein Wort zur Gestaltung der heutigen Talsohle. Auf der ganzen Strecke von Celerina abwärts wird sie von Alluvialböden gebildet, bis weit über die Grenze des Kartengebietes hinaus. Was sich darunter verbirgt, ist vollkommen unbekannt; dass es weitere Felswannen wären, erscheint durchaus möglich. Jedenfalls ist, nach den Erfahrungen in manchen anderen einst vergletscherten Alpentälern, mit einer sehr beträchtlichen Tiefenlage der Felssohle zu rechnen; fallweise mag sie über 100 m noch wesentlich hinausgehen.

Über die Gestaltung der Oberengadiner Seen vgl. S. 59; hier sei nur betont, dass ich sie im wesentlichen für Felswannen — wenn auch vielleicht sekundär durch fluviatile Kerben weitgehend geöffnet — halten muss. Dem abschliessenden Riegel zwischen St. Moritz und Cresta bzw. Punt Murail haben WALDBAUER (I 114, S. 56 f.) und SÖLCH (II 385, S. 67 f.) ausführliche Betrachtungen gewidmet; STAUB (476, S. 114 f.) hält ihn geradezu für eine frühere Wasserscheide zwischen Inn und Maira, die erst späteiszeitlich ausser Funktion gesetzt wurde. Dazu später; hier sei nur bemerkt, dass ich die Höhe des Riegels als alten Talboden (Niveau 3, s. oben) auffasse; dass aber seine glaziale Ausgestaltung derart augenfällig ist, dass man auch bei der Deutung der grösseren Formelemente an der Gletscherarbeit als gestaltendem Faktor nicht vorübergehen kann.

Das gilt zunächst von dem Abfall des Riegels gegen NE als Ganzem, den ich als eine Art Stufenmündung des Engadiner Seentales gegenüber dem Berninatal betrachte — zunächst fluviatil angelegt. Denn der Flaz ist beim Zusammenfluss wasserreicher als der Inn, und dies wohl nicht erst heute, da der Inn sein Bergeller Einzugsgebiet verloren hat; ging doch diesem Verlust parallel ein solcher von Quellgebieten des Flaz selbst, sowohl gegenüber der Adda wie dem Spöl, so dass seine Überlegenheit jedenfalls als schon sehr lange bestehend vorausgesetzt werden darf. Dann fiel die Stufe in den Bereich der Gletschergabelung, wobei der grössere Ast wohl stets nach NE abfloss, während der südwestlich gerichtete seine Ernährung bis in spätstadiale Zeit (S. 15) — solange die Eishöhe überm St. Moritzer See nicht unter 2000 m fiel — in Richtung E→W, über die Furchen des Plaun da Staz und des Lej Staz bezog. So wurde einerseits das Tal von der Gabelung abwärts, andererseits die erwähnten Furchen weiter ausgeschliffen, während dem Riegel selbst, dessen Abfall ungefähr in der Bewegungsrichtung des Eises lag, wenig geschah.

Von HEIM angefangen nehmen wohl alle, die sich mit den Talbildungsproblemen dieser Gegend beschäftigt haben, an, dass ein alter durch Moränen verstopfter Innlauf durch die Furche des Lej Staz gegeben sei, die Charnadüra eine postglaziale epigenetische Durchbruchschlucht darstellt. Letzteres ist wohl unbestreitbar; ersteres kann sehr wohl sein — nur darf man dann die enge alte Innschlucht genetisch nicht mit dem Becken des St. Moritzer Sees in einen Topf werfen (vgl. S. 60)!

Einen anderen alten Innlauf sucht HEIM in der Furche, welche nordwestlich der Charnadüra den Riegel gegen den Abhang der nordwestlichen Talseite begrenzt, durch welche die Strasse von Cresta nach St. Moritz hinaufführt. Allein hier sucht man vergebens nach dem Verbindungsstück zum Becken des St. Moritzer Sees; ein solcher müsste durch das bebaute Gelände von St. Moritz hindurchführen, wo indessen die reichlich hervortretenden anstehenden Felsen höchstens für eine enge steilwandige Schlucht Platz lassen. Auszuschliessen ist es wohl nicht, dass eine solche existiert; aber zu sehen ist nicht das leiseste Anzeichen davon und die Wahrscheinlichkeit wohl nicht allzu gross. G. ORTH ist dann auf eine andere Deutung verfallen: nicht der Inn soll die fragliche Furche benutzt haben, sondern ein parallel zu ihm laufendes Gewässer, gespeist von den Bächen nicht aus der Val Suvretta, sondern aus der Val del Julier! Aber auch diese Autorin schweigt sich darüber aus, wie dieses Tal über die Terrasse von ca. 1840 m Höhe in St. Moritz-Dorf hinwegkommt. So möchte ich glauben, dass unsere Furche niemals eine grössere hydrographische Bedeutung hatte, ihre relative Weite vielmehr auch nur der Glazialerosion verdankt: als Bett eines Eiskörpers, der unter bestimmten Bedingungen — wenn sich das Eis engadinabwärts zu stauen begann! — längs dem Fuss der NW-Flanke des Tales gegen SW aufwärts gepresst wurde. Es wäre demnach zu erwarten, dass die — nirgends erschlossene! — Felssohle gleichmässig glattgeschliffen gegen SW ansteigt.

Die Verschüttung dieser Furche durch den postglazialen Bergsturz von St. Moritz (S. 37) ist natürlich ein ganz sekundäres Ereignis, das ihre Beziehungen zum St. Moritzer See in keiner Weise betraf: sollten jemals solche bestanden haben, so waren sie schon vorher durch die Verkleisterung mit Moränen unterbrochen.

b) Val Bever und Albulatal.

Oben wurde bereits angedeutet, dass das älteste Terrassensystem des Engadins nicht in die Val Bever hineinzieht. Der sehr steil eingeschnittene Unterlauf dieses Tales muss jünger sein; die alte Entwässerung ging über die Fuorcla Crap Alv ins Albulagebiet, wie G. ORTH richtig erkannt hat ¹⁾. Sie betraf die obere Val Bever, in deren Hintergrund die Terrasse bei der Jürg-Jenatsch-Hütte (P. 2672), jene auf der W-Seite des Piz Bever (um 2650 m), die Mündungsstufe der Vadret Picuogl (P. 2650) ein korrespondierendes Niveau vertreten; auch die talauswärts folgenden Karstufen liegen in ungefähr entsprechender Höhe (bei der noch höher — um 2800 m — befindlichen Terrasse östlich unter dem Piz Chembels würde ich eher an eine Schriffkehle denken!). Vom grossen Seitental der Val Bever: Val Suvretta Samaden gilt selbstverständlich das gleiche; hier ist der korrespondierende Talboden nur erhalten auf der flachen Talwasserscheide des Pass Suvretta (2618 m — jedoch Moränenrücken; auch P. 2611,2 befindet sich auf Moräne, unter der jedoch wenige Meter tiefer das Anstehende sichtbar wird); eine weitere Fortsetzung bildet der flache Buckel (ca. 2620—2630 m) am Fusse der Piz Julier-NE-Wand, bereits im Einzugsgebiet des Val Suvretta St. Moritz. Hier hat also eine Anzapfung stattgefunden, allein in umgekehrtem Sinne als dies G. ORTH annimmt ²⁾: die Val Suvretta Samaden hat einst um etwa 1 km weiter nach S gereicht — die alte Wasserscheide dürfte etwa vom unteren Teil des Piz Julier-E-Grates zum Piz Nair verlaufen sein — und wurde durch die Val Suvretta St. Moritz enthauptet. Denn dieses Tal hat das viel steilere Gefälle: schon nach einem Lauf von knapp 1 km erreicht es die 2400-m-Linie (200 ‰ Gefälle), wozu Val Suvretta Samaden fast 3 km benötigt (66,7 ‰ Gefälle). Auch dürfte das Einschneiden in

¹⁾ Dieselbe Verfasserin sucht, übereinstimmend mit R. STAUB (476, S. 101 f.), für eine vorhergehende Zeit die Entwässerung auch des Bernina-Tales über die gleiche Scharte. Dafür wüsste ich kein positives Anzeichen zu nennen; die NW-Richtung des Bernina-Tales allein ist doch eine etwas schwache Grundlage!

²⁾ Offenbar getäuscht durch das vermeintliche Weiterziehen einer Terrasse von gleicher Höhe auf der S-Seite des Piz Nair; das sind aber Moränenwälle (vgl. oben)! Tatsächlich setzt eine Felsterrasse erst mehr als 100 m tiefer (ca. 2500 m; «S» von «V. Suvretta» der Karte!) ein.

Liasschiefer und Saluverbrecie schneller vor sich gehen als im kompakten Albula-Granit, welcher die Sohle der Val Suvretta Samaden ihrer ganzen Erstreckung nach bildet. — Endlich dürfte auch das Kar des Vadret da Palüd Marscha, mit Mündungsstufe bei ca. 2575 m, noch zum Einzugsgebiet des Albula-Tales gehört haben. Die Wasserscheide dürfte vom Piz Ot über Piz Muottas zum Piz dellas Blais verlaufen sein.

Da sowohl die Fuorela Crap Alv (2492 m)¹⁾ als auch der Pass Suvretta (Felssohle ca. 2610 m) dem alten Talboden selbst angehören müssen und nicht nur seitlichen Gehängestücken, bietet sich hier einmal Gelegenheit, das Gefälle eines solchen alten Tales zu bestimmen. Unter der Voraussetzung, dass die glaziale Abschleifung vernachlässigt werden kann: das wird nicht ganz zutreffen; allein, da beide genannten Punkte vom Eis überströmt wurden, werden beide um nicht allzu verschiedene Beträge erniedrigt worden sein. (Gefühlsmässig möchte ich die Erniedrigung des Pass Suvretta etwas höher einschätzen!) Die weitere Voraussetzung: dass seither keine tektonische Verstellung der beiden Punkte gegeneinander erfolgt ist, dürfte wohl erfüllt sein; wenigstens ist nichts zu sehen, was für das Gegenteil spräche. Wir erhalten für das Talstück: Pass Suvretta—Fuorela Crap Alv 6,75 km Länge bei 118 m Höhendifferenz, d. h. ein Gefälle von 17,5 ‰ (rund). Das ist ein weit geringeres Gefälle, als es die heutigen Hochgebirgsbäche zeigen; aber immer noch ein vielfach stärkeres, als dass der Bach nicht nach der Tiefe einschneidend hätte arbeiten können. Für seitliche Erosion, die zur Entstehung eines breiten Talbodens hätte führen können, lag gewiss kein Anlass vor (sofern das Gefälle einigermaßen gleichmässig verteilt war). Tatsächlich zeigt die Fuorela Crap Alv einen schmalen Einschnitt (innerhalb eines breit abgeflachten Kammstückes); wenn dies beim Pass Suvretta nicht mehr der Fall ist, muss es andere Gründe haben.

Für den Vorläufer der Val Bever lässt sich für die Strecke Jürg-Jenatsch-Hütte—Fuorela Crap Alv ein noch etwas stärkeres Gefälle, rund 23 ‰, errechnen; doch ist dies weniger sicher, da wir nicht wissen, ob bei der Jürg-Jenatsch-Hütte der Talboden erhalten ist.

Noch bleibt die Frage: wohin wandte sich das über die Fuorela Crap Alv abfließende Wasser weiterhin? G. ORTH vermutet: über den Albulapass zum Inn. Die als Stütze dafür einzig angeführten Terrassenreste auf der E-Seite des Compass bei 2600—2640 m Höhe sind aber kaum stichhaltig (sie können wohl auch ans Oberende des Albulapasstaes gehören). Massgebend war wohl die ENE-Richtung der oberen Val Bever, die auf eine Fortsetzung in der Val d'Alvra zu deuten scheint; der scharfe Doppelknick indessen, mit dem die gegen NNW verlaufende Furche der Fuorela Crap Alv jenen einheitlich gerichteten Talverlauf unterbricht, kommt in G. ORTHS Skizze nicht zum Ausdruck. Da kann man sich mindestens ebensogut an die S-N-Richtung der Val Suvretta und die nahezu übereinstimmende des Albulatales Naz-Bergün (usw.) halten! Die Karstufe des Lai Alv (ca. 2475 m, nordwestlich Fuorela Crap Alv) würde gerade auf ein solches Tal ausmünden; in Val Mulix dürften die Terrassen Sur la Crappa und jene auf der N-Seite des Piz Mulix entsprechen; im Haupttal abwärts vielleicht schon die Verflachung auf dem Sporn P. 2222? Das ergäbe freilich ein unerwartet starkes Gefälle! — Die Wasserscheide gegen den Inn möchte ich zwischen Piz Dschimels und Il Compass suchen; die Enthauptung des Albulapasstaes von W her wäre demnach noch nicht weit gediehen.

Dass jemals ein grosses einheitliches Seitental des Inns die Albula-Passfurche eingenommen hätte, wird durch keine mir bekanten Tatsachen nahegelegt. Denn die derzeit bestehende Begünstigung der Albula durch starkes Gefälle hat sich erst bis in den Durchbruch zwischen Bergün und Naz ausgewirkt; der breite flache Talboden von Naz und Preda ist noch unangetastet. Dieser Talboden und ebenso die noch höheren Becken des Lai Palpuogna und von Crap Alv gehören aber auf alle Fälle bereits vom Beginn ihres Daseins an dem Rheinsystem an; sie stammen aus einer Zeit, da die Albula noch nicht die gewaltige Erosionskraft von heute entfalten konnte. Dass ein Tal hier die E-W-Richtung annehmen musste, ist im geologischen Bau begründet (Liasschiefer!); dass es damit gerade in die Verlängerung des Val d'Alvra zu liegen kam, braucht mithin keine weitere talgeschichtliche Bedeutung zu haben. Enthauptet ist Val d'Alvra an der Albula-Passhöhe gewiss; aber mehr als etwa 1 km braucht sie nicht verloren zu haben. Die Val del Diavel war vermutlich in allen eisfreien Zeiten ebenso wasserarm wie heute und folglich auch ebenso unfähig zu erodieren.

Erst recht unglaublich ist eine einstmalige Verlängerung des Albulapasstaes über die Fuorela da Tschitta (2831 m) und die jenseits derselben mehr als 200 m tiefer (!) liegende Terrasse der Lajets (ORT, I 120, S. 100). Hiegegen hat sich SÖLCH (II 385, S. 116) bereits gewandt, dessen Ausführungen keiner Ergänzung bedürfen.

¹⁾ So nach der Karte; die Angabe 2640 m bei G. ORTH (Tab. II) bezieht sich nicht auf den tiefsten Einschnitt!

Nach Niveau 1 hörte der Zusammenhang von Val Bever und Albulatal bald auf; ein Seitengerinne des Inn riss den Oberlauf an sich. Wie das möglich war, ist freilich unverständlich; musste das anzapfende Gewässer sich doch durchwegs in den harten Albulagranit und -diorit einschneiden! Und dass es gefällemässig begünstigt gewesen wäre, ist auch nicht einzusehen. Zur Zeit von Niveau 2 war der Anschluss an den Inn jedenfalls vollzogen. Im Talboden der Alp Val (im oberen Val Bever) ist dieses Niveau wohl ausgeprägt; in Val Suvretta (Stufe über der gleichnamigen Alp) dagegen kaum angedeutet. Wohl aber findet es sich wieder in den Mündungsstufen mancher Seitengraben, z. B. der Ova Fraziroulas (3 km westlich Bevers). Dass in diesem steilen Einschnitt eine Ablenkung der auf Niveau 1 noch direkt in den Inn mündenden Valletta Samaden sich zu erkennen gibt, hat G. ORTH mit Recht bemerkt.

c) Das Julierpasstal

ist in den letzten Jahrzehnten wiederholt, aber nie in seiner ganzen Ausdehnung untersucht worden (WALDBAUER, I 114, S. 114; G. ORTH, II 384; J. SÖLCH, II 385, S. 120 f.).

Von seiner schön ausgebildeten, durch die junge Mündungsklamm der Ova del Vallun zerschnittenen Mündungsstufe war bereits S. 14 die Rede. Oberhalb derselben steigt das Tal ziemlich gleichmässig¹⁾ sanft an, von ca. 1960 m bis zur Passhöhe (2288,1 m); erst knapp östlich der letzteren wird anstehender Granit sichtbar, im übrigen ist auf dieser ganzen Talstrecke die Sohle durch Gehängeschutt, Moränen oder Alluvionen verhüllt.

Wir sahen (S. 47), dass bereits in der ältesten Landoberfläche, von der uns Spuren überliefert sind, unser Passtal erkennbar ist an den von beiden Seiten gegen dasselbe geneigten Altformenresten. Ihr Auftreten beiderseits der Passhöhe, vom SW-Grat des Piz Julier an gegen W, spricht für die Einheit der Furche; eine alte Wasserscheide zwischen Piz Julier und Piz Lagrev, auf die SÖLCH (II 385, S. 121) aus dem Verlauf der Scheitellinie des Gebirges schliesst, müsste noch weiter zurückliegen, in einer Zeit, aus der uns keinerlei Formenreste mehr erhalten sind.

Auch das älteste Talniveau, das wir im Engadin in einer Höhenlage von 2600 m (ca.) erkennen konnten, findet sich im Bereiche der Julierfurche angedeutet durch die Felsstufe unter dem Ende des Lagrevgletschers. Aber die Mündungen aller anderen Kare liegen tiefer, und zwar sehr einheitlich um 2400 m. Das gilt für Munteratsch und Vairana auf der N-Seite wie für den Kessel des Lej Grevasalvas und das Kar zwischen Piz d'Emmat Dadora und Roccabella auf der S-Seite; dass diese beiden etwas unterhalb der genannten Höhe bleiben, könnte man versucht sein, auf die längere Eisbedeckung und daher stärkere glaziale Abschleifung der N-exponierten Kare zurückzuführen, wenn man der geringen Differenz eine Bedeutung beilegen will. Auch die etwas zurückverlegte Stufe der Valletta del Julier liegt noch beiläufig im selben Niveau, während die stärker rückverlegten der Val d'Agnelli — sowohl an der Mündung des östlichen Zweigtales als auch die sehr rudimentär erhaltene im Hauptast zwischen Piz Bardella und Corn Alv — höher, bis gegen 2500 m hinaufgerückt sind.

Die Sohle des Tales, auf welcher diese Stufen ausmündeten, ist gar keine andere als die auf der Passhöhe selbst in 2288 m Höhe fixierte. Das wird deutlich durch die Terrasse, die vom Lej Grevasalvas zur Passhöhe hinauszieht; sie erweist zugleich auch, dass das Tal zum Engadin entwässert hat. Eine untere Terrasse auf der N- und W-Seite des Piz d'Emmat Dadora, in ungefähr gleicher Höhe (um 2400 m) stellt den Anschluss auch des westlichen Seitentaales sicher; die Wasserscheide gegen das Rheingebiet suche ich zwischen Roccabella und Piz Nair. Wenigstens sehe ich (so wenig wie SÖLCH, S. 121) einen Anlass, an eine Einbeziehung der Gegend um Bivio in den Einzugsbereich des Juliertaales zu denken.

Es ist also sowohl STAUBS (476, S. 100) Ansicht abzulehnen, dass am Julierpass nur ein kurzes Seitental des Inn einem längeren, das über den Septimerpass entwässerte, in den Rücken gefallen wäre und ihm seine Quellader in der Val d'Agnelli abgezapft hätte, als auch SÖLCHS Zweifel (II 385, S. 121) zu entkräften, ob am Julierpass überhaupt eine nennenswerte Verlegung der Wasserscheide stattgefunden habe.

Das heutige Tal von der Alp Julier hinaus bis zur Stufe ob Silvaplana ist indessen nicht identisch mit unserem alten Juliertal. Denn hier hat ja noch Wassererosion stattgefunden, auch nachdem der

¹⁾ Wenn man absieht von der Daun-Endmoräne des Lagrev-Gletschers und dem durch sie gestauten Becken der Alp Julier (vgl. S. 4); ferner von dem letzten steileren Anstieg zur Passhöhe; siehe unten!

Pass als Tal ausgeschaltet war (s. unten); dadurch musste das Tal vertieft werden. So ist insbesondere der letzte Aufstieg von fast 50 m von der Alp Julier zur Passhöhe leicht zu erklären; ohne die Schuttauuffüllung des Alpbodens wäre er zweifellos noch viel beträchtlicher (nach meiner Schätzung gewiss > 100 m). Nimmt man ein Gefälle von 15 ‰ an, so kommt man auf eine Höhe des Talbodens von etwas über 2200 m über der heutigen Mündungsstufe (wobei die glaziale Erniedrigung der Passhöhe nicht berücksichtigt ist). Für das Gefälle von der Mündungsstufe des Munteratsch-Kares hinab auf diese Talsohle erhält man dann etwa 150 ‰, was im Vergleich zu der Durchschnittsneigung von etwa 200 ‰ (bis auf 2800 m) dieses steilsohligen Kares wohl noch erträglich ist.

Die Ausschaltung des Julierpasses als Talweg erfolgte durch den Angriff vom Oberhalbstein her: Als dort die Eintiefung bis auf 2000—2100 m vorgeschritten war, wurde bereits Val d'Agnelli angezapft (Talboden der Alp Surganda bei 2150 m). Damit war auch der Steilabfall von der Passhöhe nach dieser Seite gegeben; zugleich aber hatte sich der Angriff auf die Wasserscheide totgelaufen, für welchen seither nur noch ein Bach mit unbedeutender Wassermenge zur Verfügung steht; er ist seit der Ablenkung des Agnellibaches — d. h. seit lange vor dem Beginn der quartären Eiszeit; vgl. S. 17 — nicht mehr nennenswert weitergeschritten. Auch nicht durch Gletscherabtrag, welcher wohl die Passscheide um einen unbekanntem, aber schwerlich grossen Betrag zu erniedrigen, aber keineswegs niederzuschleifen vermochte.

d) Oberhalbstein.

Der auffällige Verlauf des Oberhalbsteins parallel dem ostalpinen Deckenrand hat zur Vermutung tektonischer Bedingtheit Anlass gegeben. OTT (120, S. 2) bezeichnet es als «typisches Deckenrandtal». Bei näherem Zusehen aber findet man, dass von einer Bedingtheit durch den Deckenrand bzw. durch unter ihm ausstreichende leichter erodierbare Gesteine nicht die Rede sein kann. Im Norden zwar sind die Flyschschiefer wirklich leichter erodierbar; von den Grüngesteinen, die von Mühlen an gegen S dominieren, wird man das nicht behaupten können. Trotzdem würde auch im Norden nur dann die Bezeichnung «Deckenrandtal» berechtigt sein, wenn Grund zu der Annahme bestünde, das Tal sei ursprünglich ausserhalb des ostalpinen Deckenrandes angelegt worden. Da es aber im Conterser Stein bereits den Dolomit der Aela-Decke durchschneidet und zwischen Mühlen und Bivio die Scalottas-Deckenscholle von der Err-Decke abtrennt, ist es gar nicht anders möglich, als dass die erste Anlage des Oberhalbsteins — mag sie aus welcher Zeit immer stammen — zu einem grossen Teil innerhalb der ostalpinen Decken verlief und dass erst das Tieferschneiden in die Unterlage führte. Die Rolle der leicht erodierbaren Flyschgesteine ist nur darin zu sehen, dass in ihnen ein Gerinne ausserhalb des ostalpinen Bereiches, etwa in der Gegend von Tiefenkastral, rasch einschneiden konnte und infolgedessen die Entwässerung an sich zog; dass dabei schliesslich ein Tal parallel zum Rückwitterungsrand der ostalpinen Decken herauskam, ist aber mehr oder weniger «Zufall».

Das Oberhalbstein ist das einzige grosse Tal unseres Gebietes, das wir in unserer ältesten Landoberfläche noch nicht angedeutet finden. Trotzdem möchte ich vermuten, dass dies nur auf unvollständiger Überlieferung beruht; dem Charakter jener ältesten Landschaft würde ein grosser durchgängiger Talzug auch auf der W-Seite durchaus entsprechen. Zudem ist das Juliertal in ihr bereits vorhanden (S. 47); ja, die Altfläche des Piz d'Emmat Dadora geht gegen dasselbe bis zu einer Höhe hinab, welche dem ältesten, für das Oberhalbstein anzunehmenden Talboden schon recht nahe kommt ¹⁾.

Dieses scheint mir gegeben durch eine Reihe von Spornen und Terrassenstücken um 2500 m: P. 2464 südwestlich Piz Nair (durch Sackung erniedrigt? Vgl. S. 39); Paré Naira, ca. 2475 m; Mal Pass. 2507 m; P. 2510, unterm W-Grat des Piz d'Err; Falotta-Kamm, 2427—2496 m. Wenn man noch den Piz Cuolm, 2405 m, anschliessen will, so wäre das durchaus im Sinne des talauswärts anzunehmenden Gefälles, von dem die zuvor genannten Punkte auffallend wenig erkennen lassen (zum Teil scheint aus ihnen sogar ein rückläufiges Gefälle hervorzugehen; doch darf man die heutige Höhenlage der Terrassen nicht zu buchstäblich auswerten; vgl. S. 48). Auf der W-Seite des Oberhalbsteins liegen Terrassenreste gleicher Höhe beim Lej Rotond-Lej Nair; auf Plang Tschuils; auf dem Rücken Cuolms-Sur al Cant (2500—2600 m)

¹⁾ Wegen der Frage des Ur-Juliertales vgl. S. 53.

— letzterer besonders wertvoll, da bereits hart an den Septimerpass herangerückt! Ja, man ist versucht, auch noch den Sporn P. 2613 im E-Grat des Piz Turba hier anzuschliessen, was auf einen Quellbereich südlich des genannten Passes deuten würde.

In die nächste Phase fällt das durch den Septimerpasseinschnitt (2311 m) selbst gegebene Tal. Es scheint, dass dasselbe weit nach S ausgegriffen hat: der Taltorso der Val di Cam ist am besten mit dem Septimental zu verbinden, worauf STAUB (476, S. 83) aufmerksam gemacht hat. Dagegen fehlt es an Spuren eines entsprechenden Niveaus talabwärts gegen N; es müsste denn sein, dass man die mit P. 2163 zwischen Plang Canfèr und Cavreccia einsetzenden Reste mit dem Septimer verbinden darf. Nördlich Bivio zwischen Plaz und Morters (P. 2150; P. 2083) als zusammenhängende Terrasse verfolgbar, ebenso nördlich Val Natons, entspricht diesem Niveau weiterhin vermutlich der P. 2001 am Rande der Flixe Moränenterrasse, weiter die deutliche Leiste bei P. 1973 unter der Falotta, endlich der flache N-Sporn des Piz Cuolm (um 1950 m) zwischen Plaz Beischen und Mutatsch; der breite Talboden von Carols, zwischen Piz Cuolm und Carungas sowie der Boden der Alp Err Sot (1964 m) in der Val d'Err würden gleichsohlig darauf ausmünden. Im Julierpasstal entspricht die Stufe der Alp Surganda; die Eroberung der Val d'Agnelli ist nun also vollzogen (vgl. S. 54). — Was gegen die erwähnte Verknüpfung dieses Talniveau mit dem Septimer stutzig macht, ist das starke Gefälle von 60 ‰ von diesem Pass zu P. 2163; während über die 15 km vom letztgenannten Punkt bis zum Ausgang der Val d'Err nur ein Gefälle von 14 ‰ nachzuweisen ist. Es ist aber durchaus nicht unmöglich, dass uns auch einmal ein Tal mit nicht ausgeglichener Gefälle überliefert ist!

Das nächst bedeutendere Niveau ist vertreten durch die Kuppe P. 1952 südlich Bivio. Talauswärts könnten ihm etwa Las Mottas (ca. 1900 m) südlich Sur, dann P. 1845 östlich Mühlen und die Terrasse der Paleis mueligna entsprechen; weiterhin allenfalls noch der (stark durch Moränen aufgefüllte!) Boden der Alp digl Plaz (1854 m).

Die zahlreichen, eng aufeinanderfolgenden Gesimse der Umgebung von Bivio hat SÖLCH (II 385, S. 120) beschrieben. Sie weiter zu verfolgen, ist unmöglich. Es handelt sich um «ein halbes Dutzend Versuche der beiden Gewässer» — Julia und Ava Cavreccia —, «den Höhenunterschied zwischen Bivio und dem höhergelegenen Talboden auszugleichen. Insgesamt ist dabei das Tal an dieser Stelle» — bei Bivio — «200 m tiefer gelegt worden» (SÖLCH, a. a. O.).

Von Bivio abwärts folgt der Stufen- und Beckenbau des Oberhalbsteins, den schon THEOBALD (22/I, S. 232) beschrieben hat. Mehrere der Stufen sind durch Bergstürze bedingt: die von Marmorera (II, S. 146) und vor allem die 200 m hohe oberhalb Tinzen (II, S. 232).

e) Die Enthauptung des Engadins.

Seit ihrer Entdeckung durch ALB. HEIM (29) ist die Enthauptung des Engadins durch die Maira bei Maloja wiederholt beschrieben worden, mehr noch: sie ist in die meisten Lehrbücher der Geologie übergegangen und geradezu das klassische Beispiel einer Flussablenkung im Hochgebirge geworden. Trotzdem haben neuere Beobachter, die die Sache näher untersuchten, dieselbe nicht gar so einfach gefunden.

Zunächst waren bei dem «Kampf um die Wasserscheide» nicht nur 2 Widersacher beteiligt, sondern 3¹⁾: auch der Rhein griff zeitweise mit einem starken Quelltal vom Oberhalbstein über Septimer-Val di Cam bis ins Bergeller Gebiet, vielleicht bis an dessen südliche Wasserscheide zurück. Oben (S. 55) wurde dies als Eingriff während der Phase 2 des Oberhalbsteins dargestellt, da mir keine älteren Spuren bekannt²⁾ sind; es ist aber durchaus möglich, dass auch hier die Durchgängigkeit des Gebirges zur Zeit

¹⁾ Dabei ist abgesehen von einem 4. Konkurrenten aus einer früheren Phase: auch der Murettopass dürfte einem geköpften Inn-Quelltal entsprechen, das zum Mallero abgelenkt wurde; jedoch, wie die Höhe (2557 m) zeigt, schon bald nach der Ausbildung von Niveau 1. Man kann vielleicht die Doppelung der Passfurche auf eine einstige Talgabelung zurückführen; man kann weiter versucht sein, das Quellgebiet dieses Ur-Muretto-Tales auf der N-Seite des Monte Disgrazia zu suchen, wo die gegen N gerichteten Täler noch ein Erbe aus jener Gestaltung darstellen mögen (viel eher, als dass sie mit STAUB und G. ORTH an Val Fex und Fedoz anzuschliessen wären, deren Umrandung im S nirgends unter 2900 m heruntergeht und auch nirgends eine Furche erkennen lässt, die als nach S fortsetzender ehemaliger Tallauf betrachtet werden könnte). Aber Formreste, welche diesen Zusammenhang unmittelbar belegen würden, sind mir nicht bekannt.

²⁾ Val di Cam habe ich freilich niemals selbst begangen.

der ältesten bekannten Oberfläche bereits vorgearbeitet hatte — dass damals bereits ein durchlaufender Talzug vorhanden war — mag er wohin immer entwässert haben.

LUDWIG (459) ist nun der Ansicht, dass der Eingriff der Maira von SW her nicht den Inn betraf, vielmehr den Rhein. Allein dagegen spricht, dass der Talboden, den man über der wilden Mündungsklamm von Val Maroz erreicht, ca. 350 m über Casaccia, ganz offensichtlich den bei Maloja abbrechenden Talboden des Engadins in ungefähr gleicher Höhe ¹⁾ fortsetzt. Verbindende Reste wird man im jähem Südabsturz des Piz Lunghin-Piz dal Sass nicht erwarten; dagegen mag (nach der Karte!) beim Lago di Bitaberg ein solches vorliegen. Dieser Talboden von Val Maroz steigt nun sanft an, auf 2028 m bei Alp Maroz Dentro; und er ist es, der den Zusammenhang von Val di Cam und Septimer zerschneidet.

So unglaublich es also klingt: hier hat ein Quelltal des erosionslosen Engadins ein solches des Rheins erobert! Dass diese Eroberung schon in die Zeit des Niveaus 3 zurückgeht, legt die Mündungsstufe des nach S offenen Kars Alpacella (P. 2065) nahe; wogegen die höhere Stufe von Alpacellina (gegen 2400 m) dafür spricht, dass es sich da tatsächlich um eine Rückeroberung handelt: ebenfalls nach S gerichtet, kann dieses Kar nicht dem nach N entwässernden Septimertal als Seitental primär zugehört haben.

Diese Rückeroberung von Val Maroz durch das Inngebiet ist nur dann verständlich, wenn die Erosionsleistung des Gewässers, welches durchs Septimertal zum Oberhalbstein floss, wesentlich herabgesetzt war. Eine solche Herabsetzung ist am einfachsten zu verstehen, wenn das Septimertal damals bereits sein Einzugsgebiet verloren hatte; mit anderen Worten: wenn die Enthauptung von Val di Cam durch die Maira bereits vollzogen war. Wir werden also den Einbruch der Maira um jene Zeit, zwischen Niveau 2 und 3, anzusetzen haben.

Ob auch die Albigna noch vor Niveau 3 angezapft wurde? Man hat die Wahl, ob man den Albignatalboden, mit Schwelle von rund 2100 m Höhe, mit jenem Niveau (P. 2018 westlich Maloja; vgl. S. 50) verbinden will oder aber mit dem Talboden von Maloja selbst. Ersteres ergäbe ein Gefälle von 21,5 ‰, letzteres ein solches von 66 ‰; damit wird die erste Annahme entschieden wahrscheinlicher — ein so starkes Gefälle wäre für die Fortsetzung des gefällearmen Talbodens des obersten Engadins entschieden unmotiviert! Somit ist anzunehmen, dass auch die Albigna noch vor der Ausbildung des Niveaus 3 der Maira tributär wurde.

Ich komme also auf einem anderen Wege als WALDBAUER (114, S. 76) — dessen Überlegungen zu diesem Punkt durchaus als stichhaltig anzuerkennen sind — zu dem gleichen Ergebnis: dass der Einbruch der Maira ins Quellgebiet des Inns zeitlich weit vor das Eiszeitalter zurückreicht. Damit wird er unbestreitbar in erster Linie zu einem Ergebnis der Flusserosion, mag auch an der weiteren Ausgestaltung z. B. des Beckens von Casaccia Gletscherwirkung — wie sie SÖLCH (71, S. 211), WALDBAUER (114, S. 76) in den Vordergrund stellen — wesentlich mitgewirkt haben. Der letztgenannte Autor stellt die Ablenkung der Orlegna spätestens an den Beginn der grossen (Mindel-Riss-)Interglazialzeit, jene von Val Maroz noch wesentlich früher, vielleicht sogar ins Vorglazial. Hiezu möchte ich in Ermangelung eigener einschlägiger Beobachtungen nicht Stellung nehmen.

R. STAUB (476, S. 114 f.) hat darauf hingewiesen, dass der Siegeszug der Maira einmal sogar noch über ihr gegenwärtiges Einzugsgebiet hinausgegangen war: dass diesem zeitweise noch die Oberengadiner Seen angegliedert waren. Das ist wohl richtig; allerdings kann ich darin nur ein ganz ephemeres Ereignis sehen, bedingt durch den Stau des Stadialgletschers bei Il Piz (S. 21). Freilich ist zuzugeben, dass sich ähnliche Situationen im Verlauf des Eiszeitalters schon vorher des öfteren ergeben haben können.

Fragen wir zum Schlusse nach den Ursachen einer so weitgehenden Flussablenkung, so glaube ich, dass diejenigen vollauf genügen, welche schon HEIM hervorgehoben hat: durch weit stärkeres Gefälle in erster Linie war die Maira begünstigt gegenüber dem gefällearmen Oberengadin. Dazu kommen die wesentlich stärkeren Niederschläge der S-Abdachung der Alpen — ein Umstand, der während des ganzen Quartärs wohl in gleicher Weise wirksam war wie heute, im Pliozän aber noch in gesteigertem Grade,

¹⁾ Die unmittelbare Oberkante der Mündungsstufe der Maira bleibt etwas unter der Höhe des Erosionsrandes von Maloja. Das mag eine Folge sein der starken Erosionsbelebung, welche die Aua de Maroz durch das von der Maira geschaffene gewaltige Gefälle erfuhr; dazu nachträgliche glaziale Abschleifung (die aber auch bei Maloja selbst nicht fehlt!).

solange das Meer im Gebiet der Po-Ebene stand. Möglich ist auch, dass eine noch aus der Zeit unserer ältesten Oberfläche bestehende Durchgängigkeit der Täler der Maira ihren Raub erleichterte: dass gar keine hohe Wasserscheide niederzulegen war. Aber das lässt sich heute weder beweisen noch widerlegen.

Für überflüssig halte ich jedenfalls die Annahme tektonischer Vorgänge (PRELLER, 468), welche die Maira bei ihrem Beginnen unterstützt bzw. dieses überhaupt erst ermöglicht hätten — in Gestalt von Bruchstörungen längs dem Bergell; TARNUZZER (49), WALDBAUER (114, S. 76) haben sich z. B. bereits dagegen ausgesprochen; und ich kann nur neuerdings hinzufügen, dass man von solchen Störungen eben nichts sieht — auch nicht dort, wo sie, wie am Steilabfall unter Maloja, der Aufmerksamkeit gewiss nicht entgehen könnten. Das einzig diskutabile wäre eine sanfte, allgemeine — wenn auch von Fall zu Fall dem Betrag nach wechselnde — Heraushebung der Zentralalpen — wie sie ja für viele Gruppen der Alpen mit mehr oder minder guten Gründen behauptet worden ist; indem eine solche Hebung das Gefälle gegenüber der Erosionsbasis am Alpen-S-Fuss verstärkte, hätte sie die Maira gegenüber dem Inn weiter begünstigt, für dessen langen Lauf bis zum Alpenrande sich eine solche Gefälleverstärkung bei weitem nicht in gleichem Masse fühlbar machen konnte. Aber auf alle Fälle bleibt das höchstens ein zusätzlich förderndes Moment.

3. Überblick über die morphologische Entwicklung.

Als älteste Oberfläche des Err-Julier-Gebiets konnten wir (S. 47 f.) eine gegenüber der heutigen wesentlich ausgeglichene erschliessen, mit einer Reliefenergie von immerhin einigen 100 m; die Haupttal- und -passfurchen waren in ihr bereits als Einsenkungen angelegt. Das Alter dieser Gestaltung konnte nach ostalpinen Analogien am ehesten als ältestes Miozän¹⁾ datiert werden. Irgendwelche ältere Formelemente sind nicht mehr vorhanden; und es scheint mir ein müssiges Spiel der Phantasie, solche rekonstruieren zu wollen.

Wir können von einem Mittelgebirge reden, welches damals bestand — als Ergebnis einer weitgehenden «Einrumpfung» der in viel früherer Zeit durch den Deckenschub, dann durch ihm folgende mehr vertikale Bewegungen entstandenen Bodenerhebungen. Dazu passt die Vorstellung, auf welche das Vorhandensein der grossen Talzüge führt, dass dieses Mittelgebirge weitgehend durchgängig war: vielfach ohne ausgesprochene Wasserscheiden in den Talzügen.

Wohin die Entwässerung ging, ist natürlich schwer zu sagen. Unterostalpine Gerölle sind bekanntlich in der nordalpinen Molasse weit verbreitet; aber niemand kann sagen, ob sie von so weit alpeneinwärts herkommen. Vom Alpensüdfuss kennen wir keine solchen Gerölle; allein dort kennen wir auch unvergleichlich viel weniger Sedimente jener Zeitabschnitte.

Jedenfalls musste eine ausgeprägte Wasserscheide entstehen, als neuerdings tektonische Kräfte eingriffen: im Zusammenhang mit der Einmündung der südlichen Längstalzone²⁾ (Veltlin usw.) dürfte es zu einer (neuerlichen?) Aufwölbung des Deckenscheitels gekommen sein. Es sind die aus den östlichen E-Alpen so wohlbekanntesten Bewegungen der steirischen Phase, welche das Helvétien der Längstäler versenken und einfalten, korrespondierend dazu aber die alten Oberflächen des Gebirges zu verstellen und herauszuheben beginnen — ein Prozess, der sich in einer Reihe weiterer Phasen bis ins Quartär hinein fortsetzt.

Von einer Trennung oder gar Datierung solcher Einzelphasen ist in unserem Fall nicht die Rede; wir können nur das Ergebnis ihrer Gesamtheit betrachten. Dieses besteht im ganzen wohl in einer fast nicht differenzierten Heraushebung — soweit man aus der Höhenlage der Gipfflur im ganzen südbündnerischen Bereich schliessen darf. Die bereits genannte Aufwölbung im Bereich des Deckenscheitels aber macht sich geltend in der viel grösseren Höhe, welche die Gipfflur im Gebiet der Berninagruppe erreicht (mit Altformen-Resten? Piz Palü-Hauptgipfel? Piz Cambrena?); sie ist über die jähren S-Abbrüche

¹⁾ Ich vermeide es mit Absicht, das Alter noch näher zu präzisieren.

²⁾ Nicht zu verwechseln mit der Heraushebung des nördlichen Gebirgstails an der Insubrischen Linie! Diese ist älter als die Altformenreste; vgl. I 207, S. 288.

hinaus ursprünglich noch ein Stück weit fortsetzend zu denken. Eine zweite, südlichere Aufwölbungs-Staffel ist noch angedeutet durch den ebenfalls über das allgemeine Gipfelniveau aufragenden Monte Disgrazia; die Fortsetzung im Bergeller Granit liegt zwar in diesem allgemeinen Niveau, aber doch merklich höher als die Gipfelhöhen der Kette nördlich des Bergells (Piz Duan-Piz Stella), auch anscheinend mit Altformenresten, z. B. Pizzo Marcio! Die jähren S-Abstürze dieser nördlichen Kette lassen ebenfalls ein einst weiteres Ansteigen ihrer sanfteren N-Abdachung gegen S vermuten. Und es scheint mir durchaus annehmbar, dass wir auch hier die Fortsetzung der Disgrazia-Aufwölbung der miozänen Landoberfläche in der Nachbarschaft des Deckenscheitels, etwa von den Pizzi del Ferro schräg über das Bergell streichend, zu suchen haben.

Das ist freilich Hypothese; allein sie würde am besten erklären, dass hier die Wasserscheid zwischen N und S entstand: zwischen Inn und Rhein auf der einen, der Adda auf der anderen Seite.

E. Hydrologie.

I. Die Seen.

a) Die Talseen des Engadins.

Diese herrlichen Schmuckstücke der unvergleichlichen Engadiner Landschaft wollte ALB. HEIM (29: 103/II, S. 800) auf die durch die Enthauptung bei Maloja reduzierte Transportfähigkeit des Inns zurückführen, zum Teil im Verein mit jungen Epigenesen. Dagegen hat sich schon DELEBECQUE (61) gewandt; die 3 oberen Seen hätten vielmehr eine einheitliche Wasserfläche gebildet, in welche die Ova da Fex, die Ova del Vallun und Ova da Campfèr ihre Deltas aufgeschüttet haben; deren Höhe ist also durch den Wasserspiegel bedingt und nicht umgekehrt.

Tatsächlich ist nicht zu bezweifeln, dass ein ursprünglich einheitlicher durch die Deltas von Sils und Silvaplana sekundär unterbrochener See vorliegt. Seine Bodengestaltung ist, wie die Tiefenkurven der Siegfriedkarte zeigen, besonders im Silsersee recht unregelmässig. Das steht ganz im Einklang damit, dass mehrfach felsige Inseln und Halbinseln über den Seespiegel aufragen; im Einklang auch mit der unregelmässigen Gestaltung der Rundhöckerlandschaft um Maloja, die sich mit flachem Anstieg gegen SW aus dem See heraushebt. Als ähnliche rinnenddurchfurchte Rundhöckerlandschaft werden wir uns den Felsgrund der 3-Seen-Wanne vorzustellen haben.

Der Spiegel des Silser Sees befindet sich auf 1800,1 m; die grösste Tiefe misst 1729 m. Der Spiegel des Silvaplana-Campfèrer Sees liegt auf 1794,1 m, die grösste Tiefe beider bei 1717 m. Der Silser See ist also durch das Delta von Sils um 6 m zusätzlich gestaut. Wodurch aber ist der übrige Aufstau von vollen 77 m bedingt?

Es spricht alles dafür, dass eine tiefe Felswanne vorliegt, wie ebenfalls schon DELEBECQUE vermutet. Der Innausfluss unterhalb Campfèr ist in Fels eingeschnitten. Das kann natürlich junge Epigenese sein. Möglicherweise verlief der alte Ausfluss südöstlich davon über Lej Marsch, wie HEIM annimmt. Wenn dies der Fall war, so war es aber jedenfalls auch eine jüngere — interglaziale? — Erosionskerbe, ohne Beziehung zur Hohlform der Seen. Denn diese hat ihre offenkundige Fortsetzung in dem Raum, den heute das Delta von Campfèr ausfüllt. Dass aber dort, über das Hügelgelände von La Spuonda hinweg, eine entsprechend tief eingeschnittene Furche unter Moränen vergraben sein könnte, ist ganz und gar nicht wahrscheinlich. Und wenn, so lassen die mehrfach (vgl. die Geol. Karte!) hervortretenden anstehenden Felsen auch nur Platz für eine enge Schlucht von grundsätzlich anderer Entstehung als die breite Seen-Wanne.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse beim See von St. Moritz. Mit 1771,4 m Spiegelhöhe, Grund bei 1727 m, wird er heute entwässert durch die epigenetische Charnadüra-Schlucht, deren postglaziale Eintiefung nach SÖLCH (II 385, S. 68) etwa 20—25 m beträgt. Ob die Furche nordwestlich von ihr, welcher die Strasse folgt, einen alten Innlauf darstellt, ist im höchsten Grade zweifelhaft. Denn es ist nirgends eine Verbindung mit dem Seebecken festzustellen; und es ist jedenfalls ganz unwahrscheinlich, dass quer durch das überbaute Gebiet von St. Moritz-Dorf, in dem mehrfach anstehende Felsen zutage treten, eine bis auf das Niveau des Seegrundes eingetiefte Schlucht existierte, die als enge Kerbe auch wieder nur ganz anderer Entstehung sein könnte als die breite Seewanne.

An dieser Wanne fällt noch etwas auf: ihre Längserstreckung zwischen E-W und ENE, schiefer zur Richtung des Engadiner Tales. Dazu kommt als weitere Fortsetzung die Furche, in welcher der Lej Statz liegt. Sie wurde schon wiederholt (HEIM, 103/II, S. 800; SÖLCH, II 385, S. 68; u. a.) als ehemaliger, heute durch Moränen verstopfter Abfluss des Sees aufgefasst. Nun verringert sich aber ihre

Breite um so mehr, je mehr wir uns vom St. Moritzer See entfernen: an dessen E-Ende 800 m, beim Lej Statz 600 m, bei P. 1823,2 nur noch 400 m¹⁾). Dabei kommen wir aber zugleich in immer höhere Horizontaleinschnitte. Unter der Voraussetzung, dass die Querschnitte der Rinne einander geometrisch ähnlich bleiben — und das ist bei der offenbaren Einheitlichkeit dieser Furche wohl anzunehmen — müssen wir also annehmen, dass die (unbekannte) Felssohle vom Boden des Sees von St. Moritz an gegen ENE ansteigt. Und die Längsrichtung dieser Einsenkung, die, wie schon gesagt, mit dem Verlauf der gesamten Talform nicht korrespondiert — sie liegt auffallend im Stromstrich des einstmaligen, von Pontresina engadinaufwärts umbiegenden Gletscherastes.

Es muss also auch hier eine geschlossene Wannenform vorliegen; die Statzersee-Furche kann nicht bis zu ihrem Grunde hinabreichen. Als Abfluss des St. Moritzer Sees kann sie wohl in Tätigkeit gewesen sein — aber eben auch nur als Überlauf! Wir werden vielmehr dazu geführt, wie für die Detailgestaltung des umgebenden, in zahllose Rücken und Kuppen gegliederten, von ebenso vielen Senken und Furchen durchgezogenen Geländes, so auch für die Übertiefung des St. Moritzer Sees glaziale Ausschleifung als Ursache anzunehmen; damit aber zwangsläufig für die 3 oberen Talseen ebenfalls²⁾, ein Ergebnis, zu dem DELEBECQUE schon zu Anfang dieses Jahrhunderts gekommen ist (61).

Wie so vielfach, mag auch hier die Gletschererosion z. T. durch besondere Gesteinsverhältnisse begünstigt gewesen sein. Der St. Moritzer See liegt in der Grenzregion der Suvretta- und Julier-Schuppe (II, S. 224) der Bernina-Decke, mit z. T. bedeutenden Mylonitzonen an der Überschiebungsfläche; diese weniger widerstandsfähige Zone kann die Ansatzstelle für die Ausschleifung gebildet haben. Der Silser See besitzt einen geologisch sehr wechsellvollen Untergrund; und entsprechend kraus gestaltet ist sein Boden. Die grosse Schwelle (P. 1785) in seinem südlichen Teil könnte etwa dem N-Rand des einheitlichen Maloja-Orthogneises entsprechen. — Der Silvaplanner See, der in einheitlichem Granit-Diorit liegt, zeigt auch eine viel ruhigere Bodengestaltung.

Noch eine Frage ist zu beantworten: welcher Eiszeit ist die Ausschleifung der Seebecken zuzuschreiben? Die Antwort scheint mir ganz selbstverständlich: allen zusammen. Die Vorstellung macht gewiss gar keine Schwierigkeit, dass der neu kommende Gletscher, nachdem er die Schuttauuffüllung der Becken ausgeräumt — eine Interglazialzeit von einigen Jahrzehntausenden Dauer wird dieselben restlos zugeschüttet haben! —, dass der neue Gletscher dort weiterschleift, wo sein Vorgänger aufgehört hat; so dass jeder Eiszeit ihr Anteil an der Austiefung der Seebecken zukäme. Dagegen liesse sich nur einwenden, dass in der Zwischenzeit die fluviale Taleintiefung solche Fortschritte gemacht haben könnte, dass von den Becken der vergangenen Eiszeit nichts mehr übriggeblieben wäre. Aber gerade für das Engadin mit einer seit langem stagnierenden Flusserosion ist dies gewiss nicht anzunehmen.

R. STAUB (476) schreibt der Füllung mit Toteis einen wesentlichen Anteil an der Erhaltung der Seen zu; ein Umstand, der mir ziemlich nebensächlich scheint. Die Seebecken sind gross genug, um die Schuttfuhr von Jahrzehntausenden aufzunehmen. Und wenn, wie ich glaube, der ältere schlusseiszeitliche Vorstoss (Schlern-Gschnitz-Stadium) noch die Seenfurche erfüllte (S. 21) und darin bereits angehäuften Schutt wieder ausräumte, dann wird die seither verflossene Zeit ohnehin so kurz (8000—10 000 Jahre), dass eine weitergehende Zuschüttung noch gar nicht zu erwarten ist. Überdies spielt die Zeit, für welche eine Erhaltung von Toteis als morphologisch wirksamer Faktor vielleicht denkbar ist, gar keine Rolle gegenüber der eben genannten Dauer der Postglazialzeit: mit einigen 100 Jahren wird man jene Zeit schon sehr reichlich einschätzen!

b) Die kleinen Hochseen.

Die Err-Julier-Gruppe zählt zu den ausgesprochen hochseenreichen Alpengebieten; wie so viele Berggruppen mittlerer Gipfelhöhe, erinnert sie an das Gotthardgebiet oder — in den Ostalpen — die Niederen Tauern. Eine eingehende limnologische Erforschung der Gruppe steht meines Wissens bisher noch aus. Sie wäre gewiss eine dankbare Aufgabe. Es ist nicht meine Absicht, ihr hier in irgendeiner Weise vorzugreifen; ich beschränke mich vielmehr darauf, die Seen des Gebietes der Reihe nach aufzuzählen und kurz anzugeben, was der Geologe jeweils zur Bedingtheit ihres Dasein zu sagen hat.

Eine Schwierigkeit bereitet dabei lediglich die Frage, bis zu welcher unteren Grenze der Grösse man eine Wasseransammlung als «See» bezeichnen soll. Denn es gibt natürlich auch winzige Weiher und

¹⁾ In runden Zahlen, von Fels zu Fels auf STAUBS Bernina-Karte gemessen. Der weitere Verlauf der Furche in dem Moränengelände ist unsicher.

²⁾ Für eine tektonische Entstehung, wie sie auch schon angenommen wurde, fehlt jedes Anzeichen; sie ist vollkommen indiskutabel.

Lachen, für welche diese Bezeichnung gewiss nicht mehr am Platze ist. Es liegt mir ferne, in dieser Frage hier irgendwie Stellung nehmen zu wollen; ich beschränke mich vielmehr auf jene Wasseransammlungen, welche die Siegfriedkarte als Seen wiedergibt.

α) **Lagrev-Gruppe.**

1. Lej Lunghin, 2484 m. Tiefe Wanne in anstehendem Gestein; der Abfluss überwindet eine Felsbarre (Malojagneis!). Der Untergrund des Sees sehr kompliziert gebaut (Gneis, Serpentin, Liaskalk bzw. -schiefer, Granit); er überdeckt die ganze Breite von 2 Decken (Carungas- und Platta-Decke). Lediglich an der Spitze des östlichsten Zipfels wird die Umrahmung des Sees von Schutthalden gebildet, die vom Piz Grevasalvas herabkommen. Für eine Aufstauung des Sees sind sie quantitativ wohl ungenügend.

Im tieferen Untergrunde steht möglicherweise Triasdolomit (Fortsetzung der südöstlich unterhalb des Sees ausstreichenden Dolomitlinse) in grösserer Ausdehnung an. Die Möglichkeit besteht, dass das Seebecken Auslaugungsvorgängen in dieser Trias seine Entstehung verdankt; positive Anzeichen dafür fehlen.

Es muss vielmehr damit gerechnet werden, dass das Seebecken in erster Linie auf glaziale Ausschleifung zurückzuführen ist; gibt es doch so viele Beispiele von Hochseen, bei denen jede andere Erklärung versagt, dass man die angedeutete in allen ähnlichen Fällen berücksichtigen müssen. Zumal dort, wo — wie im vorliegenden Fall! — starke Unterschiede in der Erodierbarkeit des anstehenden Gesteins (Liasschiefer gegenüber Granit und Gneis!) eine selektive Erosion begünstigen mussten. Skandinavische Forscher wie BRÖGGER¹⁾ haben ja schon vor mehr als einem halben Jahrhundert festgestellt, dass aus vielen Seen weniger widerstandsfähige Gesteine glazial ausgeräumt worden sind; was dort im Norden Europas im grossen geschehen ist, ist in den kleinen Verhältnissen eines alpinen Karsees ohne weiteres plausibel. Eine genaue Auslotung des Sees wäre vielleicht geeignet, diese Hypothese zu einer exakten Erklärung zu gestalten.

2. Lej Nair, 2456 m (auf der Ostseite des Piz Grevasalvas). Felsbecken in granitischer Rundbuckellandschaft; wohl nicht anders als durch glaziale Ausschleifung zu erklären. Die westlich über dem See anstehenden Sedimentgesteine: Lavatèrabreccie, Dolomit, Liasschiefer, lassen die Möglichkeit offen, dass auch aus der See-Wanne solche leichter erodierbare Gesteine entfernt worden sind; ohne dass jedoch ein positiver Anhaltspunkt in dieser Hinsicht bestünde.

3. Kleiner See südsüdöstlich Piz Materdell, 2500 m ca. — Ganz unbedeutende flache Pfütze (auf der Karte in übertriebener Grösse eingetragen!); immerhin wahrscheinlich Felswanne auf der Grenze Granit-Liasschiefer. Glazial ausgeschliffen?

4. Lej Tscheppa, 2624 m. Dieser schöne Hochsee bildet eine anscheinend recht tiefe Felswanne in kristallinen Massengesteinen, mit zusätzlichem Moränenstau. Glaziale Ausschleifung ist wohl als einzige Möglichkeit anzunehmen; ohne dass hier auch nur eine besondere Begünstigung durch geminderte Festigkeit ersichtlich wäre.

5. Kleiner See südwestlich über Lej Tscheppa, rund 2660 m. Flache Felswanne in Rundhöckerlandschaft (vorwiegend Diorit). An der vorgelagerten Schwelle Gletscherschrammen, aus der Wanne nach aufwärts gerichtet. Glazial ausgeschliffen!

6. und 7. Kleine Seen nordöstlich vom Lej Tscheppa, etwa 2575 und 2620 m. — Ganz unbedeutende Lachen in granitreicher Rundhöckerlandschaft; glazial ausgeschliffen.

8. und 9. Kleine Seen auf Mutaun, rund 2480 m. — Wie die vorigen.

10. und 11. Kleine Seen auf Mutaun, rund 2380 m. — Wie die vorigen.

12. «See» auf dem Sattel nördlich Alpacellino, 2576 m (1 km ost-südöstlich Septimerpass). — Gänzlich bedeutungslose, seichte Pfütze auf Liasschiefer (auf Karte weit übertrieben dargestellt!); möglicherweise nur durch oberflächliche Schuttansammlung gestaut.

13. und 14. Seen auf der W-Seite des Piz Grevasalvas, etwas über 2400 m. — Liegen zwischen Moränen, durch welche sie aufgestaut sein dürften.

¹⁾ Zitat nach PENCK, 467, S. 260.

15. Lej Grevasalvas, 2378 m. Dieser neben dem Lej Tscheppa bedeutendste Karssee des Kartengebietes liegt in geologisch ausserordentlich vielgestaltiger Umgebung (vgl. S. 15 f.): Porphyroid und Quarzphyllit bilden wohl in der Hauptsache seinen Grund, doch setzt auch ein Zug von Triaslinen (Dolomit und Rauhacke) hindurch. Ein weiterer Triaszug ist im Untergrund anzunehmen, da er von N unter den See hin einfällt. Grundsätzlich besteht also die Möglichkeit, denselben auf Auslaugungsvorgänge zurückzuführen. Andererseits besteht wie bei allen ähnlichen Karsseen, die in alten Gletscherbetten liegen, der dringende Verdacht auf glaziale Ausschleifung, auch hier durch die Möglichkeit selektiver Erosion gestützt. Aufstauung durch Moräne wirkt ausserdem noch zusätzlich mit.

16. See im Grevasalvaskessel am W-Fuss des grossen Radiolaritplateaus, um 2550 m (?). War auf der Siegfriedkarte nicht verzeichnet; nach eigenen Angaben eingetragen. — Flache Felswanne in Rundbuckellandschaft; Untergrund wesentlich Quarzphyllit und Porphyroid. Glaziale Ausschleifung wohl einzige Möglichkeit der Entstehung.

17. See am E-Fuss des Piz d'Emmat Dadora (oberhalb des vorigen), um 2600 m (?). War gleichfalls auf der Siegfriedkarte nicht verzeichnet und wurde nach eigenen Angaben eingetragen. — Felswanne auf der Grenze Aptychenkalk-Liasschiefer. Kann wohl auch nur glazial ausgeschliffen sein, begünstigt durch den Gesteinsunterschied.

18. und 19. Die beiden bekannten Seen auf der Julierpasshöhe, 2288 m. Liegen inmitten der dortigen Moränen-Landschaft (Daun-Wälle); Aufstau durch dieselbe dürfte wahrscheinlich zur Erklärung genügen.

20. Kleiner See neben dem vom Gletscher des Piz Lagrev abfliessenden Bach, rund 2320 m. — Ganz unbedeutend; Felswanne (Granit)? oder Moränenstau? (Notizen fehlen).

β) Err-Gruppe s. str.

21. Kleiner See auf der S-Seite des Piz Nair, 2560 m ca. — Ganz unbedeutende Felswanne (auf Karte übertrieben gross!) in Rundbuckellandschaft: Sprenkelschiefer zwischen Porphyroid und Vairana-schiefern. Die geringere Widerstandsfähigkeit des ersteren dürfte die glaziale Ausschleifung begünstigt haben.

22. See auf der Fuorela digl Lajet ¹⁾, rund 2750 m (zwischen Piz Nair und Piz Campagnon). Dieser in auffallender Weise fast unmittelbar auf der Kammhöhe gelegene See befindet sich inmitten einer ausgedehnten Wüste von triadischer Rauhacke (I, S. 173). Aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte er Auslaugungsvorgängen in diesem Gestein sein Dasein verdanken. Ein sichtbarer Abfluss fehlt ²⁾.

23. Unterer See von Morters (W-Seite des Piz Nair), rund 2175 m. Moränenstausee.

24. Oberer See von Morters, rund 2380 m. Unbedeutende Felswanne in Porphyroid; vermutlich glazial ausgeschliffen.

25. «See» in der obersten Val d'Agnelli, rund 2730 m. — Ganz unbedeutender Tümpel im Moränenbereich; durch Endwall eines Rückzugshalts (Nach-Daun) gestaut.

26. Seelein im Kar südwestlich Piz d'Agnelli, rund 2610 m. Liegt im Bereich der Moränen; Aufstau durch solche genügt voraussichtlich zur Deutung seines Daseins.

27. Seelein im Kar westlich unter Fuorela da Flix, rund 2600 m (südwestlich unterhalb Tschima da Flix). Durch rezente Moräne gestaut.

28. Seelein auf der Fuorela da Flix, 3053 m (südlich Tschima da Flix). Dieser auf der topographischen Karte noch verzeichnete (übrigens sehr unbedeutende) See oder besser Weiher ist heute wasserlos. Es war vermutlich ein Eisstausee und ist mit dem Rückgang des Gletschers verschwunden.

29. Doppelsee nordwestlich Las Cuorts am Rande der Flixer Terrasse, rund 1960 m. — Rings von Moränen umgeben und aller Wahrscheinlichkeit nach durch sie gestaut.

30 und 31. Zwei ganz unbedeutende Tümpel auf der Flixer Terrasse westsüdwestlich Las Cuorts, 1940 bzw. 1960 m ca. — Aller Wahrscheinlichkeit nach durch Moräne gestaut.

¹⁾ Name nach dem Bündner Führer des SAC, VI. Band: Albula (1934), S. 169.

²⁾ Der See wäre also der bekannten Zusammenstellung von LUGEON und JÉRÉMINÉ (456) als Ergänzung hinzuzufügen.

32. See nordwestlich P. 2001 am Rande der Flixer Terrasse, rund 1920 m. Vermutlich Felswanne in Grünschiefer (\pm Liasschiefer + Aptychenkette + Radiolarit); glazial ausgeschliffen? Zusätzlich aufgestaut durch Moräne.

33. See im Kar nördlich Piz da Cucarnegl, 2420 m rund. — Dieser durch eine milchig-blaue Farbe (Gletschertrübe des unter den rezenten Moränen zuströmenden Wassers!) ausgezeichnete See ist rings von Moränen umgeben und jedenfalls auch durch sie gestaut.

34. Seelein in dem Kar südlich Castellins, rund 2525 m. — Unbedeutender Tümpel, durch Moräne gestaut.

35. Seelein bei P. 2521 nördlich Castellins. — Flache Felswanne in Granit; unbedeutend, aber merkwürdig durch die Lage auf der Höhe des von den Castellins ausstrahlenden Rückens. Dieser ist stark gletscherbeschiffen, der See selbst wohl auch vom Gletscher ausgeräumt.

36. See auf der W-Seite der oberen Val d'Err (südlich P. 2430); rund 2390 m. — Felswanne in Serpentin; vermutlich glazial ausgeschliffen, mit zusätzlichem Moränenstau.

37. Eisse 900 m östlich Piz Lavinèr, auf der N-Seite des flachen Sattels zwischen diesem und P. 3065; rund 3040 m. — Dieser zur Zeit (nach Verschwinden des Sees auf der Fuorela da Flix, s. oben 28!) höchstgelegene See des Aufnahmegebietes ist durch den Gletscher aufgestaut und dürfte mit dessen weiterem Rückgang schnell wieder verschwinden, gleich anderen ephemeren Gebilden seiner Art.

38. See südlich Piz d'Alp Val, 2808 m. — Flache Felswanne zwischen Granit-Rundhöckern; glazial ausgeschliffen.

39. See östlich des vorigen, 2780 m (rund). — Durch rezente Moräne gestaut.

40. Lai Negr, in der obersten Val Mulix, rund 2630 m. — Grössere Wanne (im Felsgrund?) am Rande von granitischer Rundhöckerlandschaft; oberflächlich durch Moräne gestaut, aber fraglich ob zur Erklärung ausreichend.

41. See südsüdwestlich des vorigen, 2651 m. — Kleine Wanne zwischen Granitrundhöckern; zweifellos glazial ausgeschliffen.

42. See östlich des vorigen, 2540 m. — Wie der vorige.

43. Seelein auf der NE-Seite des Piz Val lunga, 2810 m (rund). — Bedeutungsloser Tümpel auf Liasschiefer, durch Lawinenmoräne gestaut.

44. Lai Palpuogna im Albulatal, 1910 m. — Befindet sich auf dem Zuge triadischer Rauhacke am N-Rande der Err-Decke; grosse Auslaugungstrichter darin auf dem Seegrunde, schon vom Ufer aus sichtbar. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der See neben glazialer Ausräumung der leicht erodierbaren Rauhacke auf Auslaugungsvorgänge zurückzuführen. Vgl. EUGSTER, 116, S. 29.

45. Albulasee, knapp östlich unter der Passhöhe, rund 2300 m. — Befindet sich am Rande der grossen Rauhackenmasse des Albulapasses; doch dürfte der See wesentlich in karnischen Schiefeln usw. (I, S. 178), Hauptdolomit und Liaskalk und -breccie eingetieft sein. Auslaugungsvorgänge in der Rauhacke allein vermögen ihn nicht zu erklären; und solche im Hauptdolomit bzw. Lias hätten wohl kaum das verhältnismässig grosse, einheitliche Seebecken schaffen können, sondern höchstens einzelne Trichter und Schlote. So bleibt in diesem Falle glaziale Ausräumung (vielleicht begünstigt durch die Anwesenheit des leicht erodierbaren karnischen Gesteins?) das wahrscheinlichste.

46. Kleiner See in dem Kar auf der NE-Seite des Crasta Mora, rund 2530 m. — Liegt zwischen Moränen und anstehendem Granit. Felsbecken? Moränenstausee? (Notizen darüber fehlen!).

47. und 48. Seen auf Murtèl dil Crap Alv (südwestlich Albulapass), rund 2330 bzw. 2360 m. — Felswannen in Granit, inmitten grossartiger Gletscherschlifflandschaft; zweifellos selbst Zeugen der Erosionstätigkeit des Gletschereises.

49. Lai Alv auf der oberen Stufe des Murtèl Salamun, rund 2480 m. — Liegt am Oberrande einer steil abfallenden Karstufe (Granit!) zwischen Moränen; wahrscheinlich Felsbecken glazialer Entstehung.

50. Seelein auf der Terrasse westlich unterm Piz Bever, rund 2675 m. — Bedeutungsloser Tümpel auf Biotitgneis; wohl glazial ausgeschliffen.

γ) Piz Ot-Gruppe.

51. See auf der Höhe des Suvrettapasses, 2611 m. — Ist rings von Moränen umgeben und offenbar durch diese aufgestaut.

52. «Oberer Suvrettasee», westlich unter Fuorcla Schlattain; rund 2780 m. — Ebenfalls grösserenteils von Moränen umgeben, aus welchen jedoch einzelne anstehende Felsbuckel (Liasschiefer; Radiolarit) bereits unmittelbar am Seeufer aufragen (S. 196). Wahrscheinlich doch im wesentlichen Felswanne glazialer Entstehung, mit zusätzlichem Moränenaufstau.

53. Lej Alv, südöstlich vom Sass Corviglia, rund 2510 m. — Grösstenteils von Moränen umgeben, aus welchem Triasgesteine, Liasschiefer und Radiolarit ringsum hervortauschen (S. 205). Das Seebecken liegt wahrscheinlich zur Hauptsache im Bereiche der Trias (Dolomit, vielleicht auch Rauhwaacke); die Möglichkeit, dass es Auslaugungsvorgängen darin seine Entstehung verdankt, liegt ebenso nahe wie glaziale Erosion. Aufstau durch Moräne kommt zusätzlich in Betracht.

54. Seelein im Kar nördlich Piz Schlattain, rund 2780 m. — Unbedeutende Lache, durch rezente Moräne gestaut.

55. und 56. Zwei winzige Lachen im Moränengelände der oberen Val Saluver, 2610 bis 2620 m. Da in der Nachbarschaft die triadische Rauhwaacke teils ansteht, teils durch Sickerlöcher ihre Anwesenheit verrät, ist man versucht, an Auslaugungsvorgänge in dieser zu denken. Es kommt aber wohl auch einfacher Moränenstau in Frage.

57. Seelein im Kar zwischen Piz Corviglia und Piz Glüna, rund 2860 m. — Durch rezente Moräne gestaut.

58. Seelein südwestlich unter Fuorcla Saluver, rund 2800 m. — Durch rezente Moräne gestaut.

59. See unter Vadret da Palüd Marscha, rund 2700 m. — Befindet sich innerhalb der Endmoränen des genannten Gletschers und ist zweifellos durch diese gestaut.

60. Seelein nördlich des vorigen, rund 2620 m. — Befindet sich inmitten granitischer Rundhöckerlandschaft; glazial ausgeschliffen.

δ) Übersicht.

In der folgenden Tabelle seien diese 60 Wasseransammlungen nochmals einerseits nach ihrer Höhenlage, andererseits nach der anzunehmenden Entstehung zusammengestellt.

Tabellarische Übersicht der Hochseen im Err-Julier-Gebiet.

Höhe über Meeresspiegel	Insgesamt	Aus- laugungs- seen	Glazial ausge- schliffen	Aufgestaut durch			Kom- biniert	Unsicher
				eiszeitl. Moräne	rezente Moräne	Gletscher		
Unter 2000	5	—	—	3	—	—	2	—
2000—2100	—	—	—	—	—	—	—	—
2100—2200	1	—	—	1	—	—	—	—
2200—2300	2	—	—	2	—	—	—	—
2300—2400	9	—	5	—	—	—	1	3
2400—2500	8	—	3	3	—	—	—	2
2500—2600	10	—	5	1	—	—	—	4
2600—2700	13	—	7	2	1	—	—	3
2700—2800	6	1	—	1	3	—	—	1
2800—2900	4	—	1	—	3	—	—	—
2900—3000	—	—	—	—	—	—	—	—
Über 3000	2 (1)	—	—	—	—	2 (1)	—	—
Summe	60 (59)	1	21	13	7	2 (1)	3	13

Man ersieht aus dieser Zusammenstellung folgendes:

Das Maximum der Seen-Entwicklung im Err-Julier-Gebiet liegt auf der Höhenstufe von 2300 bis 2700 m; es umfasst 40, also $\frac{2}{3}$ aller überhaupt auf der Karte eingetragenen Seen. Dieses Maximum fällt gegen oben wie namentlich gegen unten sehr rasch ab; letzteres mag bis zu einem gewissen Grade Zufall sein (zur Ableitung statistischer Gesetzmässigkeiten ist ja die zur Verfügung stehende Anzahl von Seen überhaupt zu klein!); immerhin drückt sich darin die Tatsache aus, dass Seen — und zumal kleine Seen! — rasch vergängliche Bildungen sind und mit zunehmendem Abstände von der unteren Grenze der Vergletscherung alsbald der Verlandung anheimfallen ¹⁾.

Denn dies ist die zweite Tatsache, die aus unserer Tabelle zu ersehen ist: dass der Grossteil der Hochseen an die ehemalige Vergletscherung gekettet ist. Ein volles Drittel — 20 von 60 — der Seen ist durch glaziale Ausräumung bedingt; diese Zahl wird sich wahrscheinlich durch Zuwachs aus der letzten Spalte, in welche alle irgendwie ungeklärten Fälle abgeschoben wurden, noch vergrössern. Auch bei den Seen nicht einheitlicher Entstehung ist stets Gletscherschurf beteiligt. Und das Auftreten dieser glazialen Ausräumungswannen fällt fast genau zusammen mit jenem Maximum der Seenhäufigkeit überhaupt!

Eine gleich zahlreiche weitere Gruppe ist ebenfalls glazial bedingt: die Moränenstauseen. Auch sie umfasst gerade ein Drittel der Gesamtzahl, wenn wir die eiszeitlichen und die nacheiszeitlichen Fälle zusammenrechnen. Dabei ist aus der Tabelle deutlich zu ersehen, wie die letzteren eine höhere Lage einnehmen — was ja in der Natur der Sache begründet ist.

Die Gruppe der Eisstauseen, in unserem Gebiete nur durch ein bzw. — wenn wir den heute erloschenen auf der Fuorcla da Flix mitrechnen — durch zwei Beispiele vertreten, nimmt noch eine Höhenstufe weiter aufwärts Platz: es sind die einzigen Hochseen oberhalb der 3000-m-Linie.

Durch andere Vorgänge — z. B. Bergstürze — gestaute Seen fehlen dem Err-Julier-Gebiet heute. Das ist Zufall; wir werden solche im folgenden Abschnitt in fossilem Zustande antreffen.

Auffallend ist die geringe Rolle, die in einem an Gips und Rauhwacke verhältnismässig so reichen Gebiet die Auslaugungsvorgänge für die Seebildung spielen: nur in einem Falle wurden sie als alleinige Ursache, in einem weiteren als mitwirkend neben der Gletschererosion erkannt. Möglich sind solche Vorgänge allerdings auch noch in einigen weiteren Fällen; als halbwegs wahrscheinlich aber kann ich sie nur bei den gänzlich bedeutungslosen Tümpeln (Nrn. 55 und 56) der oberen Val Saluver, allenfalls noch beim Lej Alv und Albulasee anerkennen. Die schönen und grossen Seen, bei denen eine solche Möglichkeit nicht restlos ausgeschaltet werden kann: Lej Lunghin und Lej Grevasalvas, sind dagegen typische Karseen, bei denen man ebenso wie bei anderen ihrer Art in erster Linie an Glazialerosion denken muss.

c) Erloschene Seen.

Die Betrachtung des Seenphänomens wäre unvollständig, wollten wir jene Seen davon ausschliessen, die in junger geologischer Vergangenheit noch als solche bestanden haben, seither aber der Verlandung anheimgefallen sind. Deren Zahl ist freilich Legion; es können hier nur die bedeutendsten berücksichtigt werden.

α) Ehemalige Talseen im Oberhalbstein.

Das Oberhalbstein hat in postglazialer Zeit eine ganze Seentreppe gebildet; wenn es sich auch nicht mit Sicherheit behaupten lässt, dass alle ehemaligen Talseen gleichzeitig als solche bestanden haben. Der erste ist

1. Der alte See von Roffna (1418 m). Er scheint zunächst gestaut durch den spätglazialen Bergsturz der God da Rona (vgl. S. 27 ff.). Allein wir haben gesehen, dass über diesen Bergsturz noch ein Gletschervorstoss hinwegging, welcher die Moränen auf der Terrasse nördlich Roffna zurückliess. Im Bereiche des ausgefüllten Seebeckens fehlt es an entsprechenden Moränenresten ²⁾. Das sieht so aus,

¹⁾ A. PENCK (467, S. 327) gibt die «Zone des grössten Wannenreichtums» für die Bündner Alpen (nach O. E. IMHOF) mit 2000—2700 m an.

²⁾ Soviel mir bekannt ist; die W-Seite habe ich nicht genauer begangen.

als sei das Becken zur Zeit jenes Vorstosses noch nicht dagewesen, was zu der angenommenen Aufstauung durch den Bergsturz im Widerspruch steht. Einen Ausweg daraus scheint nur die Annahme zu bieten, der Gletscher habe hier nicht abgelagert, sondern erodiert; dass, mit anderen Worten, das Becken von Roffna eine Art Zungenbecken des (Gschnitz?-)Gletschers darstelle. Deswegen kann immerhin vorher schon der Aufstau durch den Bergsturz erfolgt sein; aber seine heutige Form und Ausdehnung erhielt das Becken erst durch den ausschürfenden Gletscher.

2. Einen knappen Kilometer weiter aufwärts entspricht das kleine Becken von Surlava unterhalb Mühlen wiederum einem alten See. Irgendeine stauende Oberflächenablagerung ist hier nicht ersichtlich. Es bleibt nichts übrig, als den Gletscher für die — übrigens wahrscheinlich nicht allzutiefe — Ausschürfung verantwortlich zu machen. Der Gesteinswechsel — von Prasinit zu Flysch! — dürfte dabei förderlich gewesen sein.

3. Das Becken von Cresta ist gestaut durch eine von der westlichen Talseite niedergegangene Rutschung; auf STAUBS Karte des Avers (I 146) ist sie als Moränenschuttstrom eingetragen. Es handelt sich also jedenfalls um ein spät- bis postglaziales Ereignis.

4. Das Becken von Stalveder kann wiederum nur unmittelbar durch Gletschererosion zustande gekommen sein. Denn der Bergsturz von Marmorera (S. 32) erreicht das Tal in bereits so tiefer Lage (1680 m), dass er für die Aufstauung des Sees bis über 1700 m — so hoch liegt der an seine Stelle getretene Talboden — nicht mehr in Frage kommt. Es sei denn, dass die Julia beim Durchschneiden des Bergsturzhauens einen entsprechend grossen Anteil davon entfernt hätte, wofür jedoch positive Anzeichen fehlen. Im übrigen ist auch dieses Becken schmal und nicht gross, so dass dem Gletscher mit seiner Ausdehnung keine ungebührliche Arbeitsleistung zugemutet sein dürfte.

5. Das Becken von Bivio, oberhalb der Talenge bei P. 1769,0, ist ebenfalls glazialer Erosionsleistung zuzuschreiben. Denn die genannte Talenge befindet sich im anstehenden Fels (Prasinit). (Eine Unsicherheit bleibt freilich noch bestehen: Beim Betrachten der Karte glaubt man auf der östlichen Talseite eine mit Moräne verstopfte Rinne zu erkennen, welche möglicherweise einer alten Schlucht der Julia entsprechen könnte. Ich bedaure, darauf erst nach Abschluss der Begehungen aufmerksam geworden zu sein. Nachprüfung im Gelände wäre erwünscht!)

6. Das Becken des Plang Canfèr gehört schon nicht mehr der eigentlichen Talregion des Oberhalbsteins an; wohl aber der alten Furche, welche dieses Tal zum Septimer und über diesen hinaus fortsetzt (vgl. S. 55). Dieses Becken, heute mit Torf und Bachalluvium erfüllt, wird durch eine grösstenteils in Serpentin eingeschnittene Schlucht gegen N entwässert. Der Verdacht auf junge Epigenese liegt hier nahe; führt doch vom Plang Canfèr gegen NE eine breite, moränenerfüllte Senke um den Lias-
hügel P. 2163 herum. Der höchste Punkt dieser Senke dürfte den Boden des Plang Canfèr um 20—30 m überhöhen (genaue Messungen liegen mir leider nicht vor). Die verstopfenden Moränen zeigen z. T. Wallformen; nach dem Gesteinsmaterial — weit vorherrschend Granit des Piz Grevasalvas — sind es Lokalmoränen eines von diesem Berg herabstossenden Stadialgletschers (vermutlich Daunstadium).

Dass an der Ausschürfung dieses Beckens Gletschererosion zusätzlich beteiligt ist, ist immerhin auch wahrscheinlich. Denn als Talweitung hat es jedenfalls schon bestanden, auch als die Entwässerung noch nach NE ging. Man wird darin also das Werk eines ältern Gletschers — wohl eiszeitlicher Hochstände bis früher Rückzugsstadien — zu sehen haben; dies um so mehr, als der Plang Canfèr ja gerade auf dem Weg eines vom Septimer ins Oberhalbstein hinabströmenden Gletschers liegt. Die Gesteinsbeschaffenheit scheint allerdings zunächst einer solchen Annahme wenig günstig; Plang Canfèr liegt ganz an der Grenze Serpentin-Liasschiefer, aber doch zum überwiegenden Teil im Serpentin, den man für das weit schwerer erodierbare Gestein halten möchte. Immerhin ist er im Bereich der zuvor erwähnten epigenetischen Schlucht grossenteils derart stark zerrüttet, dass dadurch seine an sich grössere Widerstandsfähigkeit möglicherweise ins Gegenteil verkehrt worden ist.

Wir hätten da also zwei voneinander unabhängige Ereignisse anzunehmen: zuerst Ausweitung des Tals zum Becken durch den hocheiszeitlichen Gletscher; dann Verstopfung der nach NE führenden Talfurche durch den vorstossenden Daungletscher des Piz Grevasalvas. Dadurch wurde das Becken zum See gestaut und dessen Abfluss gezwungen, sich die nordwärts führende Schlucht in den Serpentin einzuschneiden.

β) Im Albula-Tal.

Hier ist in dem Becken von Crap Alv (2030 m) ein alter Talsee erkennbar. Wie der tiefer gelegene Lai Palpuogna (S. 63) befindet sich auch dieses Becken in der Rauhackenzonenzone am N-Rande der Err-Decke; gegen SW greift es allerdings wohl noch über diese hinaus, auf Karbon¹⁾, wahrscheinlich auch Granit. Für seine Entstehung kann z. T. Auslaugung der Rauhacke herangezogen werden (EUGSTER, 116, S. 29), wie die Reihe von grossen Sickerlöchern am NE-Rande zeigt; dass sie heute als wassererfüllte Vertiefungen bestehen, erweist die jugendliche Fortdauer des Vorganges. Für die SW-Hälfte des Beckens aber kommt er nach dem zuvor Gesagten wahrscheinlich nicht in Frage; hier wird man wohl ohne Gletscherschurf nicht auskommen. In dem Karbonschiefer lag ja wohl ein verhältnismässig leicht erodierbares Gestein vor; und der Granit mag durch eine NW—SE verlaufende Verwerfung zerrüttet sein. Sie ist in der streichenden Fortsetzung am Piz Dschimels als Zerrüttungszone zwischen Granit und Diorit erkennbar; im Becken von Crap Alv selbst sieht man freilich nichts davon, doch lässt das Zurückspringen des Granitrandes gegen SE ihre Fortsetzung vermuten²⁾.

Heute beherbergt das Becken Torf- und Tonlager, die gelegentlich ausgebeutet wurden. Darüber sowie über die 1878 vorgenommene Stauung und den darauf erfolgten Dammbbruch siehe F. v. SALIS (374) sowie TARNUZZER (91).

γ) Sonstige verlandete Seen.

Solche sind in sehr grosser Anzahl vorhanden; vor allem in den Rundhöckerlandschaften der alten Gletscherbetten. Dass man hier ihre Entstehung der ausschleifenden Tätigkeit der Gletscher zuschreiben wird, liegt auf der Hand. Allerdings handelt es sich meist um unbedeutende Gebilde, die auf der Karte vielfach nicht wiederzugeben waren.

Etwas grössere Ausmasse erreichen sie wiederum dort, wo Wechsel von Gesteinen verschiedener Widerstandsfähigkeit eine selektive Ausschleifung ermöglichte. So im Bereiche der Trias-Lias-Züge der Margna-Decke ob dem Silser See. Hier zeigen sich — etwas unerwartet! — die Dolomite als das widerstandsfähigste Glied; die Becken von Buera und südöstlich davon sind zur Hauptsache in Phyllit ausgeschürft, vor allem dort, wo er eng mit Liaskalkschiefer verschuppt ist (II, S. 48 f.); woraus hervorgeht, dass weitgehende Verschieferung den Einfluss grösseren Quarzgehaltes in bezug auf die Widerstandsfähigkeit aufwiegen, ja aufheben kann. Aber auch im zusammenhängenden Phyllit unterhalb der mesozoischen Züge ist südlich Blaunca ein grösseres Becken ausgeschürft.

Eine andere Gruppe fossiler Seen gleicher Entstehung befindet sich am Abfall der Flixer Terrasse gegen Mühlen. Sie scheinen hier vor allem den Serpentin zu bevorzugen, dessen Widerstandsfähigkeit durch seine Neigung zu tektonischer Zerrüttung wesentlich herabgesetzt werden dürfte.

Ebenfalls reichlich vertreten sind verlandete Moränenstauseen. Dahin gehört die Gruppe z. T. grosser Torf- und Alluvialböden auf der Flixer Terrasse, gestaut durch Endmoränenwälle eines Stadiums vor Daun, den von der Kette Piz d'Err-Piz d'Agnelli herabkommenden Gletschern zugehörig (vgl. S. 9).

Dahin gehören ferner die hinter lokalen Endmoränen des Daunstadiums befindlichen ansehnlichen Alluvial- bzw. Torfböden von Cadotsch (westlich unter Tschima da Flix), Vairana (3,5 km ostnordöstlich Bivio), südlich Alpe Suracqua (3 km ost-südöstlich Bivio), u. a. Durch den sich vor das Tal legenden Gletscher (des Piz Lagrev, Daunstadium; vgl. S. 4) bzw. dessen Moränen war der See gestaut, dessen Erbe uns in dem Schuttboden der Alp Julier vorliegt.

Nicht ganz klarer Entstehung ist die Gruppe z. T. bedeutender fossiler Seen in der kristallinen Rundhöckerlandschaft westlich ob St. Moritz. Dieselben sind grösstenteils von Moränen umgeben, während man zunächst an Gletschererosion in anstehendem Fels denken möchte. Ich bin auch heute noch überzeugt, dass diese in erster Linie wirksam war und dass Aufstauung durch Moräne mehr zusätzlich in Betracht kommt.

¹⁾ Das hier freilich nicht sichtbar ist!

²⁾ Da ich erst nachträglich aus dem Kartenbild darauf aufmerksam wurde, ist hier auf der Karte die Verwerfung noch nicht angedeutet.

Einem durch Bergsturz (vom Bleis Ota, nördlich des Tals jenseits des Kartenrandes)¹⁾ gestauten See dürfte der Schuttboden von Pensa in der Val d'Err sein Dasein verdanken.

Der Schuttboden in der obersten Val d'Err (> 2220 m) scheint bloss durch den gewaltigen, vom Piz Bleis Martscha herabgekommenen Schuttkegel aufgestaut zu sein. Allerdings ist es wohl fraglich, ob er jemals als Dauersee für längere Zeit bestanden hat.

II. Quellen.

a) Gewöhnliche Quellen.

Es ist mir nicht möglich, eine Quellengeologie des Gebietes zu geben. Ich habe weder Temperaturen noch Schüttungen gemessen; und vor allem: meine stets auf höchstens 2—3 Sommermonate beschränkte Anwesenheit im Untersuchungsgebiet schloss eine Beobachtung der Quellen durch den Wechsel der Jahreszeiten hindurch von vornherein aus. Eine exakte Beobachtung über längere Zeiträume ist aber doch eigentlich das Um und Auf der gesamten Quellenkunde!

So muss ich mich auf die Mitteilung von wenigen Einzelbeobachtungen beschränken. Einem späteren Quellensucher mögen sie immerhin von Wert sein. Wo ich Mengenangaben mache, handelt es sich stets um ganz rohe Schätzungen, mit mindestens 50 % Fehlergrenze; im allgemeinen dürften sie eher zu hoch ausgefallen sein. Den Grossteil der unbedeutenderen Quellen muss ich überhaupt übergehen; die Austrittsstellen zeigt die Karte (wobei ich freilich nicht dafür garantieren kann, dass nicht die eine oder andere vernachlässigt oder beim Zeichnen des Originals, endlich auch noch beim Druck, übersehen worden ist).

Die ganz grossen Quellen des Kartengebiets sind so gut wie ausnahmslos Schuttquellen; und zwar sind neben Schutthalden und Bergsturzmassen vor allem auch rezente und schlusseiszeitliche Oberflächenmoränen oft sehr ergiebige Wasserspeicher.

α) Lagrev-Gruppe.

Die bedeutendste Quelle der Lagrev-Gruppe entströmt der riesigen Schutthalde auf der S-Seite des Piz Lagrev, über der Wand von phyllitischem Gneis (K der Karte) zwischen Ova della Roda und Ova del Crot, bei etwa 1960 m Höhe. Ich schätzte sie — und zwar gegen Ende des ausserordentlich trockenen Sommers 1911 — auf 8000—10 000 l/min.

Aus der gleichen Schutthalde tritt etwa 80 m höher, über dem Ende der von der Ova della Roda hereinziehenden Grünschieferwand, eine weitere Quelle von einigen 100 l/min. aus.

Eine ebenfalls sehr ansehnliche Quelle entspringt am unteren Rande der (von Moräne unterlagerten) Bergsturzmasse über Grevasalvas (auf der Karte beim letzten a des Wortes «Lavatèra»; auf der Karte schwer erkennbar!). Schätzung 5000—6000 l/min.

Von mehreren Quellen, die den Schutthalden auf der SE-Seite des Piz Grevasalvas, in dem Tälchen zwischen diesem Berg und der Motta Radonda entströmen, liefert die bedeutendste, unterhalb des Lej Nair, etwa 1000—2000 l/min. (auffallend viel im Vergleich zu dem schmalen Einzugsgebiet — vermutlich nicht konstant!).

¹⁾ Nach der Karte von ORT (Blatt E der Geologischen Karte von Mittelbünden) würde es sich da allerdings um einen interglazialen Bergsturz handeln, dem eine solche Einwirkung auf die postglaziale Morphologie nicht gut zugemutet werden kann. Im begleitenden Text (120, S. 96, unter 11. Bergrutsch von Murtiratsch) steht darüber aber nur: «Unter den besprochenen Rutschmassen kommt eine ältere solche zum Vorschein, die aber vermischt ist mit verschwemmten Moränen. Schöne Wälle aus dieser Masse finden sich östlich Castélas.» Irgendein Argument für ein interglaziales Alter ist hievon nicht zu entnehmen. Und aus dem Kartenbild ist im Gegenteil zu ersehen, dass die fragliche Rutschmasse den grossen Randmoränenwall westlich Castélas abschneidet. Er ist der höchste hier vorhandene (ORT, 120, S. 90), kann jedoch höchstens einem frühen Rückzugstadium der Würm-Vereisung zugeordnet werden. Demnach kann auch ORTs ältere Rutschmasse frühestens interstadial sein; aber selbst dies möchte ich nicht als wahrscheinlich ansehen.

Auf der NW-Seite des Piz Grevasalvas entspringen Quellen in der Grössenordnung bis zu 2500 l/min. dem Rande der rezenten Moränenwälle beiderseits des (vgl. S. 23) «Granitecks».

Auch die beträchtliche Quelle im Kar zwischen Piz d'Emmat Dadora und Roccabella, am S-Ende des verlandeten Sees auf 2400 m, sammelt ihr Wasser wahrscheinlich vor allem in der dortigen grossen Moränenhäufung, wengleich sie etwas gegen W von diesem Rande abseits gerückt austritt.

Eine Reihe schöner Quellen südlich vom alten Seeboden des Plang Canfèr zeigt zwar Austrittsstellen im Moränenbereich, jedoch nah an dem darüber sich erhebenden anstehenden Liaskalkschiefer, so dass es wahrscheinlich wird, dass sie diesem entstammen. Ihre Reihung lässt eine tiefere geologische Ursache vermuten; das könnte in erster Linie die Unterlagerung jenes Lias durch Grünschiefer der Platta-Decke sein. — Der Gesamtertrag dieser Quellreihe geht meiner Schätzung nach auch in die 1000 l/min.

Im Kessel des Lej Grevasalvas gibt es mehrere sehr schöne Quellen. Eine solche auf der E-Seite des Sees entströmt dem am tiefsten herabreichenden Schutthaldenzipfel, anscheinend auf Moränenunterlage; Schüttung gegen 2000 l/min. Sie bildet an der Austrittsstelle einen klar blauen Tümpel. Eine andere, südlich vom See, tritt aus Moräne aus; sie ist nicht viel geringer. Über die dritte, östlich der vorigen, aus der Jungmoräne unter der Wand des Piz Lagrev, fehlen mir nähere Aufzeichnungen.

β) Err-Gruppe.

Im Bereich der Julier-Furche ist wohl die bedeutendste die Quelle, die den Schutthalden des Piz Bardella entströmt (nördlich P. 2045,5), anscheinend auf Moränenunterlage. Ich schätzte sie auf 2000 bis 3000 l/min.

Nördlich Bivio sind eine Reihe grosser Bergsturzquellen zu nennen: nördlich Alp Brascheng auf 2050 m ca., aus dem Bergsturz von Plaz; westlich Stalveder zwei Quellen aus dem Bergsturz des Gemeindewaldes, die gleich ganze Bäche liefern; endlich eine solche südlich Marmorera aus dem dortigen Bergsturz; jede in der Grössenordnung von etlichen 1000 l/min.

Wegen der Quellen aus dem Bergsturz der God da Rona vgl. S. 31; die bedeutendste, oberhalb Windegg, ist für die Wasserversorgung von Tinzen gefasst.

Auch die Nachstürze im Kessel der Alp Sumnegn liefern noch 1000—2000 l/min.

Reich an bedeutenden Quellen ist die Umgebung von Flix. Besonders erwähnt sei eine Gruppe von solchen aus den jungstadialen Moränen des Kars auf der W-Seite des Piz d'Err, auf etwa 2400 m, südlich von der Ansatzstelle des Falotta-Kammes, welchen die Entwässerung dieses ganzen ausgedehnten Kares (rund 1 km² Schutt- und Moränenfläche!) zufällt. Die Wassermenge beträgt dementsprechend tausende von l/min. In dem südlichen Nachbarkar, zwischen Piz d'Err und Piz Calderas, verteilt sich die Wasserförderung auf Quellen aus den rezenten Moränen, welche den kleinen See bei etwas über 2400 m speisen, und auf Austritte aus den jungstadialen Moränen unterhalb des Sees. — Mehr verzettelt ist die Wasserführung der südlicheren Kare, besonders Val Savriez. Erwähnenswert ist hier die schöne Quelle am E-Ende der Felsen der Paré Naira, aus Schutt austretend, aber wahrscheinlich dem Liaskalkschiefer (mit wasserstauender Grungesteinsunterlage!) entstammend; Ertrag um 1000 l/min.

Die jungstadiale Moränenanhäufung von L'Avagna (nordwestlich Castellins) liefert eine Reihe ansehnlicher Quellen mit insgesamt mehreren 1000 l/min.

Val d'Err beherbergt in seinem Hintergrund, bei P. 2308 (östlich Murteriel), die wohl gewaltigste Quelle des ganzen Kartengebietes, geschätzt auf 16 000—18 000 l/min. (Juli 1912 und 1920). Über einer Schwelle aus Augengneis entströmt sie den Schutthalden unter der N-Wand des Piz d'Err. Die riesige Schüttung findet ihre Erklärung darin, dass diese Schutthalden neben den auf sie entfallenden Niederschlägen auch das Schmelzwasser dieser überfirnten Wand und wahrscheinlich auch des westlich daran anschliessenden Hängegletschers (der keinen sichtbaren Ablauf besitzt) speichern. Mit dem starken Schwinden der Firnbedeckung seit meiner Anwesenheit (vgl. S. 23) wäre dann freilich wohl auch ein Rückgang der mitgeteilten Wasserführung zu erwarten.

Auch sonst ist Val d'Err nicht arm an bedeutenden Quellen: sowohl die den Schutthalden und Stadialmoränen von Murteriel als auch die der riesigen Schutthalde Bleis Martscha entstammenden

können sich sehen lassen; und auch der Bergsturz auf der E-Seite der Carungas (S. 35) speist eine bedeutende Quellengruppe. Ziffernmässige Schätzungen liegen mir jedoch nicht vor.

Auch über die Quellen der Val Bever besitze ich zu wenig Aufzeichnungen. Ihre mächtigen Schutthalden liefern an mehreren Stellen bedeutende Wassermengen (Palüd Marscha). Am interessantesten aber ist die für Spinass gefasste Quelle dadurch, dass sie nicht an der Basis der Schutthalde, sondern mitten aus dieser, etwa 60 m über der Basis nördlich der Bahnstation, austritt. Leider ist mir über Beobachtungen anlässlich der Fassung nichts bekannt geworden.

Im Bereich von Tschitta-Val Mulix ist vor allem wieder auf eine Reihe bedeutender Schuttquellen hinzuweisen: am S-Fuss der Tschimas da Tschitta; am E-Fuss des Piz Mulix; im Hintergrund von Val Mulix, aus der vom Piz Bial herabziehenden Schutthalde und westlich von dort, südöstlich vom Piz Mulix — die drei letztgenannten anscheinend über Moränen gestaut. Die rezente Moräne nordöstlich Piz dall' Antgierna de Salteras (P. 2988) dürfte eine Quelle speisen, die erst unterhalb aus den Stadialmoränen austritt. Am N-Fuss des Piz Mulix liefert die Liasbreccie unterhalb der berühmten Faltenbiegung (vgl. II, S. 104) eine bemerkenswerte Felsquelle.

Wegen der (mineralisierten) Quelle bei Naz vgl. unten!

Im Bereich der Albula-Passfurche endlich sind wieder die wunderbaren Quellen zu nennen, die den jungen Moränen auf der N-Seite des Kammes Piz dellas Blais-Crasta Mora entströmen.

γ) Piz Ot-Gruppe.

Hier sind meine Aufzeichnungen leider sehr unvollständig.

Eine bedeutende Quelle entströmt der Basis der Schutthalden, welche die E-Seite des Piz Padella umgürten, westlich Ariefa.

Von den nicht unansehnlichen Quellen des Sass Rönzöl-Bergsturzes war bereits kurz die Rede.

Die «Fontauna Fraida» am Wege zum Piz Ot tritt aus jungstadialer Moräne zutage, vielleicht bedingt durch die unmittelbare Nachbarschaft des Granituntergrundes, der nicht weit davon hervorsticht. Als eigentlicher Wassersammler dürften die etwas weiter westlich aufgelagerten rezenten Moränen zu betrachten sein, welche das Wasser der — heute (vgl. S. 25) allerdings nicht mehr perennierenden! — Firfelder westlich davon verschlucken und speichern. Daher auch die (im Namen ausgedrückte) Kälte der Quelle!

Auch die Quellen (gleichfalls aus Jungstadial-Moränen) der oberen Val Saluver befinden sich z. T. — nördlich P. 2732,5 — noch im Granitgebiet, z. T. aber — südöstlich Piz Saluver — im Bereich der Trias, wie die Sickerlöcher in der Nachbarschaft dartun. Es ist nicht ausgeschlossen, dass z. T. aus ihr die Wasserführung stammt.

b) Mineralquellen.

α) Diverse.

Als solche wurden auf der Karte einige bescheidene Quellen eingetragen, welche sich durch reichlichen Absatz von Fe-Hydroxyd und den charakteristischen Geschmack gelöster Fe-Salze zu erkennen geben. Es sind dies

1. Eine Quelle östlich Naz, aus einem kleinen Schuttkegel austretend; auf 200—300 l/min. geschätzt (14. August 1921). Sie steht bei den Bewohnern von Naz als heilkräftig in Ansehen. Über die Zusammensetzung ist meines Wissens nichts bekannt. Auf die Herkunft wirft indessen der Umstand ein Licht, dass anlässlich der Färbeversuche, die die Wege des vom Lai Palpuogna versickernden Wassers aufhellen sollten, auch diese Quelle gefärbt wurde (EUGSTER, 116, S. 307). Damit wird es überaus wahrscheinlich, dass der Mineralgehalt aus der Rauhackzone am N-Rande des Albulagranits stammt (welche bei Naz selbst nicht aufgeschlossen ist); die Quelle wird demnach voraussichtlich bei den Mg-Sulfat-Wässern einzuordnen sein.

2. Eine Quelle bei Las Palix (südlich Roffna), am Rande des Alluvialbodens aus Serpentin austretend.

3. Eine Gruppe kleiner Quellen auf der SE-Seite des auffallenden, rasenbekleideten Hügels, welcher dem Piz Nalar nordwestlich vorgelagert ist. Sie treten aus der dort anstehenden Rauh- wacke aus. Dass sie auch reichlich CaCO_3 gelöst enthalten, zeigt der starke Kalktuffabsatz des aus ihrer Vereinigung hervorgehenden Baches (ähnliche Tuffabsätze finden sich auch an anderen Bächen der gleichen Gegend).

4. Hiehin gehören auch die von GÜMBEL (46, S. 69) erwähnten Eisenhydroxyd abscheidenden Quellen auf der Terrasse von Alp Laret nördlich St. Moritz, die ebenfalls der triadischen Rauh- wacke entstammen.

All diese Quellen sind sicherlich rein vadosen, ja sogar ganz oberflächlichen Ursprungs. Ebenso ist dies der Fall bei einer weiteren, etwas andersartigen Quelle, welche sogar der Tätigkeit des Men- schen ihr Dasein verdankt:

5. Auf der Tinzener Ochsenalp (Cuolm da Bovs, 4,2 km östlich ob Roffna) entspringt aus den Halden des S. 141 erwähnten, aufgelassenen Bergwerks bei P. 2484 eine Quelle von höchstens ein paar Minutenlitern, welche bei den Einwohnern von Tinzen in hohem Ansehen steht wegen ihrer ge- radezu verblüffend abführenden Wirkung. Ihr Wasser enthält (NUSSBERGER, 130) neben FeSO_4 auch etwas CuSO_4 sowie freie Schwefelsäure. Die Herkunft dieser Bestandteile aus den verwitterten Kiesen ist ohne weiteres einleuchtend.

Obwohl jenseits der Grenzen des Kartengebiets gelegen, müssen hier doch noch die berühmtesten Quellen des Oberengadins kurz Erwähnung finden:

β) Die Eisensäuerlinge von St. Moritz.

Bezüglich ihrer chemischen und physikalischen Eigenschaften sowie ihres Auftretens sei auf die Literatur verwiesen (HUSEMANN, 26; GÜMBEL, 46; NUSSBERGER; CADISCH, 134; ALB. HEIM, 103, S. 815 f.). Die Frage ihrer Herkunft jedoch ist kurz zu diskutieren.

GÜMBEL fiel es bereits auf, dass ihre Zusammensetzung am besten auf eine Herkunft aus der be- nachbarten Trias zu deuten wäre. Da aber zu seiner Zeit noch niemand eine weitergehende Überdeckung derselben durch kristalline Gesteine anzunehmen wagte, hat er jene Vermutung ausdrücklich abgelehnt (46, S. 77). Erst ROTHPLETZ hat die Überdeckung erkannt und auch den angedeuteten Schluss ge- zogen (60): den Gehalt an Kalk-, Magnesium-, Eisen- und Mangankarbonaten führt er auf das vom Granit überfahrene «basale Kalkgebirge» zurück, die Sulfate, Chloride, das Bor, Brom und Jod auf marine Salze, die im Anstehenden längst ausgelaugt, in grösserer Tiefe jedoch noch erhalten geblieben seien; insbesondere sei zu erwarten, «dass die permischen¹⁾ Dolomite, die von Rauh- wacken und Gipslagern begleitet sind, reich an solchen Salzen gewesen sind, und in ihnen dürfen wir deshalb die Hauptliefe- ranten sehen». Die freie Kohlensäure aber sei magmatischen Ursprungs, eine postvulkanische Nach- wirkung der tertiären Basalt- und Serpentineruptionen. — Auch J. CADISCH (442, S. 40) lässt die meso- zoischen Schichtglieder, Lias und Trias, welche zwischen die kristallinen Deckenteile eingeschaltet sind, die Rolle des durchlässigen und mineralliefernden Horizontes spielen, welcher durch eine Kluft nach der Oberfläche Mineralwasser abgibt. Was für eine tektonische Stellung diesem Mesozoikum im spe- ziellen Falle zukommt, darauf geht CADISCH nicht ein; er betont nur ausdrücklich, dass eine Herkunft der Mineralstoffe aus dem penninischen Bündner Schiefer nicht unbedingt anzunehmen ist.

Den frappierendsten Punkt in ROTHPLETZ' Ausführungen bildet wohl die Behauptung, dass die Kohlensäure juvenilen Ursprungs sei. Immerhin darf man einen solchen, selbst wenn man den weit- gehenden Standpunkt von A. HARTMANN (451, S. 282) nicht teilt, nicht ohne weiteres ablehnen (man ver- gleiche dazu CADISCH, 134, S. 161 f.). Natürlich wird sie heute niemand mehr mit tertiären «Basalten» usw., die es im Engadin nicht gibt, in Beziehung bringen, sondern mit jungen Graniten, die sicherlich unter der ganzen alpinen Zentralzone in der Tiefe weit verbreitet sind. Darauf weist schon die Analogie mit älteren, tiefer denudierten Gebirgen. Das Bergeller Massiv als solches ist natürlich ebenfalls un- schuldig — ist es doch nur ein besonders hoch aufgedrungener Teil dieser jungen Granitmassen.

¹⁾ In Wirklichkeit triadischen!

Nicht die schlechteste Stütze für die juvenile Herkunft der Kohlensäure sind einige schwache Stellen der entgegenstehenden, von THEOBALD (13), G. NUSSBERGER (466), ALB. HEIM (103, S. 816) vertretenen Anschauung, wonach die Kohlensäure in Freiheit gesetzt wäre durch Schwefelsäure, entstanden bei der Oxydation von Pyrit unter Einwirkung sauerstoffbeladener Sickerwässer. An und für sich ist der Vorgang gewiss plausibel — solange man ihn wenigstens nur von der qualitativen Seite betrachtet. Überlegt man sich aber, was für eine Schwefelsäuremenge notwendig wäre, um die rund 2,5 ‰ CO₂ der St. Moritzer Quellen in Freiheit zu setzen, so kommt man ¹⁾ auf einen weit höheren Betrag als die Gesamtmenge nicht nur der in Sulfaten gebundenen SO₃, sondern aller gelösten Stoffe ausmacht. Es wäre also nur ein bescheidener Bruchteil der durch Oxydation von Pyrit entstandenen Schwefelsäure ²⁾, der mit dem Wasser zutage käme. Wo aber bliebe der viel grössere Rest? Dass er ausgefällt würde, ist nicht denkbar: Ba- oder Pb-Verbindungen stehen nicht zur Verfügung; und die vorhandenen Ca-, Mg- oder Fe-Karbonate sind selbst weit schwerer löslich als die betreffenden Sulfate. Trotzdem wiegen die ersteren unter den gelösten Stoffen beträchtlich vor! — Die andere schwache Stelle der Oxydationshypothese ist die Annahme, dass der im Wasser gelöste Sauerstoff — falls es sich wie in unserem Falle zum grösseren Teil um Schneeschmelzwasser handelt, ist seine Menge kaum besonders gross — bis in nennenswerte Tiefe gelangt; es wäre mindestens erst zu beweisen, dass er nicht schon in der humosen Oberflächenschicht zur Gänze verbraucht wird. In unserem Falle allerdings ist wohl anzunehmen (vgl. unten), dass wenigstens ein Teil des Wassers schon in der pflanzenarmen Hochregion versickert, wo es keine nennenswerte Humusdecke gibt; hier würde dieser Einwand also weniger ins Gewicht fallen.

Es spricht also immerhin manches dafür, dass die freie Kohlensäure der St. Moritzer Quellen juvenilen Ursprungs sein könnte ³⁾, wie dies GÜMBEL, ROTHPLETZ, HARTMANN annehmen und auch CADISCH nicht für ausgeschlossen hält.

Dass dies aber nur für die Kohlensäure, weder für das Wasser noch für den Grossteil ⁴⁾ der gelösten festen Stoffe gilt, zeigen folgende Tatsachen:

1. Die tiefe Temperatur der Quellen, welche mit rund 4,5—7° das St. Moritzer Jahresmittel (1,1°) nur wenig übersteigt.
2. Die von GÜMBEL (46, S. 79) erwähnten, leider meines Wissens niemals genauer verfolgten jahreszeitlichen Schwankungen der Schüttung, mit starkem Rückzug in der kalten Jahreszeit.
3. Die Art der gelösten Bestandteile, welche mit fast 100prozentiger Wahrscheinlichkeit auf eine Herkunft aus der Trias weist.

Ich nehme also mit ROTHPLETZ an, dass die gelösten Salze aus der Samadener Triaszone bzw. ihrer unterirdischen Fortsetzung stammen. Ich möchte aber noch weiter gehen und auch — mindestens teilweise — das Wasser der Quellen von dort herleiten, wo diese Trias — und zwar der normale Triasmantel der Err-Decke — an die Oberfläche austreicht. Wir wissen ja — z. B. aus den Erfahrungen beim Bau des Simplontunnels — wie weit solche zwischen weniger durchlässige Gesteine eingekleitete Kalk- bzw. Dolomitschichten die Wasser unterirdisch fortzuleiten vermögen. Ich möchte hier speziell hinweisen auf ein grosses Sickerloch in der Rauhacke nördlich Sass Corviglia, westlich P. 2732,5, das zu Schneeschmelzezeiten einen ganzen (später allerdings mehr oder minder versiegenden) Bach verschluckt, ohne dass am Gehänge unterhalb in Val Saluver eine entsprechende Quelle bekannt wäre. Es wäre wohl nützlich, dem Verbleib dieses Wassers mit Hilfe der Färbemethode nachzugehen; es erscheint mir durchaus nicht ausgeschlossen, dass dies zu wertvollen Feststellungen über den Wasserhaushalt der St. Moritzer Quellen führen wird.

¹⁾ Da 1 Gewichtsteil CO₂ äquivalent ist 1,8 Gewichtsteilen SO₃.

²⁾ Zumal ja von der bei dem Vorgang entstehenden Gesamtmenge nur die Hälfte frei und für Zersetzung von Carbonaten verfügbar wird; die andere Hälfte bleibt an Fe gebunden!

³⁾ Vgl. hierzu die ähnliche Ansicht von KOENIGSBERGER (258) bezüglich der Herkunft von CO₂ in alpinen Mineralklüften!

⁴⁾ Sobald natürlich für einen Bestandteil die Möglichkeit juveniler Herkunft besteht, lässt sie sich für weitere — oder wenigstens Anteile von weiteren — nicht grundsätzlich ausschliessen; womit nichts über die Wahrscheinlichkeit gesagt ist! Vgl. zu der Frage CADISCH, 442.

Ebenfalls von Bedeutung in dieser Hinsicht wäre die möglichst genaue Untersuchung der jahreszeitlichen Schwankungen und ihrer Beziehung zu Schneeschmelze, Niederschlägen und anderen klimatischen Faktoren.

Auf die Frage, wie tief das Wasser in die Erde eindringt, könnte man aus den Quelltemperaturen eine Antwort suchen. Die höchstemperierte der Quellen überschreitet das St. Moritzer Jahresmittel um rund 6°. Das würde also — normale geothermische Tiefenstufe vorausgesetzt — auf eine Tiefe von rund 200—250 m unter der Talsohle = 1600—1650 m Meereshöhe schliessen lassen. Das ist jedoch ein Minimalwert; denn einmal mischt sich kälteres Sickerwasser noch während des Aufstieges den Quellen bei (wie aus ihnen im einzelnen verschiedenen Temperaturen hervorgeht); und andererseits wissen wir (Simplontunnel!), dass reichlicher Zufluss vadoser Wässer die Geoisothermen hinabdrücken kann. Die Samadener Trias wird also unter St. Moritz in eher noch grösserer Tiefe zu suchen sein.

Zum Schluss doch ein Wort zur Frage der «Quellenspalte», die GÜMBEL annimmt und HEIM (103, S. 816) entschieden bestreitet, da nur aus der Existenz der Quellen auf sie geschlossen worden sei. Tatsächlich können diese aber das kristalline Gestein nicht ohne Mithilfe tektonischer Verletzungen durchdringen; und ihre Anordnung auf einer ungefähr dem Talverlauf folgenden Linie (GÜMBEL) spricht immerhin für eine einheitliche «Spalte» oder vielleicht besser Zerrüttungszone. Freilich muss man sich diese weder besonders tiefgreifend vorstellen (sie kann sehr wohl auf die Bernina-Decke beschränkt sein!) noch überhaupt ihre tektonische Bedeutung übertreiben: mit einem «Engadiner Grabenbruch» — der nicht existiert; vgl. II, S. 256 — hat sie bestimmt nichts zu tun.

Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine.

An solchen ist das Gestein auffallend arm.

Am bekanntesten sind die Manganerze von Parsettens und Val digl Platz, welche wiederholt, zuletzt während des zweiten Weltkrieges, ausgebeutet wurden; heute sind sie bis auf geringe Reste erschöpft. Vgl. darüber ARBENZ und TARNUZZER (111) und GEIGER (410 a), woselbst alles Wissenswerte mitgeteilt ist. Für künftige Zeiten ausserordentlichen Mangels können allenfalls noch die gleichartigen Vorkommen der obersten Valletta del Julier in Frage kommen; dort dürften sich günstigenfalls vielleicht auch ein paar hundert oder auch tausend Tonnen Erz herausholen lassen — freilich wird die unregelmässig linsenförmige Verteilung die Gewinnung schwierig machen und die ungünstige Verkehrslage und bedeutende Seehöhe — 2600—2800 m — die Kosten in die Höhe treiben. (Nach GEIGER würde es sich hier nur um unbedeutende Anflüge von Erz handeln. Damit scheinen mir diese Vorkommen aber doch zu gering eingeschätzt!)

Alle übrigen Mn-Vorkommen im Radiolarit — und er enthält solche ja fast überall; vgl. I, S. 221 — sind von vornherein als praktisch ganz bedeutungslos zu bezeichnen.

Bezüglich der Entstehung kommt GEIGER zu der gleichen Vorstellung, welche ich I, S. 222, schon als möglich angedeutet habe: Ausfällung aus dem Meerwasser, welchem das Mn durch die Ophiolith-Eruptionen zugeführt wurde.

Gleiches gilt von den ziemlich verbreiteten Pyritvorkommen. Auf der Tinzener Ochsenalp (Cuolm da Bovs; Bergwerkszeichen der Karte!) wurde ein solches im vorigen Jahrhundert einmal auf Kupfer auszubeuten versucht; «Mangel an berg- und hüttenmännischen Kenntnissen bezeichnete bei den Unternehmern und Dirigenten Anfang und Ende des Betriebes; weshalb auch letzteres kläglich ausfiel» (THEOBALD, 22, S. 48). Ich möchte allerdings vermuten, dass auch der kenntnisreichste Bergmann kein besseres Ergebnis erzielt haben würde — höchstens dass er Kraft und Geld an eine von vornherein so aussichtslose Sache gar nicht verschwendet hätte. — Am Abfall der Terrasse von Flix unter Salategnas (Bergwerkszeichen der Karte!) wurde der limonitische Verwitterungshut einer Pyritanreicherung im Serpentin einmal (wann?) auf Eisen abgebaut (THEOBALD, 22, S. 53). Auch dieses Vorkommen ist ohne jede Bedeutung.

Nicht besser steht es mit den Pyritquarziten, die am Piz d'Emmat Dadora und im Grevasalvas-kessel in Gesellschaft des Nair-Porphyroides auftreten (I, S. 137); wenn hier auch der Pyritgehalt lokal vielleicht hoch genug wäre, um eine Ausbeute zu lohnen, so halten die Anreicherungen doch kaum hinreichend weit aus. Von der transportmässig ungünstigen Lage ganz abgesehen!

Das Umgekehrte ist der Fall bei den pyritisierten Gesteinen im Gebiet Tschima da Flix-Piz Picuogl-Piz Traunterovas: hier handelt es sich um sehr ausgedehnte Massen, aber durchwegs nur ganz bescheidene Konzentrationen. Und selbst wenn eine Untersuchung ergeben sollte, dass der Pyrit einen entsprechenden Goldgehalt beherbergt — was ja vielleicht nicht ausser dem Bereich des Möglichen liegt —, selbst dann wird die Lage der Vorkommen, zu höchst im Hochgebirge, Gewinnung kaum in Frage kommen lassen.

Spuren von Cu-Erzen (Anflüge von Malachit) sind im Serpentin verhältnismässig verbreitet. Auch sie sind natürlich völlig bedeutungslos.

Von Nicht-Erzen findet sich Asbest da und dort im Serpentin — nirgends in Mengen, die an eine Gewinnung auch nur denken liessen.

Gips ist bei Samaden gelegentlich ausgebeutet worden. Auch die Vorkommen der Albula-Zone könnten, da z. T. in unmittelbarer Nachbarschaft der Strasse gelegen, allenfalls in Abbau genommen werden, wenn auch wohl nur für Bedarf in der Umgebung.

Die mannigfachen Gesteine des Gebiets finden derzeit kaum eine andere Verwendung als für Strassenbauzwecke, speziell als Schotter. So schön sich die farbenprächtigen Granite besonders des Julier-Massivs mit ihren grünen und rötlichen Feldspäten als Bau- oder Dekorationsstein ausnehmen würden — die reichliche und gewöhnlich so ganz unregelmässige tektonische Klüftung verbietet eine solche Verwendung. Und die verhältnismässig seltenen tektonisch geschonten Partien darin befinden sich meist in abbaumässig ungünstigster Lage auf hohen Gräten, z. B. Gipfelkamm der Crasta Spinas oder N-Grat des Piz Suvretta. — Schotterbrüche im Granit befinden sich z. B. an der Julierstrasse ob Silvaplana; ausserdem wird das Material der Schutthalden unter dem Piz-Lagrev-Stock verwendet.

Von Brüchen in anderen Gesteinen ist vor allem der grosse Steinbruch im dünnplattigen Maloja-Gneis an der Strasse nordöstlich vom Hotel Piz Longhin zu nennen. Der Abbau wird hier in neuerer Zeit recht energisch betrieben; von meiner ersten Anwesenheit (1910) bis zur letzten (1938) hat sich das Aussehen des Bruches gewaltig verändert, viele Zehntausende von Kubikmetern Gesteins sind verschwunden.

Sonst sind natürlich die Dolomite der Trias ein besonders beliebtes Schottermaterial. Wo sie an die Strassen herabkommen (S-Fuss des Piz Bardella; Crap da Chüern), werden sie für diesen Zweck gewonnen.

Ein nach Abschluss meiner Kartierung neu angelegter Steinbruch beutet den feinkörnigen Gabbro bei der Mündung von Val digl Plaz im Oberhalbstein aus; ein Gestein, das vermöge seiner Zähigkeit gewiss hervorragend für Schotterzwecke geeignet ist.

Gleiches möchte man auch von den anderen Gabbros, soweit sie nicht verschiefert sind, annehmen, z. B. von dem grobkörnigen Gestein von Marmorera. Diesem möchte man auch Verwendungsmöglichkeit als Bau- oder Dekorationsstein zutrauen; freilich wird die Gewinnung gut geformter Stücke angesichts der enormen Zähigkeit Schwierigkeiten bieten.

Zweifellos einen prächtigen Dekorationsstein (geschliffene Platten für Innenarchitektur) dürften die farbenprächtigen roten Liasbreccien liefern, von denen wenigstens ein Vorkommen — östlich vom Albulasee; I, S. 205 — dank unmittelbarer Strassennähe für einen Abbau in Frage kommt. Auch an die Blöcke des roten Lias-Krinoiden-Kalkes im St. Moritzer Bergsturz (I, S. 194) könnte man für gleiche Zwecke allenfalls denken.

Schieferplatten wurden, anscheinend in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts, am W-Grat des Piz d'Err gebrochen. Der Liasschiefer der Carungas-Decke liefert dort schöne ebenflächige Platten von bedeutenden Dimensionen. Die transportmässig unmögliche Lage des Bruches weitab von jeder Fahrgelegenheit in rund 2750 m Seehöhe (!) dürfte Ursache gewesen sein, dass er zum Erliegen kam (Näheres unbekannt).

Für lokalen Bedarf — zum Decken von Hüttdächern — werden die dünnplattigen Liaskalkschiefer der Margna-Decke in Blaunca, Buera usw. verwendet; ebenso gelegentlich Phyllite und dünngeschieferte Gneise der Maloja-Serie.

Ton wurde zeitweise aus den Alluvionen des alten Seebeckens von Weissenstein am Albulapass gewonnen.

Ebendort wurde auch Torf — der einzige (sub-)fossile Brennstoff des Gebietes — gelegentlich ausgebeutet. Dies geschieht in kleinem Umfange z. T. auch an anderen Orten (Buera, Plang Canfèr). Die Torfstecherei dürfte jedenfalls noch weiterer Ausdehnung fähig sein und manche der hochgelegenen Siedelungen von dem Bezug anderweitigen Brennstoffes ziemlich unabhängig zu machen in der Lage sein. Speziell die ausgedehnten Moorflächen der Flixer Terrasse dürften in dieser Hinsicht Aussichten bieten.
