

Südtiroler geomorphologische Studien.

Das mittlere Eisacktal.

Von

R. v. Klebelsberg.

Erster Teil.

Mit einer Profilkarte.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung	5
Orientirender Überblick des Gebietes	6

Erster Teil.

Die tieferen Tallagen.

I. Talbildung und Relief des Grundgebirges.

1. Die Eisackregion von Franzensfeste bis Brixen	8
Das Vorbecken von Franzensfeste. — Das Becken von Aicha. — Alter Ausgang des Beckens von Aicha. — Alte Eisackschlucht zwischen Brixner Klause und Vahrner See. — Die Vahrner Seen Furche. — Entstehung der Vahrner Seen. — Herausbildung des heutigen Eisackkaufs südlich der Franzensfeste. — Fortsetzung der Vahrner Seenfurche gegen Brixen. — Zusammenfassung.	
2. Die Rienzregion von Mühlbach bis Brixen	15
Das Rienzthal bei Mühlbach. — Das alte Rienzthal des Schabser Einschnitts. — Das Rienzthal südlich der Schleufe und das Becken von Rundl. — Alter Ausgang des Rundler Beckens gegen Schabs. — Das rezente Rienzthal von Rodeneck bis Brixen. — Zusammenfassung.	
3. Das vereinigte Eisack- und Rienzthal bis Klamm nördlich Klausen	23
Die Vereinigung von Eisack- und Rienzthal. — Das vereinigte Haupttal vom Hinterrigger bis Neustift. — Das Becken von Brixen. — Zusammenfassung.	
4. Ältere Talbodenreste	28
Ältere Talbodenreste im Gebiet von Franzensfeste. — Gesimse in der Gegend von Mühlbach. — Ältere Tal-	

bodenreste im Brixner Becken (Ostseite) nördlich der rezenten Rienzmündung. — Ältere Talbodenreste im Brixner Becken (Ostseite) südlich der rezenten Rienzmündung. — Epigenetische Seitentalmündungen. — Der untere Ausgang des Brixner Beckens. — Gesimse an der Westseite des Brixner Beckens. — Die Tschötscher Heide. — Höhere Gesimse im Brixner Becken. — Zusammenfassung.

II. Die akkumulativen Einlagerungen.

1. Das Akkumulationsgebiet zwischen Franzensfeste, Mühlbach und Brixen	42
a) Ablagerungen des Eisack	42
Akkumulationen bei Station Franzensfeste. — Das Gebiet von Platten-Aicha bis Vahrn-Neustift. — Das Gebiet von Vahrn und Neustift. — Fortsetzung gegen Brixen. — Die Schotterterrasse im Westen der Vahrner Seen Furche (Voitsberg-Salern-Prugger).	
b) Ablagerungen der Rienz	52
Akkumulationen im Gebiete von Mühlbach. — Die Ablagerungen im Schabser Einschnitt. — Die Ablagerungen im Rundler Becken. — Ablagerungen im rezenten Rienztal zwischen Rodeneck und Brixen. — Das Akkumulationsgebiet bei Schabs. — Die Aufschlüsse im Riggertal. — Das Gebiet um Neustift. — Fortsetzung gegen Brixen. — Zusammenfassung. Gemeinsame Beziehungen.	
2. Akkumulationen in der Gegend von Brixen	68
a) Die Schotterterrassen der westlichen Talseite	68
Das Gebiet zwischen Prugger und Burger. — Die anschließende Schotterterrasse Burger-Oberebner-Eder-Vischeider. — Das Gebiet südlich des Höllergrabens.	
b) Die entsprechenden Schotterrelikte an der Ostseite	71
Schotter von Stufels und Seeburg. — Das Gebiet Köstlan-Milland. — Die Schotter von Ratzötz-Riffnol. — Äquivalenz der Schotter im Osten und Westen des Eisacktales bei Brixen. — Die Schotterterrasse von Sarns. — Das Gebiet von Albeins. — Zusammenfassung. Gemeinsame Beziehungen.	
3. Ältere Akkumulationen in der Gegend von Brixen	77
a) An der Westseite des Eisacktales	77
Weißlahngebiet. — Spitalahngebiet. — Gebiet von St. Zyrill und der Höll. — Das Gebiet südlich des Höller Grabens.	

	Seite
— Übersicht des Akkumulationskomplexes im Westen von Brixen.	
b) An der Ostseite des Eisacktales Der Kitzlocher Graben. — Das Gebiet von Riffnol. — Das Gebiet Albeins-Mußberg. — Übersicht des Akkumulationskomplexes im Osten von Brixen. — Zusammenfassung über die akkumulativen Einlagerungen.	86
III. Übersicht und Deutung. Schluß.	
1. Voraussetzungen und allgemeine Gesichtspunkte . . . Glaziale Erosion und Übertiefung. — Studien über die Glazialerosion in Gebieten rezenter Gletscher. — Präglaziale Talvertiefung. — Alte Talbodenreste. — Talgliederung und Vergletscherung. — Die akkumulativen Einlagerungen.	94
2. Genetische Übersicht	105
3. Chronologische Übersicht	111
4. Literaturvergleich	114

(Zweiter Teil und Schluß folgt.)

Einleitung.

Penck und Brückner's grundlegendes Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ erleichtert heute dem Anfänger sehr wesentlich das Beginnen glazialgeologischer oder, was im Wesentlichen darauf hinausläuft, morphologischer Studien in den Alpen. Es gibt ihm Rahmen und Gesichtspunkte, ermöglicht den Anschluß von Lokaluntersuchungen an die Nachbargebiete und gestattet den Bezug auf das Gesamtbild der Alpen.

Die Täler Südtirols waren zwar z. T. schon früher Gegenstand glazialgeologischer Forschungen geworden; nun aber schlossen sich die Beobachtungen zu einem übersichtlichen Ganzen. Vielfach indes blieb die Kenntnis auf das Generelle beschränkt und für Spezialuntersuchungen ein reiches Arbeitsmaterial übrig. In einem besonderen Falle gilt dies für das Eisacktal.

Die vorliegende Arbeit, die das Ergebnis auf mehrere Jahre verteilter Studien ist, versucht, von detaillierten Terrainaufnahmen ausgehend, die Morphologie und Glazialgeologie des mittleren, wohl interessantesten Talabschnittes zu geben, und hat den Zweck, einen jener Bausteine zu liefern, die zum inneren Ausbau des Penck-Brückner'schen Werkes wünschenswert erscheinen.

Herrn Professor Brückner dankt der Verfasser für einige freundlichst gewährte Besprechungen.

Orientierender Überblick des Gebietes.

Aus dem breiten Sterzinger Becken (940 m) verengt sich das rezente Eisacktal rasch gegen Süden. Bei Mauls erfährt es noch vorübergehend infolge der Einmündung zweier Seitentäler eine geringe Erweiterung, um dann als die enge Schlucht der Sachsenklemme, tief und steilwandig in den „Brixner Granit“ eingeschnitten, gegen Franzensfeste (747 m) zu ziehen. Von Westen, aus den Sarntaler Alpen, mündet hier in steiler enger Waldschlucht das Flagger Tal und stufenmäßig das kleine Rioler Tälchen. In ungefähr gleichmäßigem Gefälle haben sich bisher Bach, Bahn und Straße knapp neben einander in der schmalen Talsohle durch das Defilée gewunden, nun auf einmal, südlich der Festung (765 m), öffnet sich ein breites, weitgedehntes Becken, aus einer düsteren Seitenschlucht treten wir sichtlich hinaus in ein ungleich größeres und tieferes Haupttal. Das steile östliche Granitgehänge, das uns bisher in NW.—SO. Streichen begleitet hat, tritt zurück und verläuft nach Osten, seine Böschung gegen den offenen Süden wendend; und als östliche Begrenzung des Haupttals sehen wir erst weit drüben die Flanke des Poseberges gegen Süden ziehen. In dieses Haupttal mündet das obere Eisacktal stufenförmig als Seitental, in tiefer Schlucht durchfließt der Fluß selbst die Mündungsstufe.

Das analoge Verhalten begegnet uns, wenn wir von Osten, aus dem Pustertale, kommen. Im engen Taleinschnitt der Rienz bei der Mühlbacher Klause (740 m) sind Bach, Straße und Bahn noch eng nebeneinander; die Fortsetzung des Tales führt ssw. über Mühlbach — hier mündet in steiler Waldschlucht aus den Zentralalpen das Valler Tal — in die Schabser Gegend (770 m) heraus und wieder stehen wir mit einem Male in der weiten Öffnung des Haupttales; das westliche Gebirge schwenkt ab, streicht zur Franzensfeste hinüber, und erst weit drüben begrenzt dann wieder die Böschung des Scheibenberges das

Haupttal in seinem Verlauf gegen Süden. Die Rienz selbst windet sich indes, weiter östlich bleibend, noch lange zwischen engen Felskulissen hindurch, nimmt aus der Mündungsklamm des Lüsner Tals die Lasanke auf, um erst bei Brixen aus enger Schlucht ins Eisacktal zu münden.

Der Grund des Haupttales ist ausgefüllt mit Geschiebmassen, unter denen erst seine wahre, d. h. felsige Sohle liegt. Auf der nach Süden abdachenden Schotteroberfläche senken sich die Verkehrswege aus den Nebentälern zur Tiefe von Brixen (560 m); bei Vahrn kommt eng und steil aus den Sarntaler Alpen das Schalderer Tal, daneben der kurze wilde Spilucker Graben.

Kleine niedere Gesimse begleiten die Tiefenlinie des Haupttales, während höher oben beiderseits ein breites reich besiedeltes Mittelgebirge, der Schmuck der Gegend, seinen Hängen entlang zieht. Runde sanfte Kuppen bilden die einfassenden Höhenzüge und verschneiden sich in weichen welligen Linien malerisch am südlichen Horizonte. Die Talsohle ist von wechselnder Breite, flach, soweit sich nicht Schuttkegel der Seitenbäche über sie legen, und zu unterst von steilen schrofigen Hängen eingesäumt, über die da und dort in Schluchten und kleinen Fällen die Gewässer des Mittelgebirges herabkommen. Ein größeres Seitental, Afers, mündet bei Albeins. In der Klamm (560 m) nördlich Klausen endigt dieses Talstück und geht in einen engeren Einschnitt über, der nur vor Klausen (523 m) noch eine Weitung erfährt, um dann immer mehr zu verdüstern.

Die Südgrenze des „Brixner Granits“ verläuft südlich der Franzensfeste gegen Schabs, das ganze Haupttal, von da ab bis zur Klamm bei Klausen, liegt im Quarzphyllit; es eignet sich daher sehr für morphologische Talstudien.

Erster Teil:

Die tieferen Tallagen.

I. Talbildung und Relief des Grundgebirges.

1. Die Eisackregion von Franzensfeste bis Brixen ¹⁾.

Im Grunde des engen steilwandigen Eisacktales bei der Station Franzensfeste (747 m) entblößt der Fluß die sonst verschüttete Felssohle (ca. 740 m), die vom Granit der umgebenden Hänge gebildet wird. Der Fluß selbst ist ein paar Meter tief in sie eingeschnitten. Nach Süden zu erweitert sich das Tal etwas bei Unterau, worauf die Felssohle entgegengesetzt der Abflußrichtung gegen SO. ansteigt und sich zu der schönen, den Talboden von Unterau und Station Franzensfeste prächtig überragenden Kuppe der Festung Franzensfeste (765 m) erhebt; es ist ein typischer Felsriegel, der sich quer vor den Ausgang des engen Tales legt, flußaufwärts flach absinkend, weiter vorn jäh zur Tiefe fallend; die mittleren Partien als Riegelberg erhöht, von seitlichen Ausschnitten begleitet. Die Oberfläche zeigt Gletscherschliffe. Der Einschnitt an der Ostseite reicht 100 m tief; im Grunde einer engen steilen Klamm durchfließt hier mit ausgeglichenem Gefälle der Eisack den Riegel, um ein Stück südlich davon in die tiefe, breite, flachsohlige Talbucht beim Steurerhofe (Wasserspiegel 657 m) hinauszutreten; zu derselben fällt die Riegelhöhe, bzw. ihre angeebene südliche Vorstufe (Exerzierplatz) mit einer steilen, z. T. von Geschieben bedeckten Böschung rasch ab. Die Felssohle des Tales liegt nunmehr, vom Fluß nicht unterschritten, in höchstens ca. 650 m, hat sich also auf kurzer Strecke gegenüber der Riegelhöhe um mehr als 100 m gesenkt (s. Prof. I—VI).

¹⁾ Als kartographische Grundlage dienen die Originalaufnahmen (1:25.000) zur österr. Spezialkarte 1:75.000 (Blätter Sterzing und Franzensfeste, Klausen). — Vgl. Profile I—XV.

Die Steurer Talbucht hält sich an ein noch viel größeres, im übrigen mit Geschieben erfülltes Felsbecken, das Becken von Aicha, und keilt aus, sobald an ihrem SO.-Ende der Eisack wieder in Fels tritt; es folgt dort auf die weite Lichtung wieder ein enger steilwandiger Durchbruch und der Fluß verläßt in Stromschnellen den früheren Talabschnitt, der hier von dem Felsporn des Ochsenbühels (800 m) begrenzt wird (Prof. VI, VII).

Das verschüttete Felsbecken von Aicha, dessen nachmals wieder freigewaschenen Teil die Steurer Talbucht vorstellt, breitet sich aus zwischen der Brixner Klause (w.; schöne Schliffe am Granit längs der Straße ober dem Wächterhaus Nr. 139), dem Riegel der Franzensfeste (n.) und dem in den Ochsenbühel vorspringenden Spingesser Berg (ö. und sö.). Den Minimalbetrag der Beckentiefe gibt der Wasserspiegel des Eisack (657 m) an, der jedoch noch nicht unmittelbar, sondern mit Geröllzwischenlagen über der Felssohle liegt. Der Ochsenbühel (800 m) springt vom Spingesser Berg gegen SSW. vor; rückwärts, an der Stelle, wo ihn der Tunnel der Pustertaler Bahn durchsetzt, ist er vom anschließenden höheren Gehänge leicht abgeschnürt; an seiner Westflanke lagert bis über die Straße hinauf die Geschiebemasse von Aicha, analog verhält sich die Ostseite, nur die Höhe des Rückens ist zum guten Teil frei und zeigt den Fels (Quarzphyllit im Granitkontakt) in prächtiger Weise geschliffen; seiner ganzen Form nach ist der Ochsenbühel ein typischer Rundhöcker. Sein SSW. fortstreichender Felsporn übersetzt den rezenten Eisacklauf, von ihm am Ausgang der Steurer-Talbucht schluchtartig durchbrochen, läßt sich dann am rechten Ufer, allmählich erniedrigt, in gleicher Richtung noch ein Stück weiter verfolgen, oberseits geschliffen und zugerundet, bis nahe an das Dynamitmagazin (708 m) herau, um dort in ca. 700 m Höhe spurlos unter der Schutt- und Vegetationsdecke zu verschwinden. An dem Gehänge zwischen Platten und dem Eisackdurchbruch am Ochsenbühel fehlt jedes Anzeichen von anstehendem Fels und so auch entlang der Bahnlinie über den Vahrner See hinab bis in die Gegend von Vahrn. Überall sehen wir hier nur — bei Platten bis zum Eisack-

spiegel hinab — die gewaltige Geschiebemasse des Aichaer Beckens. Der Vorsprung vom Ochsenbühel nach SSW. erweist sich dadurch als eine schmale Felsrippe von der Bedeutung einer einstigen Talscheide (zwischen Eisack und Rienz). Östlich von ihr stehen wir bereits in der von Mühlbach herziehenden Öffnung des Pustertals, während westlich der Felsrippe, zwischen ihr und dem Scheibenberggehänge, unter den Geschiebemassen ein altes Eisacktal begraben liegt (Prof. VIII).

Ein anderer verlassener Lauf des Eisack ist etwas höher am Fuße des Scheibenberges in seinen Spuren auf uns gekommen. Knapp südlich der Brixner Klause durchsetzt, nur zum Teil noch offen, eine Schlucht den stufenförmigen Felsensockel (♠ 823) des Scheibenberges, die nicht anders gedeutet werden kann denn als ehemalige Durchbruchstelle des Eisack; viel auffallender als an der Brixner Klause ist die Schlucht südseitig jenes Sockels, im nordwestlichen Winkel des Vahrner-(Ober-)Sees (695 m), ausgeprägt, als steilwandige Klamm, bis zu 30 m tief in den Granit eingeschnitten, nur an der Sohle größtenteils verschüttet; ihr felsiger Boden liegt mutmaßlich in einem ähnlichen Niveau wie der Vahrner-(Ober-)See; die Seitenwände zeigen zwar keine deutlichen Spuren der Wasserpassage, aber das darf bei der brüchigen Beschaffenheit des Granits nicht wunder nehmen; denken wir uns den Schutt entfernt und noch die Wassermassen hindurchrauschen, so ist das Bild ganz ähnlich der heutigen Eisackschlucht unter der Franzensfeste; so steil und eng aneinander steigen die Felswände empor und auch dort lassen sie in höheren Partien keine Strudeltöpfe oder dgl. mehr erkennen.

Genau in der Verlängerung dieser alten Eisackschlucht — ohne daraus mit Sicherheit auf einen ursprünglichen Zusammenhang schließen zu lassen — liegt die Tiefenlinie des Vahrner (Ober-)Sees und daran südwärts anschließend eine ausgeprägte nunmehr fast ganz trocken gelegte Terrainfurche, die entlang der Eisenbahnlinie in sanftem Gefälle hinab zur Haltestelle Vahrn und in weiterer Fortsetzung, immer mehr verflachend, bis knapp an Brixen heranzieht; ihr östlicher Hang liegt von

Anfang an in den Geschieben, die wir vorhin (S. 122) als in ein altes Eisacktal eingelagert erkannten; am nördlichen Beginn der Furche ist zwischen ihnen und dem Felshang des Scheibenberg-Sockels (— 823), im nordöstlichen Winkel des Sees, an der Stelle, wo die Eisenbahnlinie an ihn herantritt, ein Einschnitt ausgenommen, der, heute vom Bahndamm verlegt, als ehemalige Eingangspforte des Eisackwassers in Betracht kommt. Das rechte (westliche) Gehänge der Furche wird zunächst, dem nördlichen Teile des Vahrner (Ober-) Sees entlang, von den geschliffenen Felslehnen (Phyllit im Granitkontakt) des Scheibenberges gebildet, dann, schon am unteren Ende des Sees, beim Ober-Seeber-Hof, tritt auch diese Seite ganz in Akkumulationsmaterial; und zwar, wie später (II. 1, a) gezeigt werden soll, solches von gleicher Zusammensetzung und ähnlichem Aufbau wie das der linken Seite. Die Furche ist also in die Geschiebemasse eingesenkt und daher relativ junger Entstehung; sie stammt aus einer Zeit, wo in ein älteres tieferes Eisacktal (entlang dem Felssporn des Ochsenbühels) schon die ganzen mächtigen Schottermassen eingelagert waren und besaß wahrscheinlich nur kurze Funktionsdauer, da sie nun schon wieder längst verlassen ist; über ihr Verhältnis zu der Felschlucht im Scheibenbergsockel läßt sich vorderhand nur aussagen, daß letztere bei der bedeutend höheren Lage ihres Oberlandes vermutlich schon praeexistiert hat (vgl. I. 4). Die Vertiefung der Vahrner-Seen-Furche gegenüber der Geschiebeoberfläche im Bereich des Dynamit- und Pulvermagazins beträgt ungetähr 20—30 m (Prof. VIII, IX).

Die Kenntnis des temporären Eisacklaufes in der Richtung des Vahrner (Ober-) Sees erklärt nebst einer Reihe weiterer Eigentümlichkeiten des südlich anschließenden Gebietes insbesondere die Entstehung der Vahrner Seen. Heute gibt es nur mehr deren einen; er heißt noch der Obersee und das Gehöft an seinem Süden der Oberseeber-Hof. Etwas weiter südlich zwischen dem Vahrner Badl (ca. 670 m) — daneben der Unterseeber — und dem Bahnschranken beim Ehrenreicher Hof (kurz nördlich der Haltestelle Vahrn) existierte noch vor

einem guten Menschenalter ein zweiter, der Untere See, der erst gelegentlich des Bahnbaues völlig verschwand und heute nur mehr durch nasse plane Wiesen mit torfigem Grunde angedeutet wird (im Torf Hölzer und andere Reste von heute in der Gegend verbreiteten Gewächsen). Die Brennerbahn umzieht der Seeboden an seinem Westrande. Auch der Obere See fristet nur mehr ein kärgliches Dasein, als seichte, größtenteils versumpfte Lache mit ganz unzureichender Speisung durch die spärlichen Wässer des Scheibenbergs; auf seinem Grunde sieht man Rollblöcke von Granit, an der Westseite auch Gehäugeschutt. Das Seengebiet ist oberirdisch abflußlos, entwässert sich aber unterirdisch ins Riggertal, wo beim Vorderriggerhofe (619 m) ein Abfluß zum Vorschein kommt, stark genug, um ein Mühlrad zu treiben. Die Volkssage läßt den Obersee mit dem Untersee zusammen gegangen haben, was, wohl unbewußt, insoferne stimmt, als einstmals Eisackwasser hier durchströmte. Die letzte Ursache der Seenbildung ist deutlich wahrzunehmen. Am Süden des Unteren Sees lagert ein großer alter Schuttkegel, der aus dem westlich mündenden steilen und schuttreichen Spilucker Graben stammt und zweifellos den Unteren See aufgestaut hat. Dieselbe Rolle spielt für den Oberen See etwas südlich vom Ober-Seeber-Hof ein kleinerer Schuttkegel aus dem Sammelgebiete mehrerer Runsen an dem brüchigen Gehänge des Scheibenbergs.

In weiterer Folge können diese Aufstauungen dazu beigetragen haben, daß der Eisack später die Vahrner Seenfurche wieder verließ und seine heutige Richtung einschlug; andernfalls kann der Fluß auch subjektiv seinen Lauf geändert haben, indem er sich, wie es bei einem unreifen Flußbett eine gewöhnliche Erscheinung ist, durch Akkumulation selbst den alten Weg verlegte und in eine neue Direktion wandte; gerade in einem so unfertigen Terrain, wie wir uns die Schotterlandschaft von Aicha nach ihrer Aufschüttung vorzustellen haben, wird der Fluß, in einzelne Arme aufgelöst, lange unentschieden hin und her pendeln — jedes Hochwasser mit seiner gesteigerten Geröllführung schafft Änderungen —, bis die Gesamtmasse des Wassers

einem einheitlichen und für längere Zeit definitiven Bett folgt. Schon an dem Riegel der Franzensfeste findet sich die Spur einer zweiten Durchbruchstelle des Eisack in Form der kleinen Einschneidung westlich der Festung, da, wo heute die Militär-Haltestelle (744 m) liegt. Der rezente Eisacklauf nun weicht in der Gegend von Platten aus den besprochenen älteren Südrichtungen gegen SO. ab und tritt in das Schottergebiet südlich Schabs über, sich vorzeitig mit dem alten Rienzlaufe (vgl. I. 2, 3) vereinigend; hier traf er ein Schotterbecken, wo er sich wie in jenem von Aicha leicht in die Tiefe arbeiten konnte; die retrograd fortschreitende Erosion schnitt dann die vorangehenden Felshindernisse entzwei; so entstand als epigenetischer Überflußdurchbruch das Defilée am Ochsenbühel und die tiefe enge Schlucht bei der Franzensfeste (hohe Eisenbahnbrücke). Die südliche Felsspitze des Ochsenbühelvorsprungs wurde dabei zum Inselberg, als welcher sie aber wegen der Schuttumhüllung nicht hervortritt. Wo das Flußbett in die Schotterbecken zu liegen kam, ist es hingegen breit und offen (Prof. VIII, IX).

Das alte verschüttete Eisacktal längs des Ochsenbühelsporns und das rezente epigenetische treffen sich in der Gegend des Hinterrigger-Hofes wieder; genau ist die Stelle nicht zu ermitteln, doch hier ungefähr keilt der Ochsenbühelsporn aus und treten die Eisackschotter, welche das alte Tal erfüllen, an den rezenten Flußlauf heran. Fortan decken sich die beiden Tiefenlinien, die verschüttete und die rezente, der Richtung nach und im Gebiete Neustift-Vahrn-Brixen kommt neben der rezenten Talung (Riggertal), von einem kurzen epigenetischen Stück nördlich Neustift (vgl. I. 3) abgesehen, nur noch die Fortsetzung der Vahrner Seenfurche in Betracht, die im Verhältnis zu den beiden ersteren ein mittleres Alter besitzt.

Wir haben dieselbe vom Oberen See bis zur Bahnhaltestelle Vahrn verfolgt. Das Gefälle war vor Aufstauung der Seen ein annähernd gleichmäßiges. Kurz nördlich der Haltestelle greift, wie wir sahen, der Spilucker Schuttkegel ein und an ihn schließt südlich, eng damit verbunden, das große Delta des Schalderer Baches an. Beide zusammen verdecken die Sohle

der Vahrner Seenfurche; zunächst bleibt deren östliche Einfassung zwar noch scharf ausgeprägt in Form eines 15 m hohen von den Eisackgeschieben gebildeten Hanges, wenig weiter südlich aber, beim Grießerhof, wird die Furche von dem Schuttkegelmaterial überdämmt und fast ohne anzusteigen wandelt man nach Neustift, an den rezenten Eisacklauf, hinüber; hier haben demnach die Gewässer des Schalderer und Spilucker Tals, sowie jene der Vahrner Seenfurche selbst temporär den trennenden Schuttrücken überschritten (vgl. II. 1). Südlich des Grießer Hofes tritt die Furche bald wieder deutlich hervor, es folgt ihr der rezente Lauf des Schalderer Baches (damit vereint der Spilucker Bach), bis er ihre rasch erniedrigte ostseitige Lehne südostwärts quert und in den Eisack mündet (kurz nördlich der Straßengabel beim Löwenwirthshaus); von da ab nach Süden verläuft sie im Westen einer nur mehr ganz sanften Bodenschwelle, jedoch immerhin deutlich vom Eisack getrennt; noch in historischen Zeiten folgte ihr auf diesem Wege der Schalderer Bach, dessen ehemaliges Bett der Ravin des alten Sträßchens von Vahrn nach der Kachlerau (bei Brixen) und weiterhin der Graben vom Vinzentinum zum Hotel Elefant vorstellt; ein Zweig des Schalderer Baches fließt hier auch gegenwärtig noch, zur Wiesenbewässerung dienend, bis vor die Tore Brixens und künstlichen Eingriffen wäre die Ablenkung des ganzen Baches in diese Richtung ein Leichtes; umgekehrt bietet auch die natürliche Verlegung des Rinnsals aus der alten in die heutige Richtung keine Schwierigkeit für die Erklärung; wahrscheinlich gab eigene Akkumulation dazu den Anlaß. — In den weiten angeebneten Alluvionen der Wiesen beim Vinzentinum verschwinden die letzten Andeutungen der Vahrner Seenfurche (Prof. X—XV).

Wir haben damit die Verhältnisse in der Taltiefe von Franzensfeste bis Brixen kennen gelernt, soweit als sie den Eisack allein angehen. Ehe wir die gleiche Betrachtungsweise auf die Rienzregion anwenden, seien die Hauptergebnisse kurz zusammengestellt:

Auf das seichte Vorbecken von Station Franzensfeste-Unterau und den Riegel der Festung Franzensfeste folgt das stark vertiefte Becken von Aicha, das mit Geschiebmassen erfüllt und nachher nur zum Teil (Steurer-Talbuch) wieder freigewaschen wurde. Der alte Ausgang des Beckens verlief dem SSW. streichenden Vorsprung des Ochsenbühels entlang und blieb unter den Geschieben begraben; in deren Oberfläche schnitt sich westseitig ein temporäres Eisackbett ein, in dem nachmals durch laterale Akkumulation die Vahrner Seen aufgestaut wurden (Vahrner Seenfurche). Eine alte Eisackschlucht durchsetzt ferner den Felssockel des Scheibenbergs nächst der Brixner Klause. Rezent verläßt der Eisack das Becken von Aicha südostwärts in epigenetischem Durchbruch des Ochsenbühelvorsprungs, worauf er in die alte Rienzregion südlich Schabs tritt und in der Gegend des Hinterrigger Hofes wieder mit dem alten Ausgang des Aichaer Beckens zusammentrifft.

2. Die Rienzregion von Mühlbach bis Brixen¹⁾.

Das Weichbild von Mühlbach beginnt an der Mühlbacher Klause. Das Rienztal stellt dort einen einförmigen engen Taleinschnitt vor mit schmalen flachem Sohlenstreifen, auf dem an die Südseite gelehnt ohne wesentliche Unterscheidung der Bach fließt (Wasserspiegel ca. 735 m), und steilen ungliederten Hängen, beiderseits im Granit. Das Relief des Talgrundes wird meist gebildet von Geschieben, die die felsige Talsohle verdecken; nur nächst der Mündung des Eiterbaches fließt die Rienz unmittelbar über Felsschwellen. Gegen Mühlbach hin erweitert sich der Talgrund allmählich. Unterhalb der Eisenbahnstation kommt bei der Rodenecker („Burkert“) Brücke die Felssohle in ähnlicher Tiefe (ca. 735 m) zum Vorschein wie in der Mühlbacher Klause, wobei sie vom rezenten Rienzlauf etwas unterschritten wird; sie beschreibt zwischen

¹⁾ Vgl. Profile IIa—VIa, VII—XV.

beiden Punkten vermutlich ein flaches (Vor-) Becken. Weiter flußabwärts, unterhalb der eine Unterbrechung schaffenden Valler Talmündung, nimmt der Betrag der rein fluviatilen Unterscheidung rasch zu, der Bach fließt in der Tiefe eines engen, steilen Einschnitts (Granit) — schon kaum 1 km südlich Mühlbach liegt der Wasserspiegel bereits in 666 m Höhe —, während der eigentliche, breitere, felsige Talboden höher am Gehänge abschneidet; seine Ermittlung stößt mitunter auf Schwierigkeiten, weil das Profil infolge winkelausfüllender Geschiebmassen stellenweise ganz konform verläuft; an anderen Stellen aber, besonders weiter talabwärts, sind die Geschiebe zum teil fortgewaschen und da tritt jener dann deutlich hervor in Form eines oberseits flachen oder relativ mäßig geneigten Gesimses, das sich in einiger Höhe (ca. 50 m) über dem Bach, vorwiegend an dessen rechtem Ufer, stufenartig abhebt; eine ausgeprägte breite Stufe am östlichen Gehänge, beim Linerhof (ca. 740 m), die ihre Fortsetzung findet in der des Pianatscherhofes (748 m), liegt etwas zu hoch, als daß man sie mit Sicherheit dem rechtsufrigen Gesimse äquivalent setzen könnte. Knapp nördlich der Schleuße des Brixner Elektrizitätswerkes (östlich unter dem Putzerhof) schneidet das Rienztal den Granit-Schiefer-Kontakt; südlich davon erscheint das Gesimse wieder, nun aber bloß 30—20 m über dem Fluß; in ausgezeichneter Weise bildet es weiterhin die Basis beträchtlicher Geschiebeablagerungen (vgl. II. 1, b) und zieht in kaum unterbrochenem Verbände mit von 20 bis 40 m zunehmender Überhöhung der allmählich tiefer einschneidenden Rienz bis zur breiten Talöffnung des Beckens von Rundl, wo auch korrespondierende Bildungen des linken Ufers auftreten (Prof. IIa—VIa).

Vorher interessiert aber das genauere Verhalten des rechten Gehänges beim Granit-Schieferkontakt zwischen dem Putzerhof (oben; ca. 760 m) und der Schleuße (unten; ca. 660 m). Während nämlich bis dahin die Geschiebmassen nur als seitliche Anlagerungen an dem zweifellos dahinter liegenden Felsgehänge erscheinen, letzteres auch vielfach offen zu Tage kommt, läßt es beim Putzerhof, tiefstens von dem beschriebenen Gesimse

30 m über der Rienz an nach oben, eine Lücke frei; die Gesschiebe (vgl. auch II. 1, b) erfüllen dieselbe bis auf ca. 760 m und setzen unverändert südsüdwestwärts, entlang der Puster-taler-Bahnlinie, in den sogenannten Schabser Einschnitt — zwischen Stiefler- und Kaiserbühel — fort, durch den sie schließlich bis an den heutigen Eisacklauf südwestlich Schabs vor-dringen: es liegt ein altes verschüttetes Rienzthal vor, das aus der Gegend von Mühlbach durch den Schabser Ein-schnitt an die Ostseite des Ochsenbühels hinüberführte und sich dann beim Hinterrigger Hofe (vgl. I. 1 und 3) mit dem alten Eisackthal vereinigte (Prof. VIa).

Der Ausgangspunkt für die nähere Untersuchung dieser Verhältnisse liegt beim Putzerhof (ca. 760 m). Hier divergieren Eisenbahn und Straße einerseits, der heutige Lauf der Rienz andererseits. Die Rienz (666 m) biegt in ihrem tiefen Ein-schnitt südöstlich gegen Rodeneck hinüber; Straße und Bahn hingegen behalten ungefähr die frühere Richtung bei und treten in ein auffälliges ssw. streichendes Trockental, den Schabser Einschnitt, ein. Der Verlauf der Kommunikationen markiert das alte verschüttete Rienzthal. Das rechte Ufer der Rienz wird hier, wie wir gesehen, zuunterst vom anstehenden Gestein gebildet; darüber folgen dann an dem sehr steilen Hange Dolomitengerölle führende, häufig konglomerierte Schotter, die sich — tobelförmig ausgewaschen — bis zur Bahnlinie hinaufziehen, wo sie das ganze oberseits flache Terrain beim Putzerhof und dem Wächterhaus Nr. 293 zusammensetzen, ohne bis dahin irgend eine Spur des Grundgebirges zum Vorschein kommen zu lassen; erst ein Stück weiter westlich und oberhalb tritt dasselbe (Granit) am Abhang des Spingesser Berges, z. T. in Rundhöckern und mit Schiffen, hervor. Beim Wächterhaus 293 setzen die Schotter in den Schabser Einschnitt fort und bilden dessen oberflächliche Basis; der Einschnitt trennt mit einer lichten Öffnung von in der Höhe ca. 500 m, 80 m am Grunde, die isolierte runde Schieferkuppe des ostseitigen Stiefler Bühels (868 m) von den ebenso sanften Granitbuckeln (841 m), die westlich der Eisenbahn dem Spingesser Berg

(Kaiser Bühel 1011 m) vorgelagert sind, ist also selektiv an der Gesteinsgrenze eingeschnitten; seine Länge mißt bis zur Straßenteilung bei Schabs ungefähr 600 m; die Sohle lag vor dem Bahnbau im Niveau der Straße (ca. 770 m), der Schienenstrang setzt rund 10 m tiefer durch und liegt dabei noch ganz im Konglomerat. Die seitliche Einfassung des ganzen Einschnitts und seiner Schottereinlagerung liefert der anstehende Fels der beiderseitigen Höhen. Der Granit (n.) tritt gegenüber dem Wächterhaus 293 hart an die Straße heran mit einer ca. 8 m hohen Wand, die deutliche Spuren fluviatiler Schleifung und Auswaschung zeigt; auch am andern Ende des Einschnitts ist er gleich seitlich der Straße aufgeschlossen (kleiner Bruch); der Quarzphyllit (s.) kommt gleichfalls mehrfach zum Vorschein, wenn schon andernteils die konglomerierten Schotter an ihm bis zu 20 m über dem Bahnplanum ansteigen (kl. Aufschlüsse). Das letztere gibt den minimalen Tiefenbetrag des Einschnitts an (756 m); zweifellos aber reicht derselbe im Grundgebirge tiefer, maximal in ein Niveau, das einerseits (flußaufwärts) dem Felsgesimse (rund 700 m) am rechten Rienzufer entspricht, andererseits mit der Tatsache rechnet, daß an der Ausmündung des Einschnitts südwestlich von Schabs bis zur Tiefe des rezenten Eisackbetts (640 m) kein anstehender Fels zu Tage kommt. Das wirkliche Zutreffen einer solch maximalen Tiefe läßt sich nicht wahrscheinlich machen, weil die ausgebildete felsige Talsohle der Mühlbacher Gegend, die durch jenes Gesimse vorgestellt wird, ihre Fortsetzung gegen Rundl hin nimmt und kaum gleichzeitig nach zwei Richtungen verlaufen sein kann. Die alte dem Schabser Einschnitt zu grunde liegende Rienzentalung hat mit anderen Worten schwerlich den ausgebildeten felsigen Talboden fortgesetzt, den wir in der Mühlbacher Gegend bei ca. 735 m Höhe gefunden haben, sondern ist wahrscheinlich eine höher basierte Furche (vgl. I. 4, II. 1 b); der Richtung und petrographischen Lage des Rienztales nächst Mühlbach aber bleibt dieselbe getreuer als das Tal gegen Rundl. Vom Ausgange des Einschnitts bei Schabs zieht das nordwestliche Felsgehänge vom Fuße des Kaiserbühels in einer prä-

tigen Flucht von Gletscherschliffen über die Töll an den Ochsenbühel hinüber, in schönster Weise die Flanke der alten Pustertalmündung markierend.

Kehren wir nun zurück in das Rienztal zwischen der Schleuße des Brixner Elektrizitätswerkes und Rundl. Das rechtsufrige Felsgesimse, welches uns dort die ausgebildete vom Fluß unterschrittene Talsohle vorstellt, ist in Wirklichkeit wesentlich breiter, als es im Profil hervortritt, in dem sein bergseitiger Rand von mächtigen Geschiebemassen verdeckt wird, die die höhere Felsböschung erst hoch oben unter dem Gipfel des Stiefler Bühels (868 m) zum Vorschein kommen lassen (Quarzphyllit mit einem schönen dioritischen Intrusivgang; prächtig geschliffene Oberfläche). Das Gesimse erreicht seine größte Breite in der flachen Oberseite eines vom Stiefler Bühel stark nach Osten vorspringenden Felssporn und findet hier ein ausgezeichnetes Äquivalent am linken Rienzufer, wo bis dahin sicher korrespondierende Bildungen fehlen, in dem Absatze beim Haidnerhof (700 m); dazwischen durch fließt die Rienz, hier die größte Tiefe (ca. 40 m) der Unterschneidungsrinne gewinnend. Rasch, fast stufenmäßig, senkt sich nun die Felssohle des Tales am linken Ufer — rechts folgt eine Prallstelle — und gegenüber dem Maschinenhause des Elektrizitätswerkes (ca. 640 m) taucht sie vollends unter die Geschiebe des rezenten absoluten Talbodens; zugleich treten die Seitenwandungen der früher engen düsteren Schlucht auseinander (und lassen einer relativ breiten Talbucht Raum, die ebenso wie zum vorangehenden, so auch zum folgenden Talstück ganz im Gegensatz steht: das Becken von Rundl (Prof. VIa).

Das Rundler Becken erstreckt sich mit einer lichten Öffnung von basal ca. 200 m maximal fast 1 km lang von Haiden im Norden bis zu den Viumser Abhängen im Süden; seine tiefsten Lagen, beim Maschinenhaus, werden oberflächlich noch von Geschieben eingenommen, die eine genauere Tiefenbestimmung verhindern; der Fluß (ca. 640 m) legt hier den Felsgrund nicht bloß. Nach Süden zu hebt sich die Felssohle wieder hervor und schon bei der Rundler Brücke (651 m) wird sie vom Fluß

mehrere Meter tief schluchtartig unterschritten; in anfangs gleichbleibender, später etwas zunehmender Überhöhung zieht sie sich dann noch ein Stück weit als schönes waldfreies Gesimse in den südöstlichen Winkel der Talbucht fort bis unter den Vorsprung (867 m) von Schloß Rodeneck, um dort im engen Einschnitt auszustreichen¹⁾.

Die absolute (terrainmäßige) Tiefe der Bucht schwankt wegen der wechselnden Mächtigkeit der akkumulativen Einlagerungen, die an der Südwestseite terrassenförmig (Erosionsterassen) zum Hofe Rundl (ca. 720 m) ansteigen. Die Umgrenzung des Beckens besorgt im Osten durchaus der stellenweise nur verschüttete Felsabhang des Rodenecker Plateaus (rund 900 m), das beim Schloß Rodeneck in dem erwähnten Felssporn gegen SSW. vortritt, der dann vom rezenten Riental südöstlich der Rundler Brücke in einer auffällig nach Ost, ja sogar ONO. gerichteten Schlucht durchbrochen wird. Im rechten Winkel zur östlichen Einfassung verläuft südseitig das steile, von oberflächlicher Geschiebebedeckung abgesehen, felsige Gehänge des Maulwalds (unter Viums); wo dasselbe in die Nordrichtung übergeht, setzt der anstehende Fels, zuletzt in einer verborgenen Rippe südlich Rundl aufgeschlossen, aus, um erst wieder (geschliffen) am Gipfel des Stiefler Bühels (868 m) zum Vorschein zu kommen; in der Tiefe rücken die nördlichen Felsaufschlüsse zwar näher gegen Rundl heran — sie beginnen gleich nördlich über dem Elektrizitätswerk —, trotzdem aber bleibt hier auch basal im Felsgehänge eine Lücke frei, die ebenso wie die viel breitere höhere Öffnung (zwischen Viumser Höhen und Stiefler Bühel) von Geschieben eingenommen wird, welche in gleicher Zusammensetzung und entsprechender Lagerung bis an den rezenten Eisacklauf südwestlich von Schabs durchziehen.

¹⁾ Die Übertiefung des Rundler Beckens wird ausgenützt von dem Stollen des Elektrizitätswerkes der Stadt Brixen, der von der Schleuße an wenig unter dem Niveau des Gesimses den Stiefler Bühel-Vorsprung durchsetzt und in die Höhe des Beckens hinaus führt, um hier das Wasser nach dessen Tiefe niederstürzen zu lassen.

Auch in der Richtung von Rundl her trifft man im Schabser Gebiete nirgends anstehenden Fels bis hinunter zum Wasserspiegel des Eisack, es herrschen ausschließlich Geschiebe; dieselben erfüllen hier eine zweite alte Rienzta lung, die heute morphologisch noch durch die flache Senke angedeutet wird, über die der Weg von Rundl nach Schabs führt; es ist der alte Ausgang des Rundler Beckens, durch den sich hier das Rienzta l nach Westen hin mit dem Eisackta l verband. Die Verlegung des Rienzlaufs in die neue, rezente Südostichtung wurde durch die Verschüttung veranlaßt, die bis über 800 m Meereshöhe reichte; von der Oberfläche dieses weiten Schotterfeldes mußte sich die Rienz aufs neue in die Tiefe graben und sie fand dabei den alten Weg nicht wieder. Die Ablenkung an sich können verschiedene Faktoren bewirkt haben, vielleicht objektiv Abflüsse des höheren Berggehänges, die dessen Fuß entlang vorarbeiteten; wesentlich ist hiebei jedenfalls, daß das Rundler Becken schon zur Zeit seiner Einschotterung eine Verbindung in der Richtung des heutigen Rienztales südlich Rodeneck besaß; das beweisen die dolomitengeröllereichen Geschiebeablagerungen, die sich an den Hängen des letzteren, besonders in der Ausbuchtung östlich unter Elvas, beobachten lassen (vgl. II. 1 b); auch zeigen Gesimse in geringer Höhe über dem Fluß, daß das Ta l der Rienz hier nicht etwa eine ganz junge Furche, sondern nur eben als Rienzta l epigenetisch ist.

Diese Gesimse setzen ein gleich südlich des Vorsprunges von Schloß Rodeneck, wo zwischen Gifen und Spisses der wilde Lochertal-Graben herabkommt; hier fallen unterhalb Spisses und nordwestlich der Lüsner Fraktion Kreuz am linken Ufer der Rienz in geringer Höhe (ca. 50 m) über dem Wasserspiegel einzelne kleine Stufenbildungen auf, die südlich der Mündung des Lüsner Baches (Lasanke) in der Tiefe des engen, schluchtartigen Rienztales gegen Brixen hin eine korrespondierende Fortsetzung finden in Form eines fortlaufenden schmalen Gesimses, das bis in die Brixner Gegend zu verfolgen ist; am Fuße des sogenannten Wetzstein (nördlich vom Kirchenbach) tritt es ins Niveau des Lüsner Fahrweges und streicht dann in

die gegenüber dem Spiegel der Rienz (567 m) wie des Eisack (561 m) sehr schön ausgeprägte Stufenfläche von Plabach (ca. 630 m; vgl. I. 4) aus. Auch am rechten Ufer, das im allgemeinen noch steiler und schrofiger ist, sind im entsprechenden Niveau ein Stück nördlich von Plabach ein paar kleine Absätze erhalten, auf deren einem unterhalb Elvas ein mächtiges Schotterlager aufruht (vgl. II. 1 b). Der Gesimseboden zeigt sich mehrfach (z. B. am Wetzstein) geschliffen und mit moränenartigem Geschiebe bedeckt; verbindet man ihn profilmäßig mit den höheren Steilhängen, so resultiert ein typisch trogförmiger Querschnitt, der namentlich im perspektivischen Blick von Norden (Rodeneck) deutlich in die Augen fällt (Prof. VII—XV). Zum Ausgleich der Mündungsstufe gegenüber dem Eisack wurde der Trogboden unterschritten und so in das schon älter (durch Seitengewässer, besonders den Lüsner Bach) angelegte Tal eine jüngere Furche gezogen, die sich bei Brixen gleichsöhlig mit der des Eisack vereinigt. Dem Alter dieser Unterschneidungsfurche entspricht die Funktionsdauer des Tales als Rienztal, während als solches die verschütteten Ausgänge im Gebiete von Schabs sicher älter sind; wie sich aber die beiden letzteren zu einander verhalten, ist schwer zu unterscheiden; die Beobachtungen schlossen es zwar nicht aus, daß sie gleichsöhlig wären, jedoch ist dies nicht wahrscheinlich und liegt vermutlich die Sohle des Schabser Einschnitts doch höher. Das Altersverhältnis wird indes auch damit nicht bestimmt (vgl. I. 4, II. 1 b). Nach Einfüllung der Geschiebemassen wurden sie beide vorübergehend vom Wasser gespült, wodurch ihre heutige teilweise Öffnung entstand.

Die wichtigste Tatsache, die sich aus dem Studium des tieferen Rienztales ergeben hat, ist dessen alte Ausmündung in die Gegend von Schabs; und zwar führen zwei verschüttete alte Talungen aus dem Gebiete von Mühlbach dahin; die eine, engere, direkt durch den Schabser Einschnitt, die andere, weitere erst in das Becken von Rundl, das gegenüber der ausgebildeten felsigen Talsoble bei Mühlbach bedeutend vertieft ist, und dann aus ihm im Süden des Stiefler Büchel vorbei nach Westen. Der

Durchbruch beim Schloß Rodeneck hingegen und das heutige Rienztal von da südwärts ist als solches eine epigenetische Bildung, wobei der Fluß, ähnlich wie von Mühlbach bis Rundl, die Sohle eines präexistierenden Tales unterschneidet, um gleichsöhlrig und mit ausgeglichnem Gefälle bei Brixen in den Eisack zu münden.

3. Das vereinigte Eisack- und Rienztal bis Klamm nördlich Klausen ¹⁾.

Der Zusammenfluß von Eisack und Rienz wird heute bei Brixen vollzogen. Hier nimmt das rezente Tal der Rienz ein Ende, indem es als ganz ungleichwertige, schluchtartige Seitenfurche in das viel breitere Tal des Eisack mündet, obwohl der Vergleich der Wassermengen beider Flüsse viel eher dem umgekehrten Verhältnis entspräche und in dem Gestein der beiden Flußbetten kein Unterschied besteht. Das Rienztal ist eben auf der Strecke von Rodeneck bis Brixen als solches epigenetisch und die Vereinigungsstelle beider Täler lag früher anderswo. Schon die Volksmeinung kennzeichnet das, indem sie das Pustertal, d. h. das angestammte Tal der Rienz, ganz allgemein erst zwischen Schabs und Mühlbach beginnen läßt und die Rienzschlucht von Brixen bis Rodeneck nicht dazugehörig betrachtet; so auffällig ist der epigenetische Charakter der heutigen Rienzmundung in der Natur ausgeprägt. In instruktiver Weise meiden sie auch von altersher die Verkehrswege, indem sie dort aus dem Pustertale austreten, wo dasselbe in der geologischen Vergangenheit seinen Ausgang nahm: in der Gegend von Schabs.

Daraus erklärt sich das ungleiche Verhältnis der beiden Täler an der Stelle ihrer heutigen Vereinigung; das rezente Eisacktal von Schabs bis dahin stellt genetisch schon Eisack- und Rienztal zusammen vor und die Rienz vereinigt sich bei

¹⁾ Vgl. Profile VIII—XXIII.

Brixen nicht mit einem selbständigen anderen Tal, sondern betritt hier nur wieder die Talfurche, die sie einst selbst schaffen half. Pustertal (Mühlbach) und oberes Eisacktal (Franzensfeste) hingegen repräsentieren im Prinzipie genetisch äquivalente Nebentäler, die gemeinsam schon von der Schabser Gegend an das Haupttal von Brixen liefern, während der rezente Rienzlauf ob seiner Epigenese als Nebental dieses Haupttales erscheint.

Die Vereinigung der beiden Täler erfolgte also in verschiedenen Zeiten verschieden. Es kommt noch der temporäre Eisacklauf durch die Vahrner Seenfurche hinzu, der sich — im Prinzipie vom heutigen Zustand wenig abweichend — bei Brixen mit der Rienz verband, die damals schon ihre rezente Richtung eingeschlagen hatte; dieses Stadium spielte indes seitens des Eisack vorwiegend in den Akkumulationen und ließ das Grundgebirge ziemlich unberührt, so daß der heutigen Brixner Vereinigung der beiden Täler im wesentlichen nur die eine ältere südlich Schabs gegenübersteht.

Der SSW. streichende Felssporn des Ochsen Bühels springt dort in den Winkel des ehemaligen Zusammenflusses vor. Die Geschiebemasse (vgl. II. 1 a), die im Westen von ihm die Tiefenlinie verschüttet, stellt nach ihrer Herkunft geradezu den Eisack selbst vor und dasselbe gilt von den Dolomitengeröllreichen Schottern im Osten hinsichtlich der Rienz. Das Südende des Sporns liegt unter den beiderseitigen Akkumulationen begraben; der Fehler wird aber gering sein, wenn man es dort annimmt, wo die Eisackschotter gegen jene der Rienz hin abschneiden, d. i. in der Gegend des Hinterriggerhofes (ca. 640 m); nur epigenetisch — wie wir gesehen haben — bricht der rezente Eisack schon ein Stück nördlich des Hinterrigger durch den Felszug des Sporns, während hier, nach den Schottern und der ganzen Orientierung zu urteilen, die Talöffnung östlich des Sporns genetisch noch der Rienz angehört. Der Ochsenbühel-sporn, der erst beim Hinterrigger endigt, ist also in klarer Weise die Grenzscheide zwischen den alten Erosions- und Akkumulationsbereichen von Eisack und Rienz (vgl. Prof. VII—IX).

Die felsige Sohle der alten Zusammenmündung ist verschüttet, sie liegt also höchstens im Niveau von ca. 640 m, wahrscheinlich aber um einiges tiefer. Auch für das südlich zunächst anschließende Haupttalstück läßt sich nur nach dem Maßstabe der Wiederauswaschung der eingelagerten Akkumulationen längs des rezenten Eisacklaufs ein Minimal-Tiefenbetrag (ca. 600 m ü. M.) angeben, der felsige Boden des Tales kommt nirgends zum Vorschein; die seitlichen Felsgehänge fallen weit auseinander unter die Geschiebemassen ein, sie sind im Westen erst jenseits der Vahrner Seenfurche (Scheibenberg), im Osten entlang der Straße Schabs-Neustift zuletzt aufgeschlossen; dem oberflächlichen Befunde nach hat man zwischen ihnen einen tiefen, breiten Taltrog anzunehmen, unvergleichlich breiter als die heutige Öffnung in der Tiefe, i. e. das sogenannte Riggertal, das nur gerade die nachmals vom Eisack wieder freigewaschene Furche in den eingelagerten Schottern vorstellt. Etwas weiter südlich, zwischen Voderrigger und Neustift hat sich der rezente Eisack epigenetisch in den Westabhang eines vom östlichen Gebirge her vorspringenden Felsböckers eingeschnitten, während das alte Haupttal (Eisack + Rienz) erst westlich davon zu liegen kommt und verschüttet blieb; seine felsige Sohle kommt also auch da nicht zum Vorschein; im Norden und Süden umgreift es den Vorsprung und lagern sich die Schotter ebenso wie an der Westseite an ihn an; der Fluß fand hier augenscheinlich die alte Tiefenlinie nicht wieder. Das epigenetische Talstück ist von kurzer Dauer; es handelt sich nur um den Durchbruch einer Felsrippe — es fällt deren flache Abstufung ca. 90 m über dem Fluß auf —, südlich deren der Eisack wieder in die unverschmälerte, schottererfüllte alte Haupttalöffnung hinaustritt, in der er hier die breite Bucht von Neustift (590 m) freigewaschen hat; der landschaftliche Gegensatz zwischen der engen düsteren Schlucht, die, neu geschaffen, in Fels gegraben ist, und den weit offenen Talgebieten südlich und nördlich davon, die lediglich wieder aus den Schottern gespült sind, ist sehr charakteristisch (Prof. IX—XI).

Weiter nach Süden hin deckt sich die heutige Talöffnung im großen ganzen mit dem alten Haupttal, so wie es vor Einlagerung der Geschiebemassen bestand, nur daß die felsige Sohle auch da unter den Akkumulationen begraben liegt; während letztere aber im bisher betrachteten Haupttalabschnitt noch über dem Spiegel des Eisack in solcher Mächtigkeit erhalten blieben, daß sie die Parallelfurche der Vahrner Seen mit 60 m Vertikalabstand davon trennen — durch das Tiefereinschneiden des Eisack wurde dieselbe abgezapft und unterirdisch entwässert — erheben sie sich nunmehr, von randlichen, an die Talwand gelehnten Resten (vgl. II. 1, 2) abgesehen, nur noch zu einer ganz unbedeutenden Bodenschwelle, kaum 20 m über dem Grundwasserspiegel; beim Vincentinum nördlich Brixen verschwindet auch die letztere vollständig; Vahrner Seenfurche und rezente Eisackmulde verfließen (Prof. XI—XV). Dadurch erlangt das rezente Haupttal bis zu seiner absoluten, d. h. terrainmäßigen Tiefe im Wesentlichen den Öffnungsbetrag des älteren, aus dem Grundgebirge erodierten und das Becken von Brixen, das nach der Morphologie der Felsoberfläche, sowie rücksichtlich der höheren Tallagen schon am Ochsenbühel beginnt, tritt nun frei in die Erscheinung.

Die wahre Form und Tiefe des Brixner Beckens freilich, so wie es nämlich im Grundgebirge besteht, wird durch die Gerölleinlagerung verhüllt. Es sind keinerlei sichere Daten darüber vorhanden, daß der Boden des Beckens je erbohrt worden wäre, und man kann nur aus den Verhältnissen am unteren Ende des Beckens auf dessen Form und Tiefe schließen. Dort — bei Klamm nördlich Klausen — kommt der Beckenboden nach Art eines Cuvettenrandes als Abhang einer leichten Felsschwelle hervor, die selbst die absolute Terrainoberfläche des Beckeninnern merklich überragt; der Vergleich von deren Depression (ca. 540 m bei der Albeinser Eisenbahnbrücke) mit der Höhe jenes unteren Grenzriegels (560 m) ergibt einen Minimalbetrag der Beckentiefe, welcher letztere aber zweifellos viel beträchtlicher ist¹⁾. Und sowie sich bei Klamm die felsige,

¹⁾ Neuere praktische Erfahrungen in anderen Gebieten, z. B. der Einbruch beim Bau des Lötschberg-Tunnels, haben gelehrt, wie über-

geschliffene Sohle sanft über das flußaufwärts anschließende Beckeninnere hervorhebt, das Längsprofil des Tales also flußabwärts in konkaver Kurve ansteigt, so treten dort auch die, im allgemeinen trogartig-steilen, Seitenwandungen des Beckens — sehr instruktiv die Perspektive von Krakofl bei Brixen —, eng aneinander und das ganze langgestreckte und weit geöffnete Brixner Becken spitzt sich auch im Querprofile aus (Prof. XV—XXIII). In der Gegend von Albeins erfährt es noch durch die Mündung des Aferer Tals und die Seitenerosion der Gewässer an der Theisser und Veltturner Leite eine Ausweitung, südlich davon aber, unterhalb Schrambach, schließt sich der Gehängezirkus rasch und bei Klamm kommen sich die Talflanken am nächsten. Für den Fluß bot die Erhöhung des unteren Beckenrandes ein Hindernis, das anfangs zur Aufstauung der Akkumulationen beigetragen haben wird, dann aber unterschritten wurde; die Klamm östlich des Weilers, in der der Eisack heute die Felsschwelle passiert (ihm entlang führt auch die Eisenbahn), gab der Gegend den Namen; in wesentlich engerer Taltiefe strömt er nachher rascheren Gefälles gegen Klausen zu. Ein älteres Rinnsal von geringerem Unterschneidungsbetrag verläuft westlich der Kapelle und wird von der Reichsstraße benützt (Prof. XXIII).

Das vereinigte Eisack- und Rienztal der Gegend von Brixen zeigt, seitlich erweitert, basal vertieft, die Form eines langgestreckten, im Verlauf etwas gewundenen Beckens. Dasselbe reicht der Morphologie der Felsoberfläche nach weit über das engere Gebiet von Brixen hinaus. Es beginnt im Norden an dem in den alten Vereinigungswinkel von Rienz und Eisack, beim Hinterrigger, vorspringenden Ochsenbühel, indem es hier seitliche Ausläufer, das Becken von Aicha im NW., jenes von Rundl im NO. in die Öffnungen der Stammtäler entsendet, worauf dann ein stufenförmiger Anstieg in die kleinen Vorbecken (Franzensfeste, Mühlbach) der letzteren selbst überführt.

raschend tief (bis zu mehreren 100 m) die Alpentäler verschüttet sein können.

Der felsige Beckenboden ist verschüttet und kommt erst bei Klamm nördlich Klausen wieder zum Vorschein, wo ein beträchtlich aufragender Felsriegel im Verein mit rascher Querschnittsvermälnerung das südliche Ende des Beckens bezeichnet.

4. Ältere Talbodenreste.

Wir haben bisher von der tiefsten ausgebildeten Felssohle und ihrer allfälligen fluviatilen Unterschneidung gesprochen. Eine Reihe korrespondierender Felsabsätze und Profilknicke in etwas höherem Niveau lehrt deutlich das Vorhandensein älterer, höherer Talbodenreste. Sie setzen ein im Gebiete von Franzensfeste. Schon am Nordende der Stationsanlage ist ca. 15 m über dem Eisackspiegel ein schwach abgestufter Felsvorsprung (ca. 760 m) bemerkbar, der beim Bahnbau zum Teil fortgesprengt wurde; deutlicher hebt sich in korrespondierender Höhe am linken Ufer gegenüber der Station ein sanfter geneigtes Profilstück vom höheren steileren Gehänge ab, um mit wieder stärkerer Böschung bei der Eisackbrücke zu fußen. Unklare Andeutungen folgen in einigen Sockeln längs der Bahnlinie von da südwärts zur Festung Franzensfeste, wo dann die Felsstufe der oberen Festung (ca. 810 m) in prächtiger Weise einen alten Talbodenrand markiert, indem sie sich in einem schön ausgeprägten, schwach ansteigenden Gesimse über der Brixner Klause vorbei bis zu jener weithin sichtbaren Plattform ϕ 823 am Fuße des Scheibenbergs fortsetzt, die wir bereits kennen gelernt haben (vgl. I. 1); hier endigt das Gesimse mit raschem Abfall nach Süden, zum Vahrner (Ober-) See. Der ältere Talboden hat demnach im Gebiete von Franzensfeste ein ähnliches flaches Vorbecken beschrieben, wie die tiefste ausgebildete Felssohle, nur reichte dasselbe weiter vor als das der letzteren und folgte die dem Becken von Aicha entsprechende Vertiefung erst ein Stück weiter südlich (südlich ϕ 823). Die alte Eisackschlucht aber, die, wie schon

dargetan (vgl. I. 1), den Sockel ϕ 823 vom Scheibenberg trennt, erkennen wir nunmehr als eingesenkt in diesen älteren höheren Talboden und es liegt sehr nahe, in ihr ein Analogon zur rezenten Eisackschlucht bei der Festung Franzensfeste zu sehen (Prof. III—VII).

Ein ausgezeichnetes Äquivalent finden die geschilderten alten Sohlenreste der Westseite östlich des Eisack am Ochsenbühel; dessen Kammlinie liefert in ca. 800 m Höhe einen markanten, fast horizontal verlaufenden Absatz gegenüber dem höheren wie tieferen Gehänge und zwar vom Tunnel der Pustertaler Bahn an vor bis zum Punkt (Sp. K.) 800 oberhalb der Straße Aicha-Schabs; die flache Felsoberfläche trägt wie auch bei ϕ 823 Schliche und Rundbuckel und fällt ebenso wie dort rasch gegen Süden ab (Prof. VII).

Minder ausgeprägt sind entsprechende Gesimsebildungen im angrenzenden Pustertal; links der Rienz ist hier zwar beim Liner- (ca. 740 m) und Planatscher-Hofe (748 m) eine deutliche Stufe wahrnehmbar, allein sie liegt etwas zu tief, um mit den Talbodenresten der Gegend von Franzensfeste parallelisiert zu werden. Am ehesten entsprechen soweit als felsig die flachen Gehängepartien, die von der Stöckl-Vater-Kapelle (813 m) bei Mühlbach in ca. 800 m Höhe gegen den Putzerhof herabziehen; im Verhältnis zu ihnen wäre für die alte Talung des Schabser Einschnitts eine ähnliche Rolle plausibel, wie sie sehr wahrscheinlich die Trockenschlucht nördlich des Vahrner (Ober-) Sees seitens des Eisack gespielt hat (Prof. Va, VIa).

Im Becken von Brixen begegnen uns die Reste jenes älteren Talbodens zunächst an dem schon hervorgehobenen Felssporn (vgl. I. 3) nördlich Neustift; dessen geschliffene Oberseite beschreibt ca. 80—90 m über dem Wasserspiegel (595 m) des rezenten Eisack eine deutliche Profilstufe, in deren bergseitigem Winkel, beim Staudenmaurer-Hofe, die Reichsstraße Schabs-Neustift verläuft (Prof. X). Korrespondierende Gesimse führen weiter südlich über Neustift vorbei der östlichen Tallehne entlang (z. B. bei Hofstatt 620 m) und treten dann stärker hervor

am Abfalle des Kranebitter Berges¹⁾ bei Brixen selbst (Prof. XII—XV). Am besten ausgeprägt ist hier die Stufenlandschaft beim Jaufner Hof (632 m) und wenig unterhalb der Seeburg (648 m). Damit gelangen wir in den Bereich der rezenten Rienzmündung.

Der markante Felsabsatz (ca. 620 m) unterhalb Seeburg beansprucht besonderes Interesse, weil in ihn bzw. sein unmittelbares Äquivalent am linken Rienzufer (Plabach), jenes Gesimse ausläuft, das wir im epigenetischen Rienztal aus der Gegend von Rodeneck her verfolgt haben: unsere alten Talbodenreste im Brixner Becken sind gleichsöhlilig mit der ausgebildeten Felssohle im Tale zwischen Rodeneck und Brixen, und sowie letztere von der rezenten Rienz unterschritten wird, so schneidet sich diese um den gleichen Betrag (ca. 70 m) auch in das Gesimse ein, das, von Seeburg nach Plabach übersetzend, den alten Haupttalboden repräsentiert. Die beiderseits der Rienz stehen gebliebenen Sockel entsprechen sich in evidenten Weise, schluchtartig, mit steilen Wänden bricht der Fluß dazwischen durch. Während also das Brixner Becken unter den alten Talboden vertieft wurde, blieb die Entwicklung im Seitentale zurück und mußte sich der Fluß erst nachmals zum Ausgleich des Gefälles in die Tiefe sägen: die Stufenmündung ward fluviatil unterschritten.

An die Mündung der dem epigenetischen Rienzlauf zu Grunde liegenden Nebentalung schließt sich die seitliche Aus-

¹⁾ Im genaueren betrachtet steigt das Kranebitter Gehänge nördlich Brixen geradezu treppenförmig an: auf einem untersten Absatz stehen die Villen Edelweiß und Lugeck (ca. 600 m); 20 m höher springt die Bergkante in einem Niveau flach vor, dem etwas weiter nördlich das Gesimse von Friedheim entspricht; wenig oberhalb liegt der ebene Boden des Jaufner (632 m), der sich weit nach Norden verfolgen läßt, am Wetterkrenz nördlich des Spitaler vorbei bis unter Elvas hin; endlich liefert eine noch um ca. 20—30 m höhere Stufe das Plateau unmittelbar über Krakof, das sich in einem rasch schmaler werdenden flachen Gehängestreifen nach Norden hin bald verliert. Alle diese Teilgesimse entbehren größerer Konstanz und keilen früher oder später aus, so daß es angezeigt ist, ein mittleres und gut entwickeltes, das beim Jaufner, als leitend zu nehmen.

buchtung des Brixner Beckens bei Unterdrittl und Köstlan (Brauerei).

Die Stufe von Plabach (ca. 620 m), die nach dem Gesagten dem alten Haupttalboden und der tiefsten ausgebildeten Nebentalsohle gemeinsam ist, zieht sich einerseits ein Stück in der Höhe der Rienzschlucht hinein, bis zur Wallfahrtskapelle (635 m) am Lüsner Weg, und findet andererseits im Haupttale ihre Fortsetzung kurz südlich in der wenig höheren Felsbildung des Ansitzes Trunt (634 m), die gegen den Eisack zu mit steilem Abfall unter den Schuttkegel von Köstlan (Brauerei) taucht.

Die Truntner Höhe verlängert sich südwärts in einen isolierten kleinen Felsrücken, der am Fuß des höheren Gehänges entlang zieht und von diesem durch ein seichtes Trockentälchen getrennt wird; letzteres stellt eine alte SW. verlaufende Rinne des heute zwischen Trunt und Plabach nach NW. abfließenden Truntner Baches vor; die Ablenkung in die neue, kürzere Richtung erscheint durch die spätere Vertiefung des Brixner Beckens bewirkt.

Der Truntner Felsrücken führt in das etwas niedrigere ausgedehnte Stufengebiet beim Köstlaner Keller über, in das auch jenes Trockentälchen ausläuft. Hier ist der alte Boden des Brixner Beckens wohl am schönsten erhalten geblieben (Prof. XVI); das östliche Talgehänge biegt an dieser Stelle aus der Mündungsbucht der rezenten Rienztalung wieder in die Parallele des Haupttales um. Die Stufe des Köstlaner Keller (608 m) springt als breiter flacher Fußabsatz von dem steilen höheren Felsgehänge des St. Andräer Berges ins breite Haupttal vor und fällt an ihrem Westrande mit jäher Felsböschung ca. 30 m tief zu den geebneten Alluvionen (557 m) am linken Eisackufer ab¹⁾.

¹⁾ Die Überhöhung des bergseitigen Stufenteiles (beim Keller selbst und südlich davon) beträgt mehr, bis über 50 m, während der talseitige Rand eine ca. 15 m tiefere Vorstufe bildet, auf der die Brixner Schießstätte liegt. Der obere Teil der Stufenfläche macht deren Hauptbetrag aus und liegt unmittelbar am Fuß des darüber sehr rasch und gleichmäßig ansteigenden Gebirges; die ebenen oder buckeligen und stellen-

Nach kurzer Längserstreckung schneidet die Köstlaner Stufenlandschaft nördlich des Millander Missionshauses an dem Mündungsbereiche des Kitzlocher Grabens ab, indem ihre prächtig geschliffene Südböschung unter dessen breiten Schuttkegel taucht. Die laterale Erosions- und Akkumulationssphäre schafft nun eine Lücke im Zuge der älteren Talbodenreste. An einer Stelle jedoch ist ein solcher erhalten geblieben, im Zepher Bühel (619 m) am Südausgange des Dorfes Milland. Als auffallender isolierter Hügel ragt derselbe aus der südlichen Hälfte des Schuttkegels auf, von dessen Geschieben förmlich umbrandet, und korrespondiert mit seiner flachen Höhe vorzüglich mit der Stufensohle vom Köstlaner Keller; an der Ost- und Südostseite erweist er sich als Erhebung des anstehenden Phyllits, während ihm talseitig Schotter anlagern (vgl. II. 2 b). Der Hügel wurde berg- und seitwärts durch die Erosion des Kitzlocher Baches isoliert infolge divergierenden Wasserlaufes, sei es nun daß gleichzeitig oder stadiär neben der heutigen nordwestlichen Abflußrichtung ein Südwestabfluß fungierte; letzterer schnitt an der Südseite des Zepher Bühels¹⁾ eine ca. 10 m tiefe Furche

weise rückfälligen Waldböden verraten eine geschliffene Felsunterlage und auch die Schrofen des höheren Gehänges tragen zerstreute Schlifspuren. Die Schuttbedeckung der Stufe besitzt nur unbedeutendes Ausmaß. Die südliche Randpartie der Stufe wird von einer Art Felswall gebildet, den ein Trockentälchen vom übrigen Stufenbereich abtrennt; dasselbe streicht mit allmählichem Gefälle von SO. gegen die Schießstätte und mündet dort in die erwähnte randliche Vorstufe aus; der Felswall kehrt ihm im Gegensatz zur schön geschliffenen Außenseite schroffe Innenpartien (ca. 6 m hoch) zu. Es handelt sich wohl um die ehemalige Abflußrinne eines der zerstreuten Gewässer des St. Andräer-Gehänges, die heute weiter südlich, beim Millander Missionshaus, herabkommen.

¹⁾ Der Zepher Bühel spielte die Rolle eines Flutenzerteilers; nördlich und südlich von ihm erodierte der Wildbach den Fels und schüttete dann gewaltige Schuttmassen auf. Das im Frieden ganz zahme Bächlein ist noch in historischen Zeiten gefahrdrohend gekommen und läßt auch für heute die Vorstellung einer Gabelung der Wassermassen ohne Schwierigkeit zu, wobei dieselben von dem Ausmündungspunkte des Kitzlocher Grabens (b. d. Millander Kirche) weg nicht dem künstlichen Bett durch die Mitte der Schuttkegelwölbung, sondern deren tieferen Einfassungslinien im Süden und Norden folgen würden; Bewässerungskanäle bezeichnen diesen Weg.

— heute trocken — ein und trennte ihn so von seiner korrespondierenden Südfortsetzung, der Stufe von Ratzötz (Prof. XVII).

Die Ratzötzer Stufenlandschaft, die durch den Zepher Bühel mit jener von Köstlan verbunden wird, bricht an ihrem Nordende in fast genau übereinstimmendem Niveau zur Trockenfurche südlich des Bühels ab; sie setzt hier als deutlicher flacher Felsabsatz am Fuße des höher ansteigenden Berggehänges ein, nach Westen rasch unter die Akkumulationen des Haupttales versinkend, meist unter Bildung einer Abfallskante¹⁾ (Prof. XVIII).

Südlich von Ratzötz tritt das Berggehänge etwas zurück und läßt einer über Sarns hinaus bis zum Vorsprung nördlich Albeins reichenden seitlichen Erosionsbucht Raum; eine Reihe lateraler Gerinne gab hier den Anlaß zu einer leichten Ausweitung des Haupttales (Prof. XIX). In diesem Gebiete fehlen ältere Talreste; ein kleiner Felsabsatz in ca. 660 m ssö. ober Sarns besitzt nur ganz lokale Ausbildung. Allgemeine Bedeutung kommt

¹⁾ Letztere ist besonders schön ausgeprägt oberhalb der Feldhütte nw. von Ratzötz. — Im Genaueren besteht die Ratzötzer Stufenlandschaft treppenförmig aus einer Anzahl von Teilstufen; deren unterste liefert obige Abfallskante; wenige Meter darüber folgt lokal ein zweiter Stufenstreifen; höher erhebt sich, durch laterale Erosion isoliert, der Felsbühel des Ansitzes Ratzötz selbst (640 m); nach weiteren 15—20 m Ansteigens nnö. trifft man endlich ein vierten Gehängeknick in Form eines schönen fast sählig entwickelten, gegen 40 m breiten Felsgesimses, das nördlich am Kitzlocher Erosionsbereich abschneidet und südwärts noch an der Felsrippe ssö. des Ansitzes eine Andeutung findet. Für sich betrachtet, besitzen die höheren Stufen dieser Treppe rein lokalen Charakter und nur die unterste paßt in das Niveau unserer sonstigen alten Talbodenreste. — Die Felsrippe ssö. ober Ratzötz verdankt ihre Entstehung einer ähnlichen, nur steileren Abflußdichotomie wie der Zepher Bühel; sie ist nicht ein Scheiderücken zwischen zwei zusammenmündenden Gräben, sondern zwischen den nach unten divergierenden Ästen eines höher oben einheitlichen Grabens (Riffnoler Graben), mit dem Gabelpunkt beim Gasteiger Hofe; von da führt die eine Runse unter Ablagerung eines steilen Schuttkegels wnw. direkt gegen Ratzötz hinab, während die andere wsw. verläuft und erst ein Stück südlich Ratzötz ausmündet. Den untersten, isolierten Teil der Felsrippe stellt der Hülgel von Ratzötz selbst vor.

erst wieder der flachen Abstufung des Felsvorsprunges kurz vor Albeins zu (Prof. XX); der Fahrweg von Sarns nach Albeins führt dort auf der Fläche (ca. 610 m) eines deutlichen, wenn auch schmalen Gesimses und der ganze Sporn überhaupt ist im Verhältnis zum höheren Gehänge gestuft; gut ausgeprägt ist die Abstufung namentlich auch in etwa 630 m Höhe nördlich der Albeinser Kirche, wo aus dem Kamme der Felsnase ein schöner Längs-Schliffücken (N. 32° O.) gearbeitet ist. Der Vorsprung fällt im übrigen durch seine Erstreckung quer ins Haupttal auf, wodurch dieses einigermaßen eingengt wird, ohne daß damit jedoch eine sichtbare Veränderung in seinem Längsprofile verknüpft wäre; seine Sohle läuft gleichsinnig weiter. Südlich des Sporns, bei Albeins, verbreitert sich das Haupttal wieder, im Mündungsbereiche des Seitentales Afers. Der große kulturenbedeckte Aferer Schuttkegel und daran anschließend der des Schneckenbaches überlagert nun die Haupttalsohle auf weite Erstreckung, von der Südbahn-Eisackbrücke im Norden bis zu dem Aquädukt gegenüber Schrambach im Süden. An einer Stelle, am SW.-Ausgange der Ortschaft Albeins, ragt eben noch eine kleine flach abgeschliffene Felskuppe (597 m) aus der Schuttumwallung hervor; ihre Oberfläche setzt das Stufen-niveau des Sporns nördlich Albeins fort, 50—60 m über dem rezenten Eisackspiegel (Prof. XXI). Ähnlich wie am Zepher Bühel umfaßte hier im Laufe der Zeiten die Erosion des Nebenbaches (Afers) eine Felspartie des alten Talbodens und modellierte sie im Verein mit der Haupttalterosion zu einer isolierten Kuppe heraus. Man kann dabei wieder an eine momentane Divergenz der Abflußrichtung oder einen Wechsel derselben in verschiedenen Zeiten denken; erstere könnte vorübergehend bei gleichem Niveau beider Äste bestehen und würde das Anfangsstadium der Flußverlegung vorstellen, welche letztere bei entsprechender Funktionsdauer jeder Richtung zur Herausbildung zweier äquivalenter oder, wenn eine Richtung vorwiegt, wie in unserem Falle der rezenten Lauf des Aferer Baches, ungleichwertiger Furchen führt. Hierbei zeigt sich nun eine auffallende Übereinstimmung des Albeinser Vorkommnisses mit den Verhältnissen an der Truntner

Felskuppe; in beiden Fällen hat eine Verlegung des seitlich mündenden Bachlaufes im Sinne einer Ablenkung zum Haupttalflußbett stattgefunden, d. h. während die ältere, zugleich mindergeneigte Richtung aus dem Seitental ausbiegend in spitzem Winkel dem Eisack zustrebt, führt die heutige geraden Weges und wesentlich steiler unter fast rechtem Winkel, also abkürzend, auf den Hauptfluß zu. In diesem Verhalten liegt eine Analogie mit dem Prinzipie der Stufenmündung, es entspricht ursächlich einer gewissermassen ruckweisen Vertiefung des Haupttales im Gegensatz zu einer korrelativen Tieferlegung des Talsystems; die Seitenbäche hatten nicht Zeit, ihren ganzen Lauf korrelativ mit dem Haupttale zu ändern, sondern reagierten zunächst nur an ihrem Ausgang, wo sie unterschritten und auf kürzere Wege zum Hauptfluß abgezapft wurden*; ihre Mündungsstelle rückte dabei flußaufwärts. Daher die vom Standpunkte eines ungestörten fluviatilen Erosionsprozesses — Korrelation aller Teile des Flußsystems, annähernd gleichsinniges Zusammenlaufen der sich vereinigenden Teile — widersinnigen epigenetischen Mündungen der Seitenbäche recht-, ja sogar stumpfwinklig, d. i. entgegengesetzt zum Hauptfluß, wie sie in den Alpen große praktische Gefahren verursachen.

Am Süden des Brixner Beckens, bei Klamm, vermißt man eine deutliche Fortsetzung unserer alten Talbodenreste. Es hat den Anschein, als ständen sich hier an dem Grenziiegel des vertieften Beckens die beiden Niveaus der tieferen jüngeren und der höheren älteren Haupttalsole im vertikalen Sinne so nahe, daß sie nicht mehr von einander getrennt werden können. Die Oberseite des Felsriegels (560 m) von Klamm hält ungefähr die Mitte zwischen den Höhen der jungen (höchstens 540 m) und der alten Beckensohle (630—600 m) und geht ebenso klar aus ersterer hervor als sich letztere allmählich in ungefähr ihr Niveau senkt. Absatzbildungen am höheren Gehänge finden sich wohl, indes ohne Korrespondenz untereinander oder mit den bisherigen Stufenresten; die durchgreifende Entwicklung, das verlässliche Charakteristikon alter zusammengehöriger Talbodenreste, fehlt ihnen.

Zudem tritt gerade bei Klamm ein störender Faktor in Rechnung, das sind petrographische Verschiedenheiten, die zu rein selektiver Erosion den Anlaß gegeben haben konnten. Dies gilt für eine im westlichen Gehängeprofil sehr ausgeprägte Stufe beim Schwarzzieler Hof (ca. 610 m), die sonst am ehesten als Fortsetzung des älteren Talbodens in Betracht käme, sich aber fast genau auf die Oberseite des massiven, von morschem Phyllit überlagerten Dioritstockes südlich Klamm beschränkt. Ihrer Höhenlage nach von unsicherer Bedeutung ist eine lokal ziemlich ausgedehnte Abflachung des östlichen Gehänges bei ca. 700 m im Walde zwischen der Haltestelle Villnös und Nafen. Manches hätte es für sich, das ältere Brixner Becken über Klamm hinaus zu verlängern und als Fortsetzung seiner Reste ein sehr auffälliges Gesimse südlich ober der Haltestelle Villnös zu deuten, das in ca. 620 m Höhe gegen Süden leicht ansteigend in einen markanten, kleinen Sattel — gegen die Talmitte hin durch eine isolierte Felserhebung begrenzt — führt (? Analogon zur Schwelle von Klamm) und damit knapp nördlich des Ansitzes Eichholz ob Klausen ausstreicht; indes die Anhaltspunkte scheinen, vorläufig wenigstens, zu geringfügig (Prof. XXIII).

Der Versuch einer Rekonstruktion der gedachten älteren Sohle des Haupttales beschränkte sich im bisherigen vorwiegend auf die Vorkommnisse an dessen Ostseite. Rechts oder westlich des Eisack sind die Anhaltspunkte viel geringer, ja Reste welche sich in ähnlich fortlaufender Entwicklung verfolgen ließen, wie an der Ostseite, fehlen dort ganz; auch damit korrespondierende einzelne Gesimse fallen nicht in die Augen; am ehesten kann als solches noch gelten ein kleiner, nicht sehr ausgeprägter Felsabsatz in ca. 620 m Höhe beim Hofe Palbit, südwestlich über dem Brixner Bahnhof. Während das Westgehänge von Vahrn bis dahin in seinen ganzen untern Partien von Akkumulationen gebildet wird (vgl. II, 2, a) — die möglicher Weise ein entsprechendes Felsgesimse unter sich begraben — kommt hier, als seitliche Anlagerungsebene der Geschiebemassen des Höller Grabens (s. II, 2, a), die Felsböschung auf einmal wieder zum Vorschein, indem sie mit OSO. Streichen

aus dem Höllergraben in eine dem Haupttal parallele Richtung umbiegt. Gerade am Bug befindet sich die kleine Abstufung des sonst viel steileren Gehänges, indem zwischen tiefere kurze Steilabbrüche (unmittelbar ober der Eisenbahnlinie) und ähnliche höhere (beim Palbiter; in beiden Fällen Quarzphyllit) ein sanfter geneigtes, dabei zuoberst noch von Schutt gebildetes Profilstück eingeschaltet ist. In dürftigen Spuren läßt sich die Stufe noch ein gutes Stück südwärts verfolgen, wo in entsprechender Höhe zwischen der unteren und oberen Schrofenzone unbekümmert um den Gesteinswechsel dioritischer Intrusivmassen mit Phyllit ein rebenbebauter Streifen entlang zieht, um dann in dem Felsabsatz über dem Wächterhaus Nr. 146 in ca. 600 m zu enden. Nur aus der vertikalen Korrespondenz mit den Stufenbildungen der anderen Talseite (Köstlan, Ratzötz etc.) kann man auf die Bedeutung dieses westseitigen Gesimses als alten Talbodenrest schließen, ihm selbst fehlt der ausgesprochene Charakter eines solchen. Südlich vom Wächterhaus 146 fällt der Berghang von etwa 700 m mit ununterbrochen steiler Böschung zu tal (550 m); für erste Stück, bis zur Mahr, sind es wilde Felswände und Schrofen, ihrem Fuß entlang Gehängeschutthalden, dann folgt ein etwas sanfteres Stück, unter Tschötsch (710 m) vorbei bis zum Ziggler Wirt (549 m), worauf wieder steiles wandartiges Abfallen einsetzt und mehr weniger bis Klamm andauert; nur an einer Stelle, im Graben von Schrambach, vermag ein Ziehweg über diese trogförmige Talwand ins Mittelgebirge hinanzusteigen (Prof. XVII—XXIII).

Felsgesimse ohne universellere Ausbildung oder typischen Talbodencharakter, sei dies nun ursprüngliche Eigenschaft oder Mangel der Erhaltung, gibt es noch zahlreiche. Ein lokal sehr schön entwickeltes begegnet uns an der Westseite über der 700 m Isohypse, d. i. über den oben erwähnten Steilabbrüchen, am Wege von Brixen nach Tschötsch. Es ist das die Stufenlandschaft der Tschötscher Heide (durchschnittlich 720 m), die sich mit einigen Unterbrechungen ca. 1 km weit nach Süden erstreckt und dann mit dem Absatz von Tschötsch (710 m) verliert (Prof. XVII—XIX). Am nördlichen Ende (ca. 700 m) knüpft sich das

Auftreten auch dieser Stufe an das Herausbiegen der Felsböschung aus dem Höllergraben ins Haupttal. Hier betritt man nach steilem Aufstieg von Brixen, bald ober dem Hofe Palbit, auf einmal ein flaches, wellig kupiertes Weideterrein, die Tschötscher Heide, das als flacher Streifen dem Berge entlang verläuft, unterwärts in jähem Schrofen zu Tal abbrechend, nach oben hingegen, wenigstens anfangs, ganz allmählich mit den aufgeschütteten Gefilden von Pinzagen (804 m) ins höhere Mittelgebirge von Tils (883 m) übergehend. So klassisch die „Heide“ mit ihrem Edelkastanienhain als Südtiroler Landschaft ist, so ist sie es auch, was Spuren alter Gletschererosion anlangt. Der Fels taucht vielfach unter der nur dünnen Vegetationsdecke hervor und es finden sich hier Schliifformen, Rundbuckel, Längsrillen und Schrammungsflächen (letztere besonders neben dem Weg am Nordende) von unübertrefflicher Schönheit der Ausbildung und Erhaltung. Die Richtung der Schrammen, Rillen und längsorientierten roches moutonnées ist übereinstimmend N10—20°. Das Vorspringen des Grundgebirges gegenüber dem nördlichen Anschlußgebiet gab offenbar dem SSW. strömenden Eise die Veranlassung zur Entfaltung einer besonders intensiven Schleiftätigkeit. In dieser Beziehung sind namentlich bezeichnend die prächtigen Schriffe am Nordrande, wo der Fels zuerst auftaucht (ober Palbit und beim Gisserhofe). Das glaziale Bild wird ergänzt durch massenhaft herumliegende geschliffene und gerundete Granitfindlinge, stellenweise auch kleine Anhäufungen lehmigen, ungeschichteten Moränenschuttes. Ein interessanter Fall von splitternder Gletschererosion zeigt sich nahe dem Südrande der Heide, wo an einem flachen Rundhöcker von Quarzphyllit, dessen Schichten in spitzem Winkel gegen die Strömungsrichtung aufsteigen, die Quarzmuggeln regelmäßig herausgebrochen, die Form im ganzen also wohl geschliffen und gerundet, im Detail aber löcherig ist.

Zu einer selektiven Erklärung des Gesimses der Tschötscher Heide könnte der Umstand führen, daß es von dioritischen Intrusivmassen unterlagert und der Lakkolith oberflächlich z. T. von einer sehr widerstandsfähigen sogenannten Feldsteinsporphyr-

brekzie bedeckt wird, die, an den schönen NW. und NO. Rundhöckern z. B., mosaikartig angeschliffen ist, während anderwärts Gänge eines Grüngesteins den Phyllit durchsetzen (z. B. unmittelbar im Weg); allein der ganze südliche Teil der Heide hält sich unbekümmert um den Gesteinswechsel in Phyllit an dasselbe Niveau, ebenso auch die Fortsetzung der Stufe gegen Tschötsch hin. In letzterer Richtung gehört zunächst der breite Absatz beim Heidenbauer (ca. 740 m) noch unmittelbar dem Gesimse der Heide an; dann folgen in geringer Senkung schmälere Andeutungen entlang dem markierten Weg, wobei sich nun auch nach oben hin ein typischer Stufenhang als Einfassung der Stufensohle herausbildet. Südlich des Bären-(Gareiter) Baches setzt das Gesimse aufs neue ein und gelangt in dem breiten flachen Boden, auf dem malerisch Kirche und Häuser von Tschötsch (710 m) stehen, noch ein letztes Mal zu prächtiger Entwicklung, um gleich südlich davon in ein ununterbrochen geneigtes Gehänge auszukeilen.

Ähnlich hohe und noch höhere Gesimsebildungen bemerkt man am Kranebitter Berge in der Fortsetzung der früher erwähnten Stufenstufe nach oben. Über Krakoff fällt hier nächst dem Dumesmerhofe in ca. 750 m eine ausgebreitete, dennoch aber nur lokale Abflachung des Gehänges auf, die auch an der Kante gegen die Rienzschlucht (oberhalb Seeburg) wahrnehmbar ist; ober Seeburg liegt darin unvermittelt ein hübsches wannenförmiges Trockentälchen eingesenkt. In ähnlicher Höhe findet sich westlich unter Elvas ein flacher Streifen; zur Not könnte ferner ein Gefällsbruch an der östlichen Talseite, unterhalb Karnol, damit parallelisiert werden und kämen endlich auch flache Partien ober der Tschötscher Heide, in der Gegend von Pinzagen und südlich davon, zum Vergleiche in Betracht. Allein es fehlt der augenfällige Anschein einer genetischen Äquivalenz dieser zerstreuten Absätze der Felsoberfläche. Man könnte die angeführten Vorkommnisse, deren Zahl sich indes noch steigern ließe, wohl schematisch verbinden und daraus über der angenommenen Talsohle (Plabach-Köstlan etc.; 630—600 m) zwei

weitere alte Talbodensysteme konstruieren (in ca. 700 m Tschötscher Heide—Tschötsch; in ca. 750 m die Stufenbildungen beim Dumesmer, unter Elvas, bei Pinzagen und unter Karnol), jedoch wäre der Wert eines solchen Schemas ebenso gering wie die natürlichen Anhaltspunkte, denen die Hauptsache: Großzügigkeit in der Entwicklung fehlt; zudem, je subtiler jemand vorgehe, um so mehr „alte Talböden“ würde er erhalten.

Das Brixner Becken läßt also, von unbestimmten höheren Stufenbildungen abgesehen, eine ältere von der rezenten unterschrittene Felssohle erkennen, die in Form gesimseartiger randlicher Reste vorwiegend an der Ostseite des Tales erhalten ist und sich in denselben vom Ochsenbühel bis zum Süden des Beckens bei Klamm von ca. 680 m auf 600 m senkt (Höhe nördlich Neustift ca. 680 m — Kranebitt-Jaufner 632 m — Plabach ca. 620 m — Trunt 634 m — Köstlaner Keller 608 m — Zepher Bühel 619 m — Ratzötz ca. 620 m — Vorsprung ca. 610 m nördlich und Höhe 597 m südlich Albeins). Es sind Randpartien des alten Talbodens, die daher kein absolut korrelatives Niveau besitzen, sondern der Höhe nach etwas variieren. Diese ältere höhere Sohle läßt sich auch in die Stammtäler, wenigstens das des Eisack, hinein verfolgen, wobei sie sich analog der rezenten Felssohle in der Gegend der Franzensfeste unvermittelt hebt (Ochsenbühel 800 m — Plattform ϕ 823) und dort ein Vorbecken beschreibt, das etwas weiter nach Süden ausholte als das tiefere jüngere, an seinem Südausgang aber ebenso wie das letztere vom Eisack schluchtartig — durch die Trockenklamm ober dem Vahrner See — verlassen wurde. Dem Niveau des älteren Haupttalbodens entspricht die ausgebildete Felssohle des epigenetischen Rienztales, während dieselbe im Verhältnis zur rezenten Hauptsohle stufenartig mündet. Diese Stufenmündung und im Einklange damit die Unterschneidung einiger kleinerer Seitentalgänge (Truntner Tal, Aferer Tal), sowie überhaupt die gesimseartige Erhaltungsform des alten Haupttalbodens deutet im Gegensatz zu gleichmäßiger korrelativ fortschreitender Tieferlegung des ganzen Talsys

auf etappenweise Talentwicklung, Vertiefung vornehmlich des Haupttales mit mehr sekundärer Korrektur zunächst nur des Unterlaufes der Seitentäler.

II. Die akkumulativen Einlagerungen.

Wir haben bisher unser Augenmerk hauptsächlich dem erosiven Relief des Grundgebirges zugewendet, um auf diese Weise die feste Unterlage der akkumulativen Einlagerungen kennen zu lernen; letztere selbst haben uns dabei nur so weit, als für das Studium der Talbildung notwendig, beschäftigt; im übrigen beanspruchen sie an sich Interesse.

Die akkumulativen Einlagerungen, die hier in Betracht kommen, sind die gewöhnlichen: Bildungen des Wassers und der Verwitterung, entstanden ohne Mitwirkung von Gletschern (Flußgerölle, Sande und Schotter, Schuttkegel und Schutthalden, Gehängeschutt, Bergstürze, Muren und Sedimente in stehenden Gewässern), dann glaziale Bildungen (Ablagerungen der Gletscher) und fluvio-glaziale (fluviatil umgelagerte glaziale). Nicht immer ist indessen die Entscheidung ganz leicht, es finden sich verschiedentlich Übergangsformen; daher sind allgemeinere Unterscheidungen häufig von Vorteil, die Genese und Alter zunächst unberücksichtigt lassen. Im Gegensatze zu der ganz allgemeinen Bezeichnung „Schutt“ stellen „Schotter“ geschlemmte, geschichtete (Schichtung oft nur in größeren Aufschlüssen erkennbar) Bildungen vor, die auch sandig werden können, während der Ausdruck „Geröll“ auf allen Schutt mit gerollten gerundeten Geschieben ausgedehnt werden kann; das Gegenteil dazu ist die Eckigkeit und Scharfkantigkeit derselben; schließlich wären noch Ablagerungen feinsten Kornes, Lehm und Thon auszuscheiden.

1. Das Akkumulationsgebiet zwischen Franzensfeste, Mühlbach und Brixen¹⁾.

a) Ablagerungen des Eisack.

Akkumulative Einlagerungen verschiedener Natur begegnen uns schon beim Eintritt in das Gebiet von Norden her, im Grunde des Eisacktals bei Station Franzensfeste; sie verschütten hier die tiefsten Lagen des felsigen Taleinschnitts und füllen namentlich (bei Unterau) das seichte Vorbecken teilweise an, das sich nordwestwärts an den Riegel der Festung Franzensfeste anschließt. Der Bahnhof Franzensfeste liegt auf dem zum Teil abgebauten Schuttkegel des Rioler Baches. Den Fuß der beiderseitigen Talwände begleiten Ansammlungen von Gehängeschutt. In der Tiefenlinie aber findet sich auch weiter her stammendes Material, das in den Sandgruben nächst dem Dorfe Franzensfeste ca. 10 m mächtig aufgeschlossen ist und durch Einschlüsse eines weißen, grobkristallinen Marmors seine Herkunft aus dem oberen Eisacktal verrät; die Masse ist geschlemmt und sandig, jedoch nur sehr undeutlich geschichtet, die Blöcke oft bloß kantenstumpf; man wird mit der Annahme einer Hochwasseranschwemmung des Eisack am besten auskommen; betreffs des Lagerungsverhältnisses zum Rioler Schuttkegel fehlen sichere Aufschlüsse, der äußeren Form nach ist das erratische Geröll in demselben eingesenkt. Die weitaus vorherrschende Komponente aller Akkumulationen im Gebiete von Franzensfeste bildet der autochthone Granit; das Alter der Ablagerungen ist, von zerstreuten, nicht sonderlich in die Augen fallenden Moränenresten abgesehen, postglazial; glaziale Relikte sind übrigens hier nicht leicht nachzuweisen, weil die Verwitterung des anstehenden Granits zur Absonderung stumpfer und gerundeter Stücke führt, die Findlingen ähnlich sind, und auch Brocken kristalliner Schiefer nichts besagen, nachdem solche auf den benachbarten Höhen im Westen in mannigfacher Ausbildung anstehen; nur die Karbonatgesteine des oberen Eisacktales liefern verlässliche Anzeiger des Erratikums (Prof. I—V).

¹⁾ Vgl. Profile I—XV.

Südlich der Festung Franzensfeste (Prof. VI—XII) beginnt das Hauptverbreitungs- und interessanteste Absatzgebiet akkumulativer Bildungen. Zunächst ist die ganze, tiefe und breite Bucht des Felsreliefs, die südostwärts dem Riegel der Festung Franzensfeste folgt, bis auf den nachmals wieder frei gewaschenen Flußeinschnitt beim Steuererhof erfüllt mit mächtigen Geröllmassen. Was zuvörderst ihre morphologische Erscheinungsform betrifft, sind sie oberseitig plan geebnet; auf ihrer schönen Fläche liegt rechts des Eisack die Häusergruppe Platten (720 m), links die Ortschaft Aicha (728 m); nur in der randlichen Umfassung, wo Ansammlungen von Gehängeschutt der angrenzenden Höhen obenauf liegen — so im abgebauten Terrain des Rangierbahnhofes Aicha und den nach oben anschließenden Fußpartien des Spingesser Berges — geht die Fläche in mässige Böschungen über; dort ist auch ein runder isolierter Schuttkegel herausgewaschen; im Osten wird die Fläche, sich streng an das Aichaer Felsbecken haltend, begrenzt vom Zuge des Ochsenbühels, längs dessen allmählich untertauchender Südverlängerung sie mit geringer Senkung nach Süden fortzieht, um in ununterbrochenem Verlauf durch den Föhrenwald beim Dynamit- und beim Pulvermagazin bis in die Gegend von Vahrn verfolgbar zu sein. Von der Stelle an, wo der Felssporn des Ochsenbühels für die Beobachtung verschwindet, d. i. zwischen dem epigenetischen Eisackdurchbruch — in diesem fehlen entsprechende Einlagerungen — und dem Hinterriggerhofe, fällt die Masse mit steilen Abbrüchen zum rezenten Eisack- (Rigger-) Tal ab, jenseits dessen zwar auch Geschiebemassen herrschen, aber solche anderer Zusammensetzung und Herkunft (vgl. II. 1, b). In die randlichen Partien im Westen ist vom Vorsprung ϕ 823 entgegen Süden längs der Bahnlinie die Furche eingesenkt, die den Oberen und den schon vertorften unteren Vahrner See beherbergt („Vahrner Seenfurche“) und die wir als altes vorübergehend benütztes Eisackbett erkannt haben (vgl. I. 1); jenseits der Furche, am Fuße des Scheibenberggehänges sind in etwas höherer Lage noch kleine zugehörige Reste der in Rede stehenden

Akkumulationen erhalten, während deren Hauptmasse als breiter geebener Höhenrücken zwischen der Furche und dem rezenten Eisackeinschnitt liegt. Sie erfüllt hier, wie wir gefunden haben, eine mindestens 70 m (heutiger Wasserspiegel beim Steuererhof 650 m — Höhen beim Pulvermagazin 720 m) tiefe Talung, die den ursprünglichen Ausgang des Aichaer Beckens nach Süden bildete und dem Eisack einst — natürlich viel früher als die erst aus den eingefüllten Geröllmassen gewaschene Vahrner Seenfurche — zum Abfluß aus demselben diente.

Die Geröllmassen vertreten den Fluß selbst, der sie abgelagert hat; diesbezüglich ist ihre Struktur und Zusammensetzung charakteristisch. Die Struktur der Ablagerungen ist im Gebiete von Aicha nur spärlich aufgeschlossen; aus geringen Abschürfungen am Gehänge unter Platten erkennt man indes zur Genüge, daß es sich, zunächst für die ganzen tieferen Lagen, vom Eisack bis hinauf ca. 10 m unter Platten, um geschichtete, geschlemmte, sandige Flußschotter handelt; die Kerngröße schwankt beträchtlich, neben Sand und vorwiegend kleinem Gerölle sind große Backsteine zahlreich; die Verfestigung wechselt auf kleinem Raume, in den wenigen Aufschlüssen rechts des Eisack herrscht mäßig feste Konglomerierung vor. An der andern Talseite, unterhalb Aicha, zeigen die Aufrisse eines beim Steuererhof ausmündenden Grabens ein Wechsellagern von losen, oft schief liegenden groben Gerölllagen mit Sandschichten. Vielfach tritt der Sand in Nestern auf. Die Gerölle zeigen Wasserpolitur und Rundung, selten bloß stumpfe Kanten. Der Zusammensetzung nach dominiert die granitische Komponente weitaus; daneben finden sich häufig Stücke krystalliner Schiefer, sehr spärlich aber kalkige Gerölle und zwar ausschließlich solche, die sich im Einzugsbereiche des oberen Eisack unterbringen lassen: weiße grobkörnige Marmore der Schieferhülle (Ratschingser Zone z. B.), sandig verwitternde lichte Dolomite und Kalke der Maulser Zone, Kalkglimmerschiefer, rötlicher flächig spaltender Tribulaundolomit mit Glimmerhäuten, während spezifische Südstiroler Dolomitgerölle durchaus fehlen. (Die Reichsstraße bei Aicha wird mit fremdem, Pustertaler, Schotter

beschottert! Vgl. II, 1, b.) Ein charakteristisches Gestein ist — bei einiger Häufigkeit — auch der rote Granit des Flagger Tals.

Über den liegenden, durchschnittlich kleingerölligen Schottern folgt eine mehrere Meter mächtige grob blockige Hangend-schicht, die besonders in einem Abbruch knapp unterhalb Platten schön aufgeschlossen, analog aber auch links des Eisack, um Aicha, entwickelt ist. Sie bildet ein grobes Blockwerk großer (bis über $1\frac{1}{2}$ m Durchmesser) gerundeter, polierter Granitbacksteine mit geringem, feinerem, saudig-erdigem Zwischenmittel und schneidet im allgemeinen scharf über dem Liegenden ab. Ihre Oberfläche trägt die ebenen Kulturen von Aicha und Platten und bildet weiter südlich das ausgedehnte Plateau des Föhrenwaldes beim Dynamit- (708 m) und beim Pulvermagazin, an welches sich gegen Vahrn hin die plane „Golser Ebene“ anschließt. Längs der Bahnlinie beim Vahrner (Ober) See ist das Terrain stellenweise etwas kupiert, was jedoch nur auf Materialentnahme beim Bahnbau zurückzuführen ist. Das Lagerungsverhältnis zwischen den tieferen Schottern und der hangenden Blockdecke spricht schon bei Platten dafür, daß zwischen beiden eine Erosionsdiskordanz liegt; weiter südlich zeigt sich das noch deutlicher. Dort im Gebiete der Golser Ebene, bleibt die allgemeine Lagerung zwar im Prinzip dieselbe; im Liegenden, bis ca. 10 m unter die Plateaufläche hinan, herrscht durchschnittlich feineres Material, wenn schon reich an großen Granitblöcken, geschichtete Schotter, bald locker, bald leicht konglomeratisch, häufig mit schönen Sandbänken und ausgedehnten feinen Thonlagern (bald Bänderthon, bald ohne deutliche feinere Schichtung; Aufschlüsse in der Gegend des Vorderigger); im Hangenden bis ca. 10 m mächtig, folgt dieselbe grobe Blocklage wie bei Platten, hier nun aber in auffälligerer Diskordanz zu den Liegendschottern; bei rascher eigener Senkung erscheint sie nämlich deutlich in eine aus den Liegendschottern gewaschene breite und seichte Erosionsmulde gebettet, der Art, daß der Kontakt kein schichtenmäßiger ist, sondern tiefere mediane Partien der Blocklage von höheren seitlichen Partien der Liegendschotter überragt werden. Im allgemeinen

sind die Schotter auch etwas stärker verfestigt als die Hangendlage, zugleich ist bei ihnen die Auslaugung und Verwitterung der Gerölle stärker. Die Blockdecke läßt, wo sie in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen ist, in sich deutlich Spuren von Schichtung erkennen trotz der Größe der Einzelblöcke; die Schichten neigen flach Süd; auch Sandbänke kommen in ihr vor. Aufschlüsse sind im Bereiche Vorderrigger-Vahrn zahlreich; leicht zugängliche z. B. im Durchbruch des Verbindungsweges Vorderrigger-Reichsstraße (Blocklage), am Abhang zwischen letzterer und dem Untern Vahrner Seeboden (Blocklage und Liegendschotter), ferner an mehreren Stellen der Lehne gegenüber Haltestelle Vahrn; hier erscheint zuoberst, ca. 2 m mächtig die Blocklage der Golserebene (666 m), basal also schon in ein Niveau von rund 660 m gesenkt, mit fast ausschließlich granitischem Material (u. a. der rote Granit des Flaggen Tals), darunter eine dünne Lage groben Sandes und dann die Liegendschotter mit Sandbänken; häufig liegen Gerölle bestehend aus Konglomeraten herum vom Aussehen der Konglomerate der Liegendschotter; sie dürften demnach aus der Hangendlage stammen und in dieser Einschlüsse der älteren, schon mehrfach verfestigten Liegendschotter darstellen. Nicht zu verwechseln sind damit ungerollte, unregelmäßig begrenzte Konglomeratstücke, die lokal stärker verfestigten Teilen in lockeren Partien der Liegendschotter entsprechen, beim Anwittern isoliert werden und herausfallen. Gerollte Konglomeratstücke fremdartigen, immerhin indes quartären Aussehens finden sich aber auch, allerdings selten, in den Liegendschottern eingeschlossen als Beweise der Existenz noch älterer Schotterablagerungen. Schräg geschichtete Partien (meist Südfallend) der Liegendschotter kommen in der NO.-Ecke des Vahrner (Ober-) Sees zum Vorschein (kleinkörnig, leicht konglomeriert).

Die Blocklage der Golserebene zieht unter weiterer Senkung ihrer Basis (auf ca. 650 m) gegen Süden fort bis zu einer auffallenden Terrainstufe (oberer Rand 666 m), mit der sie zu dem flachen Übergangsrücken (ca. 630 m) zwischen Vahrn und Neustift, beim Kassinghof, abfällt und morpho-

logisch im Bilde der Landschaft wie die Zunge eines Gletscherstroms endigt; auch sonst läßt sie sich nicht mehr im Zusammenhang oder mit Sicherheit weiter nach Süden verfolgen. Die Liegendschotter hingegen ziehen unverändert fort, sie bauen das Terrain beim Kassinghof und das südlich anschließende Plateau Tschiders auf und reichen damit zunächst bis in die Straßengabel (584 m) südlich Neustift (beim Löwenwirthshaus); ihre Oberfläche deckt sich hier, auf Tschiders (ca. 630 m), ungefähr mit der gleichsinnig fortgesetzten Basis medianer Teile der Blocklage, stellt aber nur eben, wie vorhin dargetan, den Boden einer aus dem ganzen Komplex der Liegendschotter gewaschenen Erosionsrinne vor, während das ursprüngliche Oberniveau der Schotter, wie seitlich erhaltene Reste zeigen werden (vgl. II. 2), noch bei Vahrn und Brixen über 700 m liegt. Die Blocklage erfüllt also ein Rinnsal in den Schottern, das sich ohne nähere Beziehung zu deren ursprünglicher Oberfläche auf dem Weg Platten-Neustift von ca. 710 m auf ca. 630 m senkt. Daraus erhellt klar, daß zwischen dem Absatz der Liegendschotter und der Ausbreitung der Blockdecke ein beträchtlicher Zeitraum liegt, während dessen die Oberfläche der Liegendschotter erosiv verändert wurde; in die dabei geschaffene mediane Vertiefung führten dann gewaltige Hochwasser späterer Zeit den Geröllstrom der Blockdecke, der sich wohl noch weiter gegen Süden, über die Gegend des heutigen Brixen, ausgebreitet haben wird, dort aber infolge nachmaliger Einflüsse heute minder deutlich erkennbar ist.

Die morphologische Schärfe, mit der die Blockdecke im Profil des Scheiderückens zwischen Vahrn und Neustift jäh austreicht, ist bedingt durch die seitliche Einwirkung des hier mündenden Schalderer Baches; dessen Schuttkegel überdämmt im Verein mit jenem des benachbarten Spilucker Grabens die Vahrner Seenfurche — wodurch der Untere See aufgestaut wurde (vgl. I. 1) — und dirigierte sowohl die eigenen Gewässer wie ev. auch den Abfluß der Vahrner Seenfurche über die Höhe zwischen Vahrn und Neustift, die hiebei bis ins Niveau von Untervahrn (ca. 630 m) abgegraben wurde. Diese

Annahme gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch die Tatsache, daß sich heute ein paar Hundert Schritte weiter südlich das Analoge abspielt. Dort fällt das Schotterplateau von Tschiders ähnlich wie früher die Golser Ebene südwärts rasch und unvermittelt zum seichten Einschnitt knapp nördlich der Straßengabel ab, wo heute der Schalderer Bach fließt; ebenso wie er hier sozusagen vor den Augen des Beobachters den Terrainrücken zwischen Vahrn und Neustift abgegraben hat und nun durchsetzt, geschah dies in früherer Zeit beim Kassinghof (vgl. a. I. 1).

Südlich der Straßengabel setzt sich der Zug des Terrainrückens zwischen Vahrn und Neustift noch deutlich bis Brixen fort als flache mediane Aufwölbung der breiten Talbodenoberfläche, zwischen den Ausläufern der Vahrner Seenfurche im Westen und dem rezenten Eisacklauf im Osten; erst beim Vinzentinum nördlich Brixen verschwindet die Bodenschwelle in den angeebneten Alluvionen des breiten Wiesenlandes. Eine Trennung von Schottern im ursprünglichen Lagerungsverhältnis jener von Platten, Gols etc. und jüngeren Anschwemmungen ist hier nicht mehr möglich (Prof. XIII—XV).

Damit haben wir die Eisacklagerungen in Betracht gezogen, soweit als sie im Bereich der Talmitte erhalten sind. Nun ist es insbesondere rücksichtlich der diskordanten Einlagerung der Blockdecke und der ihr vorangegangenen erosiven Umgestaltung der Schotteroberfläche von Wichtigkeit, die Beobachtungen über seitliche, an der Talwand erhalten gebliebene Reste des Liegendschotter-Komplexes nachzutragen. Dieselben sind nämlich eher geeignet, uns über dessen ursprüngliche Oberfläche zu informieren als die mehr der Erosion ausgesetzten medianen Partien. Letztere werden durch die Vahrner Seenfurche vom westlichen Gehänge des ganzen Tales getrennt. Nur an ihrem nördlichen Ende, wie wir gesehen haben (s. I. 1), begrenzt unmittelbar der anstehende Fels des Scheibnberges (geschliffen) den Vahrner (Ober-) See, während sie weiterhin, schon vom Oberseeber an, auch westseitig meist in den Schottern liegt. Beim Oberseeber fällt zunächst der einer

größeren Erosionssphäre am Scheibenberggehänge entstammende Schuttkegel auf, der den Obersee aufgestaut hat; in einiger Höhe, ca. 50 m über dem See, bemerkt man schon von unten aus an der Seite dieses Schuttkegels einen Aufriß in andersartigen Geschieben; unter einer Humus- und Verwitterungsdecke sind dort ein paar Meter mächtig aufgeschlossen horizontalgeschichtete, vorwiegend kleingeröllige Schotter und ebenso gelagerte, nur zuunterst etwas gegen das Tal hingeneigte grobe Sande (ca. 750 m ü. M.). Macht schon die Horizontalschichtung die Annahme einer rein lokalen Bildung unwahrscheinlich, so bestimmt die erratische Zusammensetzung der Schotter die Ablagerung als gleichartig mit den Schottern auf der anderen Seite der Vahrner Seenfurche: es handelt sich um einen nur durch letztere abgetrennten seitlichen Rest der Liegendschotter vom Dynamit- und Pulvermagazin. In geringen Spuren läßt sich das erratische Material neben und unter dem Lokalschutt noch ein Stück weit über den beschriebenen Aufschluß hinauf verfolgen, bis maximal etwa 820—840 m ü. M., wo dann hinter ihm das Felsgehänge hervortaucht. Morphologisch ist die Schotteranlagerung nicht besonders — etwa als Terrasse — ausgeprägt, sondern verwaschen. In dieselbe Höhe wie sie reicht auch der Schuttkegel, der südseitig in einem großen Aufriß angebrochen ist. An der Grenze von Geschieben und Fels versickern die normaler Weise spärlichen Abflüsse der höheren Lagen, soweit das Wasser nicht aufgefangen wird (Leitung zum Oberseeber); in früheren Zeiten muß hier bisweilen ein bedeutender Wildbach geronnen sein, wie nicht nur die Anhäufung des Schuttkegels, sondern auch die Auswaschung des Grabens im Felsen lehrt.

Nach einer Rücksicht besteht nun ein Unterschied zwischen diesem seitlichen Rest und seinem ausgebreiteteren Äquivalent in der Talmitte: er reicht viel höher, bis ca. 820 m, als die Oberfläche (720 m) des letzteren. Das erklärt sich aus dem Umstande, daß eben die Plateauoberfläche Dynamit-Magazin—

Pulver-Magazin, wenn schon sie mit ihrem planen Verlauf einem ursprünglichen Ablagerungsniveau entspricht, nicht die ursprüngliche Schotter- (sc. Liegend- oder Schotter-) Oberfläche vorstellt, sondern nur der an Stelle wegerodierter medianer Schotterpartien eingelagerten jüngeren Blockdecke angehört. Die ursprüngliche Oberfläche der (Liegend-) Schotter lag hier bedeutend, um rund 100 m höher, wie die randlich erhalten gebliebenen Teile zeigen.

Südlich des Schuttkegels beim Oberseeber folgt zunächst eine Prallstelle, wo die westliche Talwand bis heran an den Eisenbahndamm von der Felsböschung und dem zugehörigen Gehängeschutt (Halden) gebildet wird (Prof. IX). Etwas südlich vom Vahrner Badl tritt dieselbe dann wieder zurück und an ihren Fuß legt sich bis auf ca. 800—830 m hinan eine vorderhand noch unscheinbare, von Gräben zerfurchte und oberseits verwaschene, bewaldete Schotteranlagerung. Nach Süden hin wird ihre Ausbildung fort zu deutlicher und schöner, das Felsgehänge tritt immer mehr zurück und schließlich führt sie prächtig im Niveau hinaus in die Terrassenlandschaft von Voitsberg oberhalb Vahrn; auf der schönen nur ganz sanft geneigten Fläche des höher erhaltenen bergseitigen Terrassenteiles liegt der Voitsberger Hof (835 m), in den schon mehr abgetragenen Partien des unteren Randes, auf einem durch Lateralerosion aus den Schottern geformten Rücken, stehen die letzten Reste der Ruine Voitsberg (ca. 790 m); mit steilem Erosions-Abhang senken sich die Schotter von da zur Niederung beim Gartnerhof (ca. 740 m), wo der tiefe Graben des Spilucker Baches bis auf den rückwärtigen Felshang durch die Terrasse schneidet und seinen Schuttkegel ausbreitet (Prof. X). Die Unterbrechung hindert nicht, daß sich die Terrasse südlich des Grabens sehr schön und klar fortsetzt in dem breiten ausgedehnten Schotterfelde zwischen Ruine Salern (789 m), ähnlich wie Voitsberg auf einem isolierten Hügel des unteren Terrassenrandes gelegen, Gschlößlbauer (ca. 810 m; in der SW.-Ecke) und Villa Ebner (ca. 820 m; am NW.-Ende, Höhepunkt); so schön wie morphologisch ist diese Schotterterrasse auch landschaftlich ausgeprägt

durch den Gegensatz ihrer oberseitigen Ackerkulturen mit den bewaldeten Steilhängen darüber (Fels) und darunter (Schotter); auch für das Voitsberger Gebiet gilt dies. Aufschlüsse in den Schottern sind nur spärlich (bei Salern am unteren und oberen Schalderer Weg), sie zeigen geschlemmtes, sandiges, erratisches Material, nur oberflächlich lehmig angewittert; die Granitkomponente herrscht allenthalben weitaus vor. Das Felsgehänge taucht erst ganz rückwärts, hinter dem Gschlößlbauer und der Villa Ebner aus der Schotteranlagerung hervor (Prof. XI).

Im Süden schneidet die prächtige Terrassenlandschaft von Salern an der hier in sie eingesenkten Furche des Schalderer Baches ab; dessen Einschnitt liegt zurück bis zur Mühle hinter dem letzten Weinberg — soweit ist es auch ein sanftes, offenes Wiesental — in den Schottern, erst dann, etwa im Meridian des Gschlößlbauers tritt er in Felsen und wird düster, eng und steilwandig, zugleich fast ausschließlich Waldregion. Südlich vom Bach rückt das Felsgehänge allmählich wieder gegen das Haupttal vor; ersteres beschreibt also vom Vahrner Badl an südwärts eine weite seitliche Ausbuchtung, die Mündungsbucht des Schalderer und Spilucker Tales, und in sie eingelagert sind die randlichen Partien des großen einheitlichen Schotter- (sc. Liegendschotter-) Komplexes so schön erhalten geblieben. Im südlichen Abschnitt der Mündungsbucht korrespondiert die schöne plane Terrasse beim Pruggerhof (776 m; Hotel Salern) sehr gut mit jener vom Gschlößlbauer; sie stellt den höchsten, best erhaltenen und der ursprünglichen Schotteroberfläche am nächsten kommenden Teil einer größeren, im übrigen aber stark verwaschenen Schotterlandschaft vor, die sich in der Umgebung der Kirche Vahrn (670 m) ausbreitet (Prof. XII); die nur oberflächliche Gliederung dieses ganzen reich bebauten Schottergeländes in steilere Böschungen und flachere Felder ist das Werk der kombinierten Erosionstätigkeit von Haupttal- und Nebengewässern; z. B. ist daraus geformt die schöne flachmuldige Ebene beim Hasler (ca. 710 m), südlich ober der Kirche; weiter gegen Süden dann ein prächtiger ebener Waldboden (724 m). Der Zusammensetzung nach erweist der gewaltige

Granitreichtum die Akkumulationen überall zweifellos als solche des Haupttals. Größere Aufschlüsse finden sich nur in den tieferen Lagen, beim Spitzweger (ca. 630 m) und der Ziegelei an der Bahnlinie (ca. 620 m), wo mächtige Bänderthon- und Lehmlager ausgebeutet werden; anderweitig wurde gelegentlich von Wassergrabungen die Schotternatur direkt nachgewiesen; auch an dem steilen Abfall zum Schalderer Bach macht sie sich in verschiedenen Hohlwegeinschnitten geltend. Felsaufschlüsse fehlen in dem ganzen Gebiete; das höhere steile und schrofige, erst weiter oben geschliffene Felsgehänge taucht mit unveränderter Neigung in der bergseitigen Umfassungslinie der Schotteranlagerung unter diese und kommt nicht mehr zum Vorschein; lokal reicht sein Gehängeschutt in das Gebiet der Schotter hinüber (z. B. ober der Hasler Ebene).

Im Bereich der Terrasse spielen Lokalschutteinlagerungen des Schalderer Baches keine wesentliche Rolle (Phyllitgeröll im Bachbett); hingegen haben dieselben draußen quer in die Vahrner-Seenfurche einen bedeutenden Schuttkegel aufgeworfen, der uns schon beschäftigt hat (s. o. und I. 1); auf ihm liegt Ober- (680 m) und Unter-Vahrn (622 m).

Wir kennen nunmehr zu dem großen Eisackschotterkomplexe in der Talmitte (Platten-Aicha-Dynamit- und Pulvermagazin Golser-Ebene-Tschiders) die zugehörigen randlichen Teile und haben den Schluß gezogen, daß dieselben annähernd das ursprüngliche Oberniveau der Schotter im engeren Sinne (ohne Blockdecke) angeben; dasselbe liegt also im Gebiete des Obersees bei ca. 830 m und senkt sich von da über Voitsberg (830—800 m), Salern (820—790 m) und den Pruggerhof (776 m) allmählich nach Süden.

b) Ablagerungen der Rienz.

Nachdem wir die Schotterablagerungen des Eisack bis in die engere Brixner Gegend verfolgt haben, gilt es nun, den Anteil der Rienz zu studieren.

Im Bereich von Mühlbach liegt das Relief des oberflächlichen Talgrundes schon von der Klause an größtenteils in akkumulativen

Bildungen, welche das flache (Vor-) Becken der felsigen Sohle zwischen Klause und Rodenecker Brücke erfüllen. In den tieferen Lagen sind es vorwiegend Rienzschotter; an der nördlichen Tallehne reichen dieselben im allgemeinen bis zu der erhöht verlaufenden Bahnlinie hinan, wo über ihnen der Gehängeschutt des höheren Granitgebirges folgt, teils in Form von Haldenansammlungen, teils, an den Mündungsstellen einzelner Gräben, wie z. B. des Eiterbaches, in lokalen Schuttkegeln. Dem linken Ufer entlang bilden Rienzschotter von der Klause an, ca. 20 m über dem Fluß, eine schöne Terrasse, die zunächst als nur schmales Gesimse einer vom höheren Gehänge — oben die Bresche in Form einer relativ frischen Bruchfläche erkennbar — abgesunkenen Granitscholle anlagert, sich im Zusammenhange weiter flußabwärts zieht und dann wesentlich verbreitert; ihre plane, nur wenig verwaschene Oberfläche behält ungefähr gleiches Niveau, nimmt südlich der abgesunkenen Scholle die seitliche Bucht beim Tschaphhofe (ca. 760 m) ein und streicht sehr schön und gleichmäßig weiter, nur am bergseitigen Rand durch das Hinzukommen von Gehängeschutt etwas aufgeböscht, über Korbung (ca. 760 m) bis nahe an die Rodenecker Rienz- („Burkert“-) Brücke bei Mühlbach. Hier läuft sie am Felsgehänge des verengten Taleinschnittes aus (Prof. IIa—IVa). Der Zusammensetzung nach erhellt aus dem Reichtum an Dolomitengeröllen die Pustertaler Herkunft der Schotter; die Korngröße ist vorwiegend klein, größere Blöcke nur einzeln; die vertikale Mächtigkeit über der felsigen Talsohle ist maximal mit 30—40 m zu schätzen, nachdem letztere in der Mühlbacher Klause in ca. 735 m zum Vorschein kommt und in ähnlicher Tiefe auch bei der Burkert Brücke zu Tage tritt. — Die erwähnte abgesunkene Granitscholle gibt den Anlaß zu einer lokalen relativ breiten Stufenbildung wenig über dem Schotterniveau.

Die höher hinanreichenden Rienzschotter des rechten Ufers tragen die Kulturen unterhalb der Bahnlinie und zeigen keine plane Terrassenoberfläche mehr, sondern durchaus unregelmäßige, verwaschene Erscheinungsformen. In und über sie legen sich,

wie schon erwähnt, Lokalschuttbildungen — aufgeschlossen z. B. an der Mündung des Eiterbaches —, deren mächtigste der gewaltige Schuttkegel des Valler Baches vorstellt; auf ihm liegt Mühlbach (777 m) selbst. Sein linker (NO.) Flügel reicht am Gehänge hinauf bis zum Waldrand beim Kreuz (924 m) am Weg nach Meransen, übergreift die hochgelegene Felsstufe des Planpeneider Hofs (ca. 810 m) und langt mit den letzten Ausläufern rienzaufwärts bis gegen die Mühlbacher Klause hinein; median schneidet der rezente Lauf des Valler Baches eine tiefe Furche in ihn, jenseits deren seine Massen wieder hoch hinauf, bis über den Straßhof (ca. 870 m), das Terrain aufbauen, um von da an der Stöcklvater Kapelle (813 m) vorbei zur Straße kurz nördlich des Wächterhauses Nr. 292 abzufallen. Bei der Burkert-Brücke (am r. Ufer) sind der Valler Schutt und die Rienzschotter in enger Nachbarschaft, jedoch ohne einen genaueren Kontakt zu zeigen, aufgeschlossen, ersterer durch die grobe Blockstruktur und den Mangel an Dolomitengeröllen, bezw. seine fast ausschließlich granitische Zusammensetzung, sicher von letzteren zu unterscheiden; um über die Schichtungsverhältnisse beider Ablagerungen Näheres auszusagen, sind die Aufschlüsse zu klein. Zum Valler Schuttkegel gehört vielleicht auch noch die Blockmasse, die bald hinter Mühlbach hoch oben am östlichen (l.) Valler Talgehänge angerissen ist.

An der Mündung des Valler Tales setzen die bisher besprochenen Rienzschotter ab; und wenn schon südlich davon nach Zusammensetzung und Struktur ähnliche Ablagerungen bald wieder auftreten, so fehlen doch Anhaltspunkte für einen morphologischen Zusammenhang, der auf genetische Einheitlichkeit der Bildungen schließen ließe; jedenfalls ist die Schotterterrasse nördlich Korbürg, da sie wenigstens teilweise ihr ursprüngliches Niveau erhalten zu haben scheint und dieses bei höchstens 760 m liegt, während südlich der Vallertalmündung Pustertaler Schotter wesentlich höher reichen (bis an 800 m), gegenüber den letzteren eine jüngere Einlagerung, die wahr-

scheinlich dort aufgestaut wurde, wo sie heute abschneidet: am Valler Schuttkegel.

Die Rienzschotter südlich Mühlbach bekleiden mehrfach das Gehänge der engen Talöffnung, indem sie den Gsimseresten der felsigen Talsohle (vgl. I. 2) auflagern und dieselben bisweilen durch Ausfüllen des Profilwinkels der Beobachtung entziehen; dies ist namentlich am rechten Ufer unter der Bahnlinie beim Putzerhof der Fall; aber auch linksseitig finden sich Rienzschotter in reichlichen Spuren. Die Geröllmasse, unter die dort der Stufenboden des Linerhofs taucht, gehört zur Hauptsache dem Schuttkegel eines kleinen Nebengewässers an. Entlang der Bahnlinie gegen Schabs reichen die Rienzschotter bis über die Straße hinauf, sie liefern das ganze oberseits flache Terrain bei und ober dem Putzerhof (ca. 860 m) und verlieren sich nach oben zu, den letzten Andeutungen nach, erst gegen den oberen Rand (um und über 800 m) des flachen Fußgeländes am Spingesser Berg, südlich der Stöcklvater-Kapelle. Aufschlüsse in diesem Gebiet sind nach Zahl und Umfang spärlich (Prof. Va).

Besonders wichtig ist das Verhalten in der Gegend südlich des Putzerhofs. Am rechten Rienzufer bei der Schleuse des Elektrizitäts-Werkes senkt sich hier die ausgebildete Felssohle des Tales und mit ihr die Schotterbasis in ein Niveau von 20—30 m über dem heutigen Rienzspiegel; gleich (ca. 10 m) höher sind schon konglomerierte, schwach W. fallende geschichtete grobe Schotter mit reichlich Dolomitengeröllen abgeschlossen, die sich von da in gleicher Ausbildung ununterbrochen durch den ganzen Schabser Einschnitt (vgl. a. I. 2) bis an den rezenten Eisacklauf in der Schabser Gegend verfolgen lassen (Prof. VIa); sie füllen auf diesem Wege, wie wir gesehen haben, die tiefen Lagen einer alten, in der Folge verlassenen Rienztalung aus. Die Hauptmasse der noch erhaltenen Einlagerung schneidet im Niveau weniger Meter über der Straße, also in ca. 780 m, ab, ein kleiner Aufschluß in genau übereinstimmenden Geröllen an der Südseite, dem Abhang des Stiefler Bühels, reicht noch 15—20 m höher, in rund 800 m. Schotter-

gruben — wegen des Kalkreichtums ist das Material für die Straßenbeschotterung sehr beliebt (im Gebiete von Aicha z. B. noch, vgl. II. 1, a) — und der Eisenbahneinschnitt bieten hier bequeme Gelegenheit zum näheren Studium.

Es sind unregelmäßig flach geschichtete Schotter mit gerundeten und wasserpolierten Geröllen, zum größeren Teil granitischer und krystallinschieferiger Natur, jedoch mit sehr beträchtlicher Beimengung von kalkigen Geröllen, deren Herkunft nur in den südlichen Seitentälern des Pustertals, im Dolomitengebiete, gesucht werden kann (s. u.). Der Grad der Verfestigung schwankt auf kleinem Raume von Felsenhärte bis zu bloß lockerer Bindung; ebenso ist die Korngröße unbeständig, Lagen mit nur feinem Gerölle wechseln mit Blöcken bis über Kopfgröße. Die Konglomerierung hält sich bald an einzelne Schichten, bald treten auch unregelmäßig umgrenzte härtere oder lockerere Nester auf. Im allgemeinen sind aber am festesten verkittet die grobblockigen Anbrüche im Eisenbahneinschnitt, darüber folgen an der Straße schwächer verzementierte Bänke mit vorwiegend kleinem Gerölle und im Hangenden ist meist eine unkonglomerierte wenig mächtige erdige Blocklage entwickelt, die in sich keine Schichtung zeigt; mancherorts keilt die mittlere Schotterlage inzwischen aus. Weiter oberhalb, am Hang zum Kaiserbühel liegen im Wald massenhaft große und kleine Granitblöcke und granitischer Detritus herum; da jedoch dort Granit auch ansteht und Schotter- oder Moränencharakter nicht bestimmter ausgeprägt ist, sind die Vorkommnisse nicht eindeutig zu bewerten.

So kennzeichnet also ein einheitlicher Strom von Rienzschottern die alte Abflußrichtung der Rienz zwischen Stiefler- und Kaiserbühel in die Schabser Gegend.

Ein anderer Zweig bestehend aus ähnlichen, nur im allgemeinen weniger verfestigten Schottern führt durch die Talung im Osten des Stiefler Bühels ins Rundler Becken und von dort in die Schabser Gegend. Diese Schotter liegen dem Gesimsrest der tiefsten ausgebildeten Felssohle des Rienztals auf und bedecken denselben rechtsuferig in Form einer schon

bald südlich der Schleusse schön entwickelten 30—40 hohen Terrasse, deren Oberseite als breiter ebener Waldboden in ca. 740 m Höhe dem sonst sehr steilen NO. Hang des Stiefler Bühels entlang zieht; vor der Biegung um dessen Ostkante spitzen sich die höheren Partien der Schotteranlagerung am Felsgehänge fort zu aus, während sich die tieferen basalen Lagen noch über die Abstufungsfläche des niedrigen gegen Haiden vorspringenden Felssporn ausbreiten und erst an dessen Südseite abschneiden. Das Rundler Becken (650 m) war mit den entsprechenden Schottern offenbar ganz erfüllt; Reste haben sich reichlich erhalten so wohl im Beckeninneren, wo sie die Kulturen bei Haiden und Rundl — hier terrassenförmig ausgewaschen — tragen, als auch an den einfassenden Hängen, unter Rodeneck und besonders in der Ausbuchtung nordwestlich, wo hoch ober dem Elektrizitätswerke große Blößen von ihnen zeugen; in zusammenhängender Masse durchsetzen sie ferner, am Weg Rundl-Schabs mehrfach aufgeschlossen, den alten Ausgang des Beckens nach Westen, bis hinauf ins Niveau (ca. 800 m) der Einsenkung zwischen Stiefler Bühel und Viumser Höhen. Überall sind es die gleichartigen Ablagerungen: locker gebunden, nur in einzelnen Bänken etwas erhärtet, flachgeschichtet, geschlemmt, mit feinsandigen und tonigen Schmitzen, Korngröße verschieden, durchschnittlich klein bis mittelmäßig, doch auch grobe Granitblocklagen, Gerölle gerundet und wasserpoliert, vorherrschend granitisch und krystallinschiefrig, reichlich aber auch charakteristische Dolomitengesteine (s. u.). Bei der oberflächlichen Verwaschung und Auswitterung des Schotterterrains blieben die größeren Granitblöcke isoliert zurück und bedecken so massenhaft die Waldböden und Gehänge.

Ein Zweig des Pustertaler Schotterstromes folgte aus dem Rundler Becken dem rezenten Rienztal gegen Brixen zu (vgl. I. 2), wie zerstreute Reste beweisen, die auf diesem Wege trotz der schluchtartigen Enge, stets über der tiefsten ausgebildeten Felssohle, erhalten geblieben sind; am bedeutendsten davon ist die Ausfüllung einer lateralen Bucht des Felsgehanges

unterhalb Elvas; hier steigen Schotter, die mit denen von Rundl übereinstimmen, auf dem Gesimserest der unterschnittenen Felssohle (ca. 630 m) fußend, bis etwa 750 m hinan; sie enthalten reichlich charakteristische Dolomitengerölle (s. u.) und sind namentlich in den tieferen Partien gut aufgeschlossen. Auch die Rienzschotter bei Seeburg (II. 2, b) nächst Brixen sind wahrscheinlich auf der heutigen Rienzroute dahingelangt.

Die Hauptmasse unserer Pustertaler Schotter aber sehen wir aus dem Rienztales bei Mühlbach in den genannten zwei Strömen in die Schabser Gegend übertreten, den einen im NW., den andern im S. des Stiefler Bühels. Bei Schabs nun (Prof. VII—IX) vereinigen sich beide und bilden das weitausgedehnte Schottergelände zwischen dem Ochsenbühelzug im NW. und den sanften Abhängen des Nazner Plateaus im SO. (Kirche Schabs 775 m; Bahnhofstabelle 757 m). Der Ochsenbühel und sein felsiger SSW.-Vorsprung liefert hier die Grenzscheide gegen die Eisackschotter von Aicha-Platten-Dynamitmagazin, die durch den Mangel charakteristischer Dolomitengerölle streng verschieden sind (vgl. II. 1, a). Erst südlich des Dynamit-Magazins, nächst dem Hinterrigger, endigt jener Felsvorsprung und vereinigten sich früher die alten Talungen von Rienz und Eisack, während ihn letzterer heute schon nördlich davon in epigenetischer Schlucht (vgl. I. 1) durchbricht, so daß dann sein Bett in den Bereich der Rienzschotter des Schabser Gebietes zu liegen kommt. Dadurch gelangen diese hier in großartiger Weise zum Aufschluß; in langer Flucht von Abbrüchen (oberer Rand ca. 700 m) begleiten sie die Biegung des Eisack nach Süden und geben Anlaß zu einer eigenartigen Landschaftsszenerie, insbesondere in den südlich anschließenden Teilen, wo aus homogenerem, härterem thonigen Material zahlreiche Erdpyramiden gewaschen sind. Die dem östlichen Felshange des Ochsenbühel zunächst folgenden südexponierten Abbrüche zeigen vor allem eine wichtige Struktureigentümlichkeit¹⁾: die Schotterbildungen setzen — von Süden gesehen — in der oberen linken Ecke des Aufschlusses ein mit mauerfesten, undeutlich ge-

¹⁾ Die im Folgenden beschriebenen Details konnten auf den Profilen nicht mehr Ausdruck finden.

schichteten Konglomeraten ganz der Art, wie wir sie im Schabser Einschnitt angetroffen haben; ihre Mächtigkeit ist anfangs nur gering, nimmt aber nach rechts hin rasch zu, indem die Basis muldenförmig nach unten greift bei annähernd horizontalem Ausstrich der Oberseite; die untere Grenze ist stellenweise, besonders links oben, begleitet von einer Lage großer (über 1 m Durchmesser) polierter Granit- (selten Schiefer-) Blöcke und einer deutlichen, hohlgewaschenen Fuge; darunter liegen un- / konglomerierte, nur locker gebundene oder bloß stellen-, bezw. lagenweise etwas mehr erhärtete, deutlich schräg (O. fallend) geschichtete Schotter, deren obere Ausstrichlinie entsprechend der konvexen Unterseite des Konglomerats konkav verläuft. Der Kontakt beider Bildungen ist allem Anschein nach — insbesondere bei der Verschiedenheit der Schichtung — diskordant, wofür auch die ganze übrige beschriebene Lagerungsweise spricht. Weiter rechts (ö.) werden die Gegensätze unklarer; die Konglomerate ziehen sich wieder mehr in die höheren Lagen zurück, die Zwischenschicht mit den großen Blöcken ist ausgekeilt und die minder erhärteten Liegendschotter werden vorherrschend, indem sie mehr und mehr auch nach oben hin die ganze Aufschlußmächtigkeit (30—40 m) einnehmen. Nach ihrer ganzen Beschaffenheit stimmen letztere mit den Schottern des Rundler Beckens überein; es sind demnach hier die im allgemeinen stärker verfestigten Schotter des Schabser Einschnitts eingelagert in die weiter ausgebreiteten Geröllmassen, die aus dem Rundler Becken kamen, erstere daher — trotz ihrer stärkeren Verfestigung — jünger als letztere. — Auf das Altersverhältnis der im Grundgebirge bestehenden Talfurchen gestattet dies keine sicheren Schlüsse; wenn schon der Schabser Einschnitt bei seiner mutmaßlich höheren Sohlenlage wahrscheinlich älter ist als das Rienztal (extra Flußunterschneidung) gegen Rundl hin, so ist es doch auch denkbar, daß er erst nach dessen Anfüllung mit den älteren Schottern erodiert und dann selbst wieder zugeschüttet worden wäre.

Die steilen bis senkrechten, stellenweise überhängenden, in fortwährender Abbröckelung begriffenen Schotterwände lassen an ihrem Fuß die petrographische Zusammensetzung, die

qualitativ für die liegenden und hangenden Schichten dieselbe ist, bequem studieren. Es ist (wie auch im Schabser Einschnitt, im Rundler Becken und unter Elvas) eine Gesteinssammlung aus dem ganzen Einzugsgebiet der Rienz; die Vertreter der zunächst gelegenen Gebiete wiegen allerdings vor: Granit, Phyllit und Glimmerschiefer; ihnen beigemischt aber sind die verschiedensten übrigen Gesteine, die irgendwo in dem weiten Flußgebiete eine größere Rolle spielen; Amphibol- und Chlorit-schiefer (Vals, Pfunders), Serpentine (Pfunders), Diorite und Porphyrite des unteren Pustertals, Gneisse der Zentralzone; ferner eben besonders charakteristisch für die Herkunft der Schotter die Gesteine aus den Dolomiten: Verrucano-Quarkonglomerate von der Basis der permo-mesozischen Schichtserie, hie und da mit Kohlenstückchen, roter und graugrüner Grödner Sandstein, dunkle bituminöse Stinkkalke der Bellerophon-schichten, mit Gyroporellen, Lumachellen und Bellerophon-durchschnitten, versteinерungsführende (z. B. *Pecten spec.*) Mergel und Mergelkalke, rote Gastropodenoolithe und Kalkkonglomerate aus den Werfner Schichten, Schlerndolomit, braune ladinische Tuffsandsteine, endlich besonders häufig der weiße zuckerkörnige Dachsteindolomit mit häufigen Gastropodenhohlräumen. Mitunter findet man Facettengerölle, trotz der zweifellosen Schotternatur der Ablagerungen auch einzelne Stücke mit deutlichen Kritzern und Schrammen.

Die bisher besprochenen Schotteraufschlüsse liegen nordseitig des nun nach Süden biegenden Eisack; auf sie folgt südwestlich unter Schabs ein breiter schlecht aufgeschlossener Hang und dann östlich des Eisack die Erdpyramidenlandschaft unter der Schabs-Neustifter-Straße. Konglomerate wie am Ochsenbühel fehlen hier; dagegen kann man die liegenden, wenig verfestigten Schotter von dort in spärlichen Anrissen und Blößen herüber verfolgen in den Bereich der Pyramiden, an deren Aufbau sie sich noch beteiligen; in tieferen Lagen tritt an ihre Stelle eine gegen Süden und Osten fortschreitend nach oben zu immer mächtiger werdende lichtgraue, erhärtete thonige Masse, welche die Schotter schließlich fast ganz verdrängt und

die Mehrzahl der abenteuerlichen Spitzen und Kämme oberhalb der Ziegelei im Riggertale liefert; die zwei nördlichsten breiten Turmbauten bestehen noch zum größeren oberen Teil aus den lockeren, in einem Falle steil schräg geschichteten Rundler Schottern, die hier genau im Streichen des alten Rundler Talausganges liegen, und nur an ihrem Fuße tritt das feinere Material auf, das weiter südlich viel höher reicht und die Pyramiden im engeren Sinne größtenteils allein aufbaut. Die Beurteilung dieser Masse macht Schwierigkeiten; äußerlich empfängt man zuerst den Eindruck, schichtungsloser, lehmiger Grundmoräne; wo jedoch frische Anbrüche vorliegen (in den tieferen Lagen bei der Ziegelei) erscheint geschichteter, sandiger Thon von ziemlich gleichmäßiger Zusammensetzung, nur selten mit Einschlüssen einzelner größerer Rollsteine; wo frische Aufschlüsse hingegen fehlen, sind die Wände oberflächlich von einer lehmigen Kruste überronnen, die die wahre Natur der Ablagerung verhüllt; unter ihr kann man verschiedentlich feinen Schotter und Sand anschlagen, während die bizarren Formen der Pyramiden im großen und ganzen doch auf einen ziemlich homogenen Aufbau schließen lassen; ab und zu ragt ein großer einzelner Granitrollstein vor, wieder mehr an Moräne erinnernd. Jedoch auch nach der allgemeinen Lage des Vorkommnisses, das beim Vorderrigger auch aufs rechte Eisackufer übergreift, mitten in Schottern ist Moränencharakter doch unwahrscheinlicher denn die Zugehörigkeit als feinere sandig-thonige Fazies zum Schotterkomplexe selbst. — Die Blockeinschlüsse neigen stets zu rundlichen Formen, weshalb diesen Pyramiden die Decksteine anderer bekannter Bildungen fehlen und dieselben auch nie säulenförmige Schlankheit, sondern im besten Falle nur sehr spitze Kegelform erreichen; sehr schön kann man den Bildungsgang der Pyramiden beobachten: erst Auswaschung von Kämmen und Gräben entlang den Gehängeabflüssen, dann Isolierung einzelner Kammstücke durch Abrinnen des atmosphärischen Niederschlages.

Das Pyramidenmaterial wird nach oben zu, ca. 10 m unter der Reichsstraße (758 m) beim 1. Bildstock in der Richtung

Schabs-Neustift, abgeschlossen durch eine ziemlich fest verkittete, flach Südfallende, weitaus vorherrschend granitische Blockdecke, die scharf über den liegenden, feinkörnigen Massen abschneidet; die oberste der Pyramiden ragt gerade noch über das Trennungsniveau empor und besteht in ihrem äußersten Spitzchen aus dem Blockmaterial, des nebenan, unter der Reichsstraße, mit einem ca. 2 m hohen mauerartigen Abbruch ausstreicht. Gegen Schabs hin ist diese Blocklage nicht weiter aufgeschlossen, dafür kehren dort, längs der Straße mehrfach angebrochen, die Schotter vom Rundler Charakter wieder, die hier die Höhen von Schabs (775 m), sowie südlich davon einnehmen und ein ausgiebiges sandiges Thonlager enthalten, das von der Schabser Ziegelei (nahezu 800 m ü. M.) ausgebeutet wird. Hingegen zieht die Blocklage vom Bildstock 758 sehr schön, wenn auch den Aufschlüssen nach unterbrochen, mit rascher Senkung nach Süden fort und kommt nördlich des Unterplaikner Hofes in einer großen nordexponierten Blöße über ähnlichem, jedoch minder homogenem (Sande und Schotter, häufige Granitblöcke) Material wie bei der Rigger Ziegelei schon in einem Niveau von basal ca. 650 m zum Vorschein; also ein ganz ähnliches Verhalten wie jenseits die Blocklage über den Eisackschottern: rasche diskordante Senkung auf erodierter Schotterunterlage; der ältere, liegende Rienzschotter-Komplex (inkl. Thonlager) reicht heute noch an der Schabser Straße in ein Niveau von 800 m hinauf, was die Minimalhöhe seiner ursprünglichen Oberfläche angibt, die jüngere, eingelagerte Blockdecke, die durch den Gehalt wenn auch sehr spärlicher Dachsteindolomit- und Grödner Sandsteingerölle gleichfalls ihre Zugehörigkeit zur Rienz bekundet, fällt basal von ca. 750 m auf 650 m; ihr dürfte auch die oberste Blocklage im Schabser Einschnitt entsprechen und entstammen weiters vielleicht z. T. die zahlreichen Granitblöcke, die in der Umgebung von Schabs lose herumliegen.

So nähern sich die Ablagerungen der Rienz dem alten felsigen Talbodenreste (vgl. I. 4; Prof. X) nördlich Neustift; die Blockschicht liegt hier schon so tief, daß sie sich gleich den

unteren Lagen der Schotter nordseitig an die Felsrippe anlehnt, während die höheren Schotterpartien dieselbe noch überfluteten; dabei wurde in Folge der Vorsprungsrichtung des Felsens quer zum Tal der Schotterstrom in den tieferen Lagen zur Seite gedrängt. Konsequenter Weise schneidet hier dann der rezente Eisack, da er ja die Felsböschung passiert, auch an seinem rechten Ufer Rienzschotter an, während bisher im Großen ganzen die Öffnung des Riggertals zwischen Rienz- (linkes Gehänge) und Eisackschottern (rechtes Gehänge) schied. In der Tiefe des Riggertals finden sich mehrfach jüngere Einlagerungen des Eisack, so insbesondere die feingeschichteten reichen Sandlager, die im ruhigen Winkel nordseitig der Felsrippe und an der andern Seite der Talbucht, beim Vorderrigger, zum Absatz kamen; mitten im feinsten Flinssand liegen oft große, gerundete Granitblöcke — ein Analogon zu jenen in der feinkörnigen Masse der Erdpyramiden.

Von dem Felsvorsprung nördlich Neustift an (Prof. XI, XII) grenzen, rechts des rezenten Eisacklaufs, Rienz- und Eisackakkumulationen ohne trennende Talfurche aneinander; erstere herrschen im Gebiete von Neustift und beherbergen hier den Fluß selbst, letztere bauen die Golser Ebene auf. Es ist natürlich keine scharfe Kontaktfläche zwischen beiden Schotterfazies ersichtlich, aber sie lassen sich, jede in der typischen Zusammensetzung, auf engem Raume auseinander halten. Besonders instruktiv ist in dieser Hinsicht eine Traversierung des Gehänges südlich vom Vorderrigger in der Höhe des Bildstocks (648 m) oberhalb der Rigger Brücke; von der Südecke der Wegschleife Voderrigger-Reichsstraße ausgehend bleibt man hier bis nahe an jenes Bildstöckl heran in Schottern, denen charakteristische Dolomitengerölle durchaus fehlen und kalkige Gerölle (weißer Marmor, Tribulaundolomit z. B.) überhaupt nur spärlich eigen sind; dann auf einmal, wo der Weg (Markierung 1) um die Kante biegt, ist das Material schon in kleinen Aufschlüssen voll von sicheren Zeugen der Pustertaler Herkunft: Dachstein- und Schlerndolomit, rote Kalke der oberen Werfner Schichten (Gastropodenhorizonte) Lumachellen- und dunkler bituminöser Kalk der Bellerophon-

schichten, roter Grödner Sandstein, Verrucanoquarkonglomerat, neben der vorherrschenden granitischen und krystallinschiefrigen Komponente. Einzelne Partien dieser kalkreichen Schotter sind — besonders beim Bildstöckl und um Punt — so hart konglomeriert, wie am Ochsenbühel, die Sandbänke stellenweise zu festem Sandstein verkittet, der dann oft in eigentümlich rillenförmig umgrenzten Komplexen auswittert (z. B. bei der Neustifter Brücke), ohne daß aber der Verfestigungsgrad irgendwelche stratigraphische Beziehung erkennen ließe; die Hauptmasse zeigt nur mäßig feste Bindung und vielfach unregelmäßige, gestauchte Schichtung (z. B. bei der Neustifter Brücke). Dieselben Rienzschotter wie am rechten Eisackufer treten auch am linken auf in den Weinbergen ober dem Kloster Neustift, wo sie die Bucht im Süden jener Felsrippe einnehmen und mehrfach, deutlich geschichtet, aufgeschlossen sind. Über ihnen erscheint beim Punter Bildstöckl (648 m) in einem großen, aufragenden Anbruch ein ca. 10 m mächtiges Bänderthonlager geschnitten, das von der hier ca. 5 m mächtigen Eisackblockdecke der Golser Ebene überlagert wird, die frei von Dolomitgeröllen ist, dafür häufig den roten Granit des Flaggertals und spärlich kalkige Gesteine des oberen Eisacktales führt. Hier hat demnach im Laufe der Zeit ein Ineinandergreifen der Einflußsphären von Rienz und Eisack stattgefunden, die Eisackblockdecke liegt über den Rienzschottern. Der Aufschluß dieses Lagerungsverhältnisses ist zugleich deshalb von Wichtigkeit, weil er die Oberflächengestaltung der Schotter nächst Neustift nicht mißdeuten läßt; hier, oberhalb der Neustifter Eisackbrücke erscheinen nämlich die Rienzschotter, n. ö. des Kassinghofes, als tiefere Terrasse (ca. 630 m) an den höheren, bis zur Golser Ebene (666 m) aufragenden Eisackdepositen (Blocklage) und man könnte den Eindruck gewinnen, daß sie gegenüber letzteren eine jüngere Einlagerung vorstellen; zwar verweist schon das Plateau beim Kassinghof selbst und von Tschiders, das die Fortsetzung jener Terrasse bildet, darauf, daß dieselbe aus dem Liegenden der höheren Schottermassen hervorgeht und bloß morphologisch (äußerlich) als Terrasse erscheint, der Umstand

aber, daß beim Bildstöckl (648 m) die stratigraphische Überlagerung der Rienzschotter durch die orographisch höheren Bildungen direkt aufgeschlossen ist, schließt eine andere Deutung aus; es ist nicht eine akkumulative, sondern eine erosive Terrasse, bloß äußerlich aus einem gemeinsamen Ablagerungskomplex gewaschen.

Südlich der Neustifter Brücke bauen Rienz- und Eisackakkumulationen gemeinsam den niederen Höhenrücken zwischen Eisack und Schalderer Bach auf (Plateau Tschiders; vgl. II. 1, a). Aufschlüsse, welche eine Trennung beider Schotterfazies vornehmen ließen, fehlen nunmehr. Schließlich verliert sich der ganze langgestreckte Schotterrücken, wie schon beschrieben, in seinen letzten Andeutungen auf den flachen Feldern vor den Toren der Stadt Brixen.

Die Ablagerungen der Rienz sind somit das Spiegelbild jener des Eisack; sie bestehen ebenso aus liegenden Schottern s. str., die seitlich noch 800 m Meereshöhe erreichen, und einer jüngeren hangenden Blockdecke, welche in ein schon erodiertes Relief der Schotter eingelagert wurde, und unterscheiden sich im Wesentlichen nur durch ihre Zusammensetzung und Verbreitung, die eben dem Einzugsgebiet der Rienz entspricht; sie treten bald in engem äußerlichem Verband mit den Ablagerungen des Eisack auf, bald durch die nachmals an der Grenze beider Systeme eingerissene rezente Eisackfurche (Riggertal) von ihnen getrennt. Die Thonschmitzen und -Lager, die uns wiederholt begegnen, zeigen, daß in dem ausgedehnten Berieselungsnetze mehrfach Ansammlungen stehenden Wassers bestanden, in denen die feinsten Partikelchen zum Absatz kamen, bis die betreffenden Vertiefungen im Wechsel der Flußbahnen wieder mit größerem Material zugeschüttet wurden, das hiebei Schrägschichtung (Deltastruktur) erfuhr; ein großes derartiges Thonlager, das von unten nach oben an horizontaler Ausbreitung infolge fortschreitender Einschotterung allmählich verliert, stellt in der angenommenen Deutung die feinkörnige Masse der Erdpyramiden dar.

Zusammenfassung. Die Ablagerungen zwischen Schabs Aicha, Vahrn und Neustift im Ganzen betrachtend — von den kleineren, wahrscheinlich selbständigen Akkumulationsgebieten bei Station Franzenzfeste und bei Mühlbach abgesehen — hat man also zunächst der äußeren Erscheinungs-(Erhaltungs-)Form nach einen median im Haupttale zwischen Vahrner Seenfurche und rezenter Eisack-(Rigger-)Talung erhaltenen Schuttrücken zu unterscheiden, der anfangs sehr breit, dann nach Süden hin immer schmaler werdend, mit dem Oberniveau in ca. 720 m die beiden genannten Tiefenlinien vom Ochsenbühel bis nach Brixen auseinander hält, und höhere, bis über 800 m hinaanreichende seitliche Reste, die im Westen (Voitsberg-Salern-Prugger) und Osten (von Schabs der Reichsstraße gegen Neustift entlang) die Hänge des Haupttals verkleiden. Die ganze Schuttmasse sondert sich sodann der Herkunft und Zusammensetzung nach in zwei Komponenten: in Ablagerungen des Eisack, die im Westen vorherrschen, und solche der Rienz, die mehr ostseitig vertreten sind; und schließlich nach dem Alter und der Struktur in die älteren liegenden Schotter s. str. und die jüngere hangende Blockdecke, welche in eine der Altersdifferenz entsprechend erodierte mediane Talmulde der Liegendschotter eingelagert wurde, der Art, daß sie heute tiefer liegt und rascher fällt als die nur mehr nach ihren seitlichen Resten zu beurteilende ursprüngliche Oberfläche der Schotter s. str.

Die Ablagerungen gleicher Struktur, gleichviel welcher Herkunft sind — von der lokalen Untergliederung der Rienzschotter in die des Rundler Beckens und jene des Schabser Einschnittes abgesehen — ungefähr gleichaltrig, d. h. für Eisack und Rienz galten für gleiche Zeiten ähnliche Bedingungen. Das ergibt sich aus dem engen Verband der strukturell sich entsprechenden Bildungen beiderlei Herkunft — Eisackschotter s. str. mit Rienzschotter s. str., Eisackblockdecke mit Rienzblockdecke — im horizontalen Sinne; sie erscheinen nirgends über, sondern stets nebeneinander abgelagert, in der Weise, daß die beiden strukturell gleichen, genetisch und petrographisch aber verschiedenen Fazies, die eine neben der andern, jede nur

das ihr topographisch zukommende Flußgebiet einnimmt und bloß vielleicht unmittelbar am Kontakt beider eine gegenseitige Verzahnung, wenn nicht ein Ausgleich, stattfindet. Eine Über-, bzw. Unterlagerung besteht nur zwischen den strukturell ungleichen Akkumulationstypen, den Eisack- und Rienzschottern einerseits, der Eisack- und Rienzblockdecke andererseits, wobei es auch zu einer gegenseitigen Über- bzw. Unterlagerung genetisch und petrographisch ungleicher Typen kommen kann (Eisackblockdecke über Rienzschottern nördlich Punt bei Neustift z. B.).

Die ungefähre Gleichaltrigkeit der strukturell gleichen Akkumulationstypen erklärt eine häufige Eigentümlichkeit der Lagerungsweise; die Schotterschichtung erscheint vielfach wirr und gestört. Das ist die Folge gegenseitiger Strömungs-Beeinflußung, Hinderung, Stauung, fluviatiler Differenzialbewegungen in dem reichlich bewässerten Ablagerungsraume. Bezeichnender Weise tritt die Erscheinung eben hier im alten Vereinigungsbereiche von Rienz und Eisack oft deutlich zu Tage. Tektonische Ursachen irgendwelcher Art zur Erklärung heranzuziehen, wäre bei dem bloß lokalen, da aber mitunter sehr heftigen Auftreten dieser Störungen, unbegründet.

Die ursprüngliche Oberfläche der Schotter s. str. lag nach den seitlich erhaltenen Überbleibseln im Gebiete nördlich Vahrn 840—800 m hoch; von da senkte sie sich bis auf ca. 770 m beim Pruggerhof; die medianen Reste hingegen, die der Blockdecke als Basis dienen, fallen auf dem Wege Ochsenbühel-Neustift oberflächlich von ca. 700 auf 630 m; sie und die Blockdecke verschwinden nördlich Brixen, des Platzmangels im enger werdenden Tale wegen, morphologisch aus dem Bilde der Landschaft und nur mehr in seitlichen Resten, Terrassen, läßt sich dann die große Schutteinlagerung weiter nach Süden verfolgen; nichts desto weniger hat sie ehemals zweifellos auch hier das ganze Tal erfüllt.

2. Akkumulationen in der Gegend von Brixen¹⁾.

a) Die Schotterterrassen der westlichen Talseite.

Wir haben die Prugger-Terrasse und das zu ihr gehörige Schottergelände nächst der Kirche Vahrn (671 m) bis zu dem schönen planen Waldboden bei \ominus 724 südlich des Haslerhofes verfolgt. Dort heben sich die Akkumulationen noch deutlich vom Felsgehänge ab, das hier gegen die Haupttalmitte vortritt und nun eine Strecke weit, ober dem Wächterhaus Nr. 142, nur mehr ganz verwaschene, von Gräben zerfurchte Ablagerungen erraticer Schotter an sich trägt. Immerhin läßt sich deutlich beobachten, wie dieselben in einer bestimmten, dem Terrassenniveau entsprechenden Höhe nach oben hin abschneiden und darüber, einer fast horizontalen Ausstrichlinie entlang, die Felsböschung hervorkommt, zunächst in groben Schrofen und Wänden, weiter aufwärts schön geschliffen. Die Beschaffenheit der Ablagerungen wird vorzüglich aufgeschlossen durch eine große Sandgrube und kleinere Entblösungen beim Neidhäusler Hofe; es sind geschichte Schotter und Sande, stellenweise mit Bänderthonlagern, im allgemeinen wenig verfestigt, einzelne Partien aber, z. B. beim Hofe selbst und am Bahndamme, fest konglomeriert; auffallend ist die starke Störung der Schichtenlage, die oft wie gefaltet aussieht. Der Hauptaufschluß ist so mächtig, daß die Schotternatur des ganzen der höheren Bergwand entlang ziehenden Fußgehänges dadurch erwiesen wird (Prof. XIII).

Unmittelbar südlich der rein künstlich geschaffenen Blöße kommt ein kleiner Graben herab, jenseits dessen die Schotteranlagerung bedeutend an Ausdehnung gewinnt. Das erst weit oben hervortauchende Felsgehänge tritt wieder von der Haupttalmitte zurück und läßt nun einer breiten angelagerten Schotterterrasse Raum, die in geringer Senkung des Prugger-niveaus, diesem vorzüglich entsprechend, auf weite Erstreckung nach Süden zieht, um erst an der felsigen Südlehne des Höller Grabens (südlich vom Brixner Bahnhof) quer abzuschneiden.

¹⁾ Prof. XIII—XXIII.

Der Zusammenhang der Terrasse ist heute freilich gelöst, ein Graben nach dem andern hat sich quer in sie eingerissen und sie erscheint in eine Anzahl Stücke zerlegt, die aber durch die Gleichartigkeit der Gestaltung und ihre wie ausnivellierte Oberfläche sehr schön auf die frühere Einheitlichkeit zurückschließen lassen. In einem Durchschnittsniveau von 730 m der Westseite des Tales entlang ziehend liefern sie einen charakteristischen Bestandteil im Bilde der Brixner Landschaft; schon ihre ganze äußere Erscheinungsform läßt vermuten, daß es Schottergebilde und nicht Stufen im felsigen Grundgebirge sind. Das Gehänge des letzteren beschreibt hier wie an der Mündung des Schalderer Tales entsprechend der Erosionssphäre verschiedener kleiner Abflüsse, wie solche heute noch in Tätigkeit sind und eben die Gliederung der Terrasse bewirkt haben, eine große seitliche Bucht, in der die eingelagerte Schotterterrasse günstige Erhaltungsbedingungen fand. Die plane, nur wenig verwaschene Oberfläche der einzelnen Terrassenteile war im besonderen Grade zur Besiedelung geeignet und jeder trägt seinen Einödhof, was eine bequeme Bezeichnung der einzelnen Glieder gestattet. Im Norden, anschließend an jenen Graben beim Neidhüsler, eröffnet die Terrasse des Bürgerhofes (740 m) als erster Teil die Reihe; an ihrem vorgeschobenen talseitigen Rand ober der Kachlerau stehen die letzten Mauerreste der Ruine Pfeffersberg. Es folgt, durch den Weißlahngraben getrennt, die prächtige Terrasse beim Oberebner (ca. 720 m), dann in der Gabel der Spitalahn jene des Eder (ca. 720 m) und südlich davon die ausgedehnte Terrassenlandschaft von Vischeid, welche südwärts am Höllergaben abschneidet, der zwar auch jenseits zum größeren Teil noch in den Geschieben (vgl. II. 3, a), zum kleineren aber schon im Quarzphyllit liegt (Prof. XIV—XVI).

Die nähere Untersuchung bestätigt vor allem, daß nirgends in dem Bereiche dieser Terrassen der anstehende Fels des Grundgebirges an die Haupttallehne vortritt, daß dieselben also wirklich von Schutt aufgebaut werden und nicht etwa Felsgesimse sind: das felsige Berggehänge kommt unterhalb des Terrassen-niveaus überhaupt nur da zum Vorschein, wo die trennenden

Gräben rückwärts bis auf den Untergrund der Schotter einschneiden, wie das im Graben der Weißlahn, in den höheren Verästelungen der Spitallahn und im Höllertal der Fall ist. Im Weißlahngraben zeigt sich die unter den Schottern begrabene Felsböschung großartig geschliffen. Alle Entblößungen hingegen, welche dem Aufbau der Terrassen selbst angehören, erschließen nur Schuttmaterial und zwar vorwiegend flach geschichtete, unkonglomerierte Schotter und Sande (Aufschlüsse am Weg zum Burgerhof, beim Heßbauer oberhalb der Kachlerau, beim Talhofer, im unteren Höllergraben) seltener Bänderthone (beim Burger, Talhofer und im unteren Höllergraben) oder unregelmäßige Schichtenlage (Höllergraben). Die Zusammensetzung ist erratisch, wie der große Reichtum an Granitgeröllen neben der krystallinschiefrigen Komponente und noch mehr das Vorkommen von Kalkgeschieben beweist; im Gegensatz zu früher ist hier nun aber eine absolut scharfe Charakterisierung, ob Eisack- oder Rienzschotter, nicht mehr angängig, es zeigen sich schon sichere Spuren einer Vermischung beider Schottersysteme; immerhin jedoch sind Gerölle aus den Dolomiten an der Westseite des Brixner Eisacktales eine Seltenheit und entspricht das Terrassenmaterial der Hauptmasse nach entschieden einer Eisackablagerung. Wie tief und auf welchem Untergrunde der Terrassenschotter fußt, ist nicht aufgeschlossen; die basale Felsunterlage tritt nirgends zu Tage, weder in den seitlichen Furchen noch am Rande gegen das Haupttal, wo die Terrassenböschung allmählich in die Oberfläche der Akkumulationen des Talgrundes übergeht; es wäre denkbar, daß die Terrassengeschiebe zum Teil einem Felsgesimse auflagern, dieses also unter ihnen begraben liegt, und vielleicht nur deswegen an der Westseite des Eisacktales kein Äquivalent der im Osten so schön ausgeprägten Felsstufe sichtbar ist (vgl. I. 4).

Südlich des Höllergrabens ist die Terrasse, die bis dahin so deutlich zu verfolgen war, bereits verschwunden, namentlich fehlt nunmehr die morphologische Ausprägung einer solchen ganz. Die Südlehne des Grabens liegt zwar noch ganz im Schutt, aber — von dessen Beschaffenheit vorläufig abge-

sehen (vgl. II. 3, a) — zum Unterschied von Weißlahn und Spitallahn, die vollständig dem Schuttbereich angehören, kommt am Ausgang des Tales OSO. streichend die Felsböschung zum Vorschein. Der felsige Berghang, in dessen Bucht die Terrasse erhalten blieb, tritt hier, von Tils her, rasch wieder ins Haupttal vor, das er am Ausgang des Höllergrabens erreicht, um nächst dem Hofe Palbit (s. I. 4) in dasselbe auszubiegen und gegen Süden zu fortan ihm parallel zu laufen. Die prallen, in den tieferen Lagen oft schrofigen Felshänge, welche nunmehr bis gegen Klausen das Haupttal im Westen begleiten (vgl. I. 4; Prof. XVII—XXIII) sind größerer Schuttanlagerungen bar, nur einzelne Granitfindlinge vertreten das Erratikum. In der Mahr mündet mit steilem schluchtartigem Abfall aus dem höheren Gareiter Graben der kleine Bärenbach, der über die Akkumulationen des Haupttals einen mächtigen Schuttkegel ausgebreitet hat — auf ihm der Maierhof und die Kirche St. Jakob, in tiefem Einschnitt die Eisenbahn —; ein zweiter großer Schuttkegel entstammt dem Schnauderer Graben bei Veltorns und trägt die Gefilde von Schrambach bis hinab zum Ende des Brixner Beckens bei Klamm.

b) Die entsprechenden Schotterrelikte an der
Ostseite.

An der östlichen Lehne des Eisacktals bei Brixen fehlt eine in ähnlicher morphologischer Schärfe wie im Westen erhaltene Schuttanlagerung. Nichtsdestoweniger sind entsprechende Bildungen reichlich zu konstatieren. Das Gehänge südlich Neustift ist übersät mit den Resten von durch Dolomitengerölle charakterisierten Schottern. Einigermaßen zusammenhängende Aufschlüsse folgen nächst Stufels bei Brixen. Hier ist außerhalb der Hofmühle ein kleiner, durch seine Form auffallender Konglomeratfels stadtbekannt, der vollkommen mit den Konglomeraten im Schabser Einschnitt und am Ochsenbühel übereinstimmt; seine Isolierung und der geringe Umfang erwecken den Anschein, es handle sich trotz der ganz unregelmäßigen

Umgrenzung um einen von dort her transportierten Block; allein noch vor einem guten Menschenalter stand hier aus demselben Material gehauen ein ganzes Tor, was mit Sicherheit auf das Anstehen dieses höchst wahrscheinlich der Ausfüllungsmasse des Schabser Einschnitts äquivalenten Konglomerates schließen läßt. An einer anderen Stelle gestattete (1909) der Bau der Kranebitter Straße, wo sie im Einschnitt aus Stufels hinausführt, guten Einblick in eine mächtige Decke wenig oder nicht verfestigter, flach geschichteter Schotter und Sande mit vorherrschend granitischem und krystallinschiefrigem Material, daneben häufigen Dolomitengeröllen, nach oben abgeschlossen durch eine alte Kulturschicht (Bronzefunde). Unter den Schottern kam das Grundgebirge hier gar nicht mehr zum Vorschein, während bei der Biegung ober Villa Lugeck gleich unter ihnen die geschliffene Felsoberfläche angeschnitten wird; die Schotter greifen dort taschenförmig in kleine Gletschertöpfe ein, deren einen die Straßenwand fast median durchschneidet. Ein Aufschluß in sandigem, grobblockigem Schutt, zu klein, um Schichtung erkennen zu lassen, liegt bei einem Haus am Abhang nördlich von Stufels.

Schotterreste mit Dolomitengeröllen überdecken allenthalben das Kranebitter Berggelände, von Krakoff bis gegen Raas (824 m). Eine größere Ansammlung derselben Beschaffenheit wie an der Straße nächst Stufels gelangt in der Sandgrube bei Seeburg (648 m) zum Aufschluß; es ist jedoch der Lage nach wahrscheinlich, daß dieses Vorkommen von Gewässern abgelagert wurde, die den Weg durch die Rienzschlucht von Rodeneck her nahmen.

Weiter südlich fehlen im Bereich des Köstlaner und Millander Schuttkegels Aufschlüsse erratischer Akkumulationen fast ganz. Von zahlreichen Granitfindlingen abgesehen ist nur auf der Höhe und an der Westseite des sonst felsigen Zepher-Bühels (619 m; Prof. XVII), durch die Lage vor der lateralen Erosion geschützt, zwischen den Lokalschutt-Massen ein Rest von erratischen Schottern erhalten geblieben, durch den Gehalt an granitischem und Dolomiten-Material von ersteren unterschieden;

an der Südseite des Bühels mischen sich beiderlei Typen (viel kantige Phyllitstücke). Das höhere Felsgehänge ist größtenteils blank oder nur mit Gehängeschutt versehen.

Im Süden des Kitzlocher Grabens folgt das Haupt-Schottergebiet der Ostseite, beim Ansitz Ratzötzt (642 m) und dem Hofe Riffnol (ca. 740 m; Prof. XVIII). Hier lagert, der äußeren Form nach unkenntlich, in einer Bucht des felsigen Berghanges dem letzteren eine mächtige Geschiebemasse an, deren verwaschene Oberseite an der Bildung des Profilabsatzes bei Riffnol beteiligt ist. Eine gegen Ratzötzt hinabführende Runse schneidet sie seitlich an und schließt in einer Mächtigkeit von ca. 20 m schön horizontal geschichtete Schotter und Sande auf, die sich in kleineren Abschürfungen, Sandgruben, bis hinab in die nächste Umgebung von Ratzötzt selbst verfolgen lassen, also auf rund 100 m Vertikaldistanz. Der Granitreichtum ist merklich geringer als an der Westseite des Eisacktals, Dolomitengerölle, namentlich Dachsteindolomit mit Schneckenhohlräumen, sind häufig. Gegen Süden breitet sich die Schottermasse noch mehr aus im Erosionsbereich des südlich von Riffnol herabkommenden „Riffnoler-“ oder „Mellauner Bachls“; hier ist aus ihr die isolierte Kuppe (720 m) beim Gasteigerhof gewaschen (vgl. I. 4), die nur unterwärts auf einer Felsstufe fußt, wie wir gesehen haben; eine ähnliche, nur weniger isolierte Bildung liegt ein Stück höher beim Voglsanger Hof. Jenseits des Mellauner Bachls reichen die erratischen Schotter über den Bodenbühler Hof bis in die Sarner Gegend und bauen, in äußerlich durchaus verwaschenen Formen, auch das Fußgelände zwischen Sarns und Ratzötzt auf; dessen tieferen Lagen entsprechen die Schotter des Zepher Bühels (s. o.); es ist dabei nur fraglich, ob sie nicht etwa, wenigstens zum Teil, mit der ausgezeichneten ebenflächigen Terrasse von Pallaus (605 m) und Sarns (599 m) zusammengehören, von der gleich die Rede sein wird.

Für die zeitliche und genetische Äquivalenz der Schotter von Ratzötzt-Riffnol mit den Terrassen im Westen des Haupttals ist das übereinstimmende Oberniveau (720—740 m) bezeichnend; dabei sind sie ähnlich wie selbige in einer großen

seitlichen Bucht der Talwand, einer zusammengesetzten Lateral-Erosionssphäre, erhalten geblieben, die von der südlichen Begrenzungsrippe des Kitzlocher Grabens (beim Bildstöckl nördlich Ratzötz) bis zum Albeinser Vorsprung reicht, mit dem das felsige Berggehänge, fast OW. streichend dann wieder an das Haupttal vortritt; analog ist auch die Gliederung der Schottermasse durch die einzelnen Rinnsale des Erosionsbereiches (Gräben beim Riffuoler, beim Voglsanger, Bodenbühler und ober Sarns); lediglich die äußeren Formen sind zum Unterschiede von der Westseite ganz verwaschen.

Letzteres ist nicht der Fall an der jüngeren, tieferen Einschachtelung, als welche wohl die niedere Terrasse von Pallaus (605 m) und Sarns (599 m) zu deuten ist; deren ausgeprägte plane Oberfläche kann kaum das Resultat einer Abtragung sein, sondern ist viel wahrscheinlicher das ursprüngliche Ablagerungsniveau einer späteren Schotteraufschüttung. Die Terrasse schließt an das vorhin erwähnte piedestale Schottergelände südlich unterhalb Ratzötz an und nimmt in schöner einheitlicher Entwicklung die tieferen Lagen der Bucht im Norden des Albeinser Vorsprunges ein. Die Lage knapp nördlich des Aferer Schuttkegels deutet auf genetische Beziehungen zu demselben hin, wonach es sich um ein relativ jugendliches Stauprodukt handelt. Gegen den hart vorbeifließenden Eisack und dessen Au fällt die Terrasse mit steiler, 50—60 m hoher Böschung ab, ohne jenseits oder weiter flußabwärts irgend ein morphologisch erkenntliches Äquivalent zu finden. Bei Pallaus und Campan (am Fuß des Hanges, 558 m) ist sie etwas zerfurcht; Aufschlüsse in dem Terrassenmaterial sind spärlich vorhanden in den Weinbergen südwestlich der Kirche und am Abhang zum Eisack; die Schotternatur ist deutlich ausgesprochen, auch Dolomitengerölle kommen häufig vor. Der Fels des Grundgebirges liegt gänzlich verborgen und taucht erst entlang dem oberen Rand der Terrasse mit rasch ansteigender Böschung hervor, im Bogen die Schotterebene umziehend, wobei diese an seinem Fuß von lokalen Schuttkegeln und Gehängeschutt überböschet wird (Prof. XIX).

Im Süden des felsigen Albeinser Vorsprungs herrscht, die ganze Breite des Haupttals einnehmend, der gewaltige Schuttekegel des Aferer Bachs; er drängt den Eisack hart an die jenseitige Talwand und hat ihn zweifellos oftmals für langdauer bedeutend aufgestaut, bis sich der Fluß immer wieder aufs neue durch die zähen Massen sein Bett grub. Erst im Sommer 1906 gab die letzte Katastrophe davon ein kleines Bild; ein kurzes Hochgewitter steigerte die Schuttführung so, daß das Haupttal gesperrt, der Eisack gestaut und die nördlich anschließenden Auen bis zu 1 m unter Wasser gesetzt wurden. Der analoge Vorgang, nur in etwas größerem Maßstabe vermochte die Bildung der Sarnner Terrasse zu veranlassen, und liegt vielleicht sogar auch dem noch viel großartigeren Phänomen der übrigen besprochenen Schotterablagerungen zu Grunde; denn südlich des Albeinser Vorsprungs fehlen Schotter, die mit jenen von Riffnol oder im Westen von Brixen zu parallelisieren wären¹⁾. Und an der nördlichen Lehne im Mündungswinkel des Aferer Tals, gleich hinter dem Dorfe Albeins (617 m), sieht man noch tatsächlich die Überbleibsel eines alten ungleich mächtigeren Schuttekegels, dessen Schichten schräg gegen das Haupttal neigen; die Reste reichen bloß nach den Aufschlüssen schon so hoch hinauf (80—100 m über den Bach, also in mindestens 700 m), daß ihre Höhe zur Aufstauung der Riffnoler Schotter schon genügen würde, die nur wenig über 700 m, dabei noch ein gutes Stück weit nördlich liegen. Die Masse des alten Schuttekegels entspricht ganz den rezenten Aufschüttungen des Aferer Baches; die erdige Beschaffenheit, die schmutzige, rötlichbraune Farbe, die ungleiche Schichtung, die unregelmäßige Form und Größe der Gerölle, vollkommen sicher aber die Gesteinsführung (fast kein Granit, wohl aber neben vorwiegendem Phyllit Quarzporphyrgerölle, zahlreiche Stücke des charakteristischen schwarzen Aferer Kieselschiefers, spärliche Kalke, also hauptsächlich Gesteine des mittleren und unteren

¹⁾ In einiger Höhe nördlich ober Klamm liegt dem westseitigen Talgehänge noch flach geschichteter Schutt an; doch scheint dessen äußerer Habitus von den gedachten Terrassenschottern abzuweichen (? älteres Schotterrelikt).

Aferer Tales) unterscheiden sie scharf von den Ablagerungen des Haupttales (vgl. a. II, 3, b; Prof. XXI).

Südlich steht mit dem schön bebauten Aferer Schuttkegel in engem Verband, nur durch eine seichte Terrainmulde davon getrennt, die Aufschüttung des in steiler felsiger Schlucht vom Theisser Gehänge herabkommenden Schneckenbaches; sein Bett liegt heute gewöhnlich zwar trocken, doch nach den Schuttmassen zu schließen kam hier bisweilen ein gefährlicher Wildbach; die Eisenbahn ist durch einen Äquädukt dagegen gesichert.

Die Schuttmasse, welche ehemals das Eisacktal um Brixen erfüllte, ist, von der Verschüttung des Talgrundes abgesehen, in seitlichen, den Talhängen entlang ziehenden Resten erhalten geblieben. Diesen nach lag ihre Oberfläche in ca. 740—720 m. An der Westseite baut sich daraus eine morphologisch schön gekennzeichnete Terrasse auf (Burger-Oberebner-Eder-Vischeider), während im Osten die Formen verwaschen sind, im übrigen aber die entsprechenden Ablagerungen in ungefähr dieselbe Höhe hinanreichen (Riffnol); beiderseits blieben die Reste in Lateral-Erosionssphären vor der Haupttalerosion geschützt erhalten. Hinsichtlich der Zusammensetzung herrschen, wenn schon bereits sichere Spuren einer Vermischung gegeben sind, im Westen vorwiegend Ablagerungen des Eisack (Dolomitengerölle sehr selten, Granitreichtum sehr groß), im Osten solche der Rienz (Dolomitengerölle häufig, Granitreichtum mäßig). Im Norden gehen die besprochenen Akkumulationen der Brixner Gegend hervor aus den randlichen hochgelegenen Partien des Akkumulationskomplexes zwischen Aicha, Schabs und Neustift und gehören demnach mit denselben und in der Folge auch mit den Schottern, welche dort in der Talmitte im Liegenden der Blockdecke erhalten sind, genetisch zusammen. Nach Süden hin lassen sie sich verfolgen bis kurz vor die Mündung des Aferer Tales; ein alter, noch nachweisbarer Aferer Schuttkegel hat hier vielleicht ihre Aufstauung bewirkt, wie auch eine jüngere tiefere Schotterablagerung, die durch die Terrasse von Sarns vorgestellt wird, der Lage vor einem solchen ihre Entstehung verdankt.

3. Ältere Akkumulationen in der Gegend von Brixen¹⁾.

a) An der Westseite des Eisacktales.

Wenn wir die plane, nur wenig verwaschene Oberfläche der Schottermassen im Westen von Brixen, die also annähernd das Ablagerungsniveau repräsentiert, als solches ins Auge fassen, dann nimmt es Wunder, daß über ihr gewaltige erratische Schuttanhäufungen noch um mehr als 100 m höher am Berggehänge hinaufreichen. Sie bauen den weithin sichtbaren Abbruch der Weißlahn (hoch oberhalb der Kachlerau) und in deren Umgebung ein ausgedehntes Akkumulationsgebiet auf, das sich dem oberen Rand der Terrassen entlang ebensoweit nach Süden verfolgen läßt wie letztere selbst.

Die Deutung dieser ausgebreiteten, in sich aber nicht homogenen Geschiebemassen bedarf eingehender Untersuchung. Wir gehen damit am besten von der uns bereits bekannten Terrasse beim Oberebner aus (Prof. XVI). Gleich hinter dem Hofe befindet sich hier in etwas höherem Niveau als die schöne Terrassenoberfläche (ca. 720 m) selbst eine große Sandgrube, welche die unteren Partien des über der Terrasse rasch ansteigenden bewaldeten Hanges vorzüglich aufschließt; es ist einer der schönsten Schuttaufschlüsse der Gegend, ein Anbruch in Form einer senkrechten, an die 10 m hohen Wand. Bis nahe an den oberen Rand besteht dieselbe aus ausgezeichnet horizontal oder wenigstens sehr flach geschichteten Schottern von verschiedener Korngröße, mit thonigen, feinsandigen und auch blockigen Lagen, Bänken oder Nestern, vorwaltendem Granitmaterial, sehr spärlichen kalkigen Geröllen, darunter ausnahmsweise auch vermutlichen Dolomitengeröllen; die Masse ist durchaus geschlemmt, die Gesteinsstücke sind gerundet und wasserpoliert, selten besonders groß, die Verfestigung ist im allgemeinen gering, lokal aber auch konglomeratisch; solche konglomeratische Putzen — nicht etwa gerollte Einschlüsse — liegen unter den von den Arbeitern beiseite geworfenen Blöcken, kommen ferner mehr-

¹⁾ Profile XVI—XX.

fach in einem kleinen Rinnsal knapp westlich der Sandgrube zum Vorschein.

Alles in allem zeigen die Schotter an sich keinen wesentlichen Unterschied von jenen, welche die Terrasse selbst aufbauen, wie sie z. B. an deren Nordostfuß, beim Hessbauer, aufgeschlossen sind; nur liegen sie über dem Terrassenniveau. Am oberen Rand der Sandgrube nun aber werden sie überragt von einer Geschiebebildung ganz anderer Beschaffenheit. Die annähernd horizontalen, liegenden Schotter- und Sandschichten schneiden schräg ab an einer im Sinne der Böschung des Waldhanges ansteigenden gänzlich ungeschichteten, ungeschlemmten, lehmigen Schüttmasse mit zahlreichen großen oft eckigen oder nur kantenstumpfen erratischen (bes. Granit-) Blöcken, die mit einer dünnen thonigen, stellenweise erhärteten Zwischenbildung an und über den Schottern lagert: Moräne über Schottern.

In dem einen Aufschluß kommt nur eine relativ geringe Mächtigkeit der Moränenbedeckung (1—2 m) zum Vorschein, auch ist sie hier nicht weiter zugänglich. Folgt man dem Weg, der westlich der Sandgrube vorbei steil in den Wald hinaufführt, dann stellt sich bald — von einigen Konglomerat-hervorragungen abgesehen — ein zweiter künstlicher Aufschluß ein, der zwar klein ist, aber unmittelbar in der Kontaktpartie von Moräne und Schottern liegt und deren Verband bequem beobachten läßt; im Prinzip zeigt er dasselbe wie früher, die geschichteten Schotter an der Basis sind hier nur von der hangenden wirren Deckschichte herab oberflächlich lehmig überkrustet; schön ausgebildet ist auch wieder die konglomerierte Trennungslage, der z. T. die erwähnten Konglomeratvorkommnisse angehören dürften; die Mächtigkeit der Moränenüberlagerung aber nimmt zu, je höher man steigt. Traversieren wir nun den Waldhang über dem Oberebner bis an den nördlichen Rand des Terrassenstückes, so treten die Schotter ganz zurück und die hangende Moräne baut in gewaltiger Entfaltung die schier großartigen Wandabbrüche gegen den Weißblahngraben auf, hier, senkrecht zum Hang gemessen, maximal an die 50 m mächtig. Die Schotter kommen am Fuße der Ab-

brüche nicht mehr zum Vorschein, Halden von abgestürztem Material — einzelne riesige Granitblöcke hängen halb in der Luft und drohen jeden Augenblick herunter zu brechen — verhüllen den Fuß der erhärteten Lehmwände und ziehen hinab bis zur Tiefe des Weißlahngrabens. Die Linie des oberen Abbruchrandes steigt konform dem Waldhang 100 m an zu einem in Isolierung begriffenen Kulminationspunkt, der von 3 Föhren gekrönten Weißlahnpyramide (814 m). Ihre Loslösung geschieht instruktiv nach dem Prinzipie der Erdpyramidenbildung; in dem zwei Gräben trennenden Rücken sind durch Abrutschung und atmosphärische Auswaschung Einschartungen entstanden, zwischen denen der bereits unzugänglich gewordene Turm aufragt. In der langen, rasch ansteigenden Flucht der Lehmwände gibt sich bei günstiger Beleuchtung namentlich nach vorangegangener Anfeuchtung eine grobe, gleichsinnig mit der Böschung des Gehänges verlaufende Bänderung, Bankung zu erkennen, die man besonders schön aus einiger Ferne, z. B. von der Kachlerau aus, wahrnimmt. Die Moränenmasse ist gleichsam von der Seite her lagenweise dem Berghange angelagert und angepreßt worden. Gegen den oberen Abbruchrand hin wird diese Anlagerungsschichtung am deutlichsten.

Mit dem Gipfel der Weißlahnpyramide haben die in Rede stehenden Schuttmassen noch nicht ihre obere Grenze erreicht. Sie bekleiden noch weit höher hinauf, wenn schon in abnehmender Mächtigkeit, das in den obersten Verästelungen der Gräben nun allmählich zum Vorschein kommende Felsgehänge. Oberhalb der Weißlahnpyramide selbst sind morphologisch bemerkenswerte Formen, Runsen und Kämme mit fast senkrechten Seitenwandungen, herausgewaschen, mit Neigung zur Pyramidenbildung, und unter der ungeschichteten, lehmig erhärteten, daher so steile Wände bildenden Moräne mehrfach wieder die horizontal geschichteten Schotter aufgeschlossen; die lehmige, von dem überlagernden Moränenmaterial stammende Übrinnungskruste muß oft erst fortgekratzt werden, bis man die Schotternatur des Liegenden erkennt. Die höchsten Aufschlüsse in zugehörigen Ablagerungen liefert ein Hohlwegeinschnitt am Aufstieg zu den

Burgerböden und noch etwas höher, nahe deren Südrand, eine große Blöße mit undeutlich schwach schräg geschichteten, lockersandigen Schottern im Liegenden (lehmig überronnen) und einer viel weniger mächtigen, steil abbrechenden, durchaus lehmigen, kleingerölligen Moränendecke mit seltenen geschrammten Geschieben im Hangenden; granitisches Material ist auch hier noch reichlich vertreten, wenn schon mit viel stärkerer Schieferbeimengung als weiter unten. Diese höchsten Aufschlüsse liegen nur mehr wenig unter dem Niveau von Tils (883 m). Mit ihnen verliert sich die ganze zusammenhängende Schuttanlagerung ziemlich plötzlich und unter, bzw. seitlich an ihr treten die stark geneigten vielfach schön geschliffenen Phyllitfelsen des Grundgebirges hervor, dessen Böschung hier, wie früher erwähnt, im Verhältnis zur Haupttalmitte eine große seitliche Bucht gegen Westen beschreibt.

Die im Gebiete der Weißlahn gemachten Beobachtungen erhalten eine wertvolle Bestätigung und Ergänzung an dem die beiden Äste des Spitalahngrabens trennenden Rücken über der Eder-Terrasse. Verfolgen wir hier die Verhältnisse von oben — dem Bereich der Burgerböden — nach unten, so ist zunächst auffallend, wie im allgemeinen die Geschiebeanlagerung des Felsgehanges an horizontaler Ausdehnung gewinnt, je tiefer man steigt; oben ist es nur eine dünne Decke, bald unterhalb sind schon ganze Gräben darin eingesenkt. Der Ziehweg von den Burgerböden in den südlichen Ast des Spitalahn-Grabens trifft den zur Ederterrasse vorführenden bewaldeten Geschieberücken gerade an der Stelle, wo er sich an das hier auftauchende Felsgehänge anschmiegt; seine anfangs fast horizontal in ca. 820 m gegen die Haupttalmitte verlaufende Schneide — an ihren Flanken mehrfach kleine Abschürfungen — besteht aus ungeschichtetem, lehmigem Moränenmaterial, in dem sich sehr schön geschrammte Serpentin- und Kalkgerölle finden ließen, während der vorherrschende Granit die Kritzer höchst selten erhalten zeigt; wegen der lehmigen Verkittung neigen diese obersten Partien zu steiler bis senkrechter Anwitterung. Ein paar Meter unter der Schneide setzt dann eine viel sanftere

Böschung ein und in allerdings mangelhaften Aufschlüssen kommt feiner geschlemmter Sand und Schotter zum Vorschein. Weiter vorn erst senkt sich der Rücken zur viel tieferen Terrassenfläche der Eder-Einöde; bei seiner beträchtlichen Horizontalerstreckung stimmen alle Befunde dafür, daß er den bis zur morphologischen Unkenntlichkeit reduzierten Rest einer älteren höheren von Moräne bedeckten Schotterterrasse repräsentiert. Nirgends findet man die Schotter der unteren, schön erhaltenen Terrassenstücke (Burger, Oberebner, Eder etc.) von einer ähnlichen moränenartigen Masse bedeckt¹⁾ und wenn schon andererseits ein Aufschluß fehlt, der klar das Einfallen der älteren moränenbedeckten Terrassenabhänge unter die jüngeren unbedeckten zeigte, kann doch kein Zweifel sein, daß hier zwei ineinander geschaltete Schottersysteme vorliegen, die durch erosive und akkumulative (Moränenbedeckung) Vorgänge zeitlich und räumlich von einander getrennt sind.

In ein älteres bis auf randliche Reste erodiertes und mit Moräne überlagertes höheres Schottersystem ist ein tieferes jüngeres ohne Moränenbedeckung und mit viel frischeren Erhaltungsformen eingesenkt.

Es gilt nun noch, die Verhältnisse weiter nach Süden, bis in den Höllergraben zu verfolgen. Im Hintergrunde des südlichen Spitalahngrabens kommt, besonders längs des kleinen Bachlaufs, mehrfach seitlich der Geschiebeanlagerung das Felsgehänge mit meist steilen bis fast senkrechten Abbrüchen zum Vorschein. An ihm erschließt ein größerer Schuttaufschluß in ca. 760 m Höhe ungeschichtetes, lehmiges, granitreiches Material (wenig große Blöcke) mit spärlichen geschrammten Geschieben; in der obersten Lage unmittelbar unter der Vege-

¹⁾ Die erratischen Schotter westlich über dem Oberseeberhof (vgl. S. 54) zeigen zwar im Hangenden der geschichteten tieferen Partien eine ungeschichtete lehmige Masse, jedoch von nur ganz unbedeutendem Ausmaße, wie eine derartige Bedeckung auch infolge oberflächlicher Umlagerung entstehen kann. Warum jenes Schottervorkommnis der jüngeren Schottermasse zugerechnet wurde, liegt in der Höhenkorrespondenz.

tationsdecke, macht sich eine häufige Erscheinung bemerkbar, eine Art Übergußschichtung im Sinne des Böschungsgefälles. Noch höher im Wald schneidet (von Brixen aus sichtbar) eine Runse schotterig-sandiges Material (oberflächlich etwas lehmig angewittert) an, dessen Schichtung ein paar Grad gegen den Berg hin neigt (granitreich). Jenseits des Spitalahngrabens, zwischen diesem und der „Höll“, folgt dann die mächtige Akkumulationsmasse von St. Cyrill (822 m), die über die schöne Vischeider Terrasse aufragt (Prof. XVI). An der Nordseite, wo in dem steilen Tobel der Weg von Brixen nach Tils verläuft, fehlen größere Aufschlüsse, doch verweisen schon hier einzelne kleine Aufschürfungen und Gräben in geschichtetem Sand, so wie das massenhaft oberflächlich herumliegende erratische Geröll, daß das ganze Gebiet von erratischem Material aufgebaut wird (hie und da Spuren sekundärer Umlagerung). Anstehender Fels kommt nirgends zu Tage, ein paar große kantige Phyllitvorrangungen am Waldhange unter St. Cyrill gehören nur Blöcken an, welche wahrscheinlich beim Bau der Kirche dahin gelangten. Die granitischen und dioritischen Stücke hingegen zeigen alle mehr weniger Rundung. Große und schöne Aufschlüsse liefert die Südseite, wo der Rücken, auf dessen etwas isolierter Höhe St. Cyrill steht, mauerartig zum Höllergraben abbricht. Um einen instruktiven Überblick zu gewinnen, muß man sich in der Richtung von Pinzagen her auf Distanz stellen; man sieht dann deutlich in den unteren Partien des Abbruches horizontal geschichtete Schotter (mächtig fest verkittet, geschlemmt) ostwärts entlang dem Hange schräg abschneiden an einem überlagernden, im Sinne der Gehängeböschung undeutlich schräggebanten, lehmigen etwas stärker verfestigten und daher steiler anwitterndem Schutt. An der Grenze beider Bildungen so wie auch in den höheren Lagen des lehmigen Schutts finden sich — ähnlich wie bei Obereben — lehnfreie, bisweilen erhärtete und dann vorragende Nester und Bänke von geschichtetem Sand, am Böschungrande teilweise zu einer konglomerierten Decke verbunden. Die petrographische Zusammensetzung ist im Liegenden und Hangenden dieselbe, vorwiegend Granit und

Schiefer, selten Kalkgerölle (auch vermutlicher Dachsteindolomit mit Gastropodenhohlräumen); Korngröße gering, Rundung in den Schottern weit vollkommener. Unter dem Abbruche folgen zunächst die Weinberge des südexponierten Höllergehänges, ein Stück darunter jedoch treten die geschichteten Liegendbildungen, mit ziemlich starker Verfestigung und einzelnen groben Gerölllagen (Granitblöcke bis $1\frac{1}{2}$ m Durchmesser), abermals zu Tage; den tiefsten Aufschluß darin liefern endlich ein Anriß und kleinere Entblößungen knapp nördlich ober dem Höllerhof in ca. 640 m ü. M. (Blöcke bis zu 1 m Durchmesser); in einem Niveau damit liegen die groben Schotterbänke, welche in der großen Blöße südseitig vom Hofe austreichen. Man kann also die Liegendschotter des Cyrillhügels im hinteren Höllergraben bis zu dessen Tiefe nachweisen. Die untersten Lagen des großen Aufchlusses südlich vom Höller nehmen Bänderthone und unregelmäßig konglomerierte Sande ein (rippenförmige Auswitterung) in z. T. wirrer Schichtstellung; die höheren grobblockigen Gerölllagen werden nach oben hin etwas feinkörniger und verschwinden dann unter einer durchaus ungeschichteten lehmigen Überlagerung, welche mit der Böschungslinie abschneidet und offenbar der hangenden Moränenmasse der Weißlahn, des Cyrillhügels u. s. f. entspricht. Die geschichteten Liegendschotter sind noch in einigen anderen, kleineren Blößen angebrochen, so an zwei Stellen links des Weges von Pinzagen gegen St. Cyrill (Sandgruben, deren ungeschichtete, jedoch nur geringmächtige Überlagerung vielleicht Moräne ist), während die Moränenmasse sehr gut (von Brixen aus sichtbar) unter der Nordostecke der Pinzagner Felder, über dem Balbiterhofe, aufgeschlossen ist (kantengerundete, bis mittelgroße Granitblöcke); auch die Schuttanbrüche nächst dem Balbiter, am Tschötscher Weg, sind lehmig, ungeschichtet und gehören wahrscheinlich derselben Moränendecke an (massenhaft Granitblöcke von beträchtlicher Größe, selten geschrammte Kalkgerölle). Demnach liegt fast noch die ganze Südseite des Höllergrabens in Schutt und zwar, wie aus den Beziehungen zur Cyriller Masse hervorgeht, in den in Rede stehenden älteren Geschiebeablagerungen.

Wo und wie die Grenze gegenüber den jüngeren, das Vischeider Plateau aufbauenden Schottern verläuft, entzieht sich der Beobachtung. Nur so viel kann man sagen, daß der vordere Teil der Höll linksseitig in den jüngeren Schottern liegt (am Abhang ober dem Höller einer der größten erratischen Granitblöcke der Gegend), während das ganze Sammelgebiet des Grabens und seine Südseite den älteren angehört. Letztere bauen auch den kurzen Sporn zwischen den zwei rückwärtigen Grabenästen (zwischen Fröhlich- und Breitwieser-Hof) auf; nur ganz im Hintergrunde des südlichen (Fröhlich-) Grabenastes, wo durch eine kleine Schlucht das Bächlein von Tils herunter fällt, gelangt das anstehende Felsgehänge mit steiler Böschung ans Tageslicht, um nach der Tiefe zu gleich unter die Schuttanlagerung zu tauchen. Der nördliche (Breitwieser-) Talast, an den der Hügel von St. Cyrill grenzt, liegt zur Gänze in den Akkumulationen, die sich oberhalb St. Cyrill noch ein Stück weit am Fahrweg gegen Tils (Schotter und Moräne, z. T. auch Lokalschutt mit viel Porphyrit von Tils) und an dem markierten Fußsteig (geschichtete Sande und Schotter, auch Moräne in kleinen Schürfen) zur Wiese nördlich von Tils, also bis auf ca. 870 m hinauf, verfolgen lassen. Die Wiese selbst wird in ihrem unteren Teil noch von Schutt getragen. Von ihr gegen Norden verläuft die obere Grenze der Schotter — für die Moränenbedeckung kann man von einer solchen in dieser Höhenlage nicht sprechen — in einigen beschränkten Terrassenresten ähnlichen Niveaus, kleine flache Böden an dem sonst sehr steilen Hange bildend, unter dem von Tils zu den Bürgerböden führenden Weg entlang, während im übrigen der erratische Schutt bis auf eine geringmächtige Decke fortgewaschen und zerfurcht ist, und in den Furchen der anstehende Fels vortritt. So wird namentlich das flache Feld, das am genannten Weg rechter Hand bald nördlich Tils folgt, nicht von einer Felsstufe getragen, sondern von einer Geschiebeanlagerung, und dasselbe gilt von der kurz darauffolgenden, in Form eines langen, ca. 20 m breiten Streifens am Hang hinziehenden Waldwiese (Schotter nach Art des etwas tieferen, über dem südlichen

Spitallahnaste befindlichen Aufschlusses, s. o.). Weitere, noch kleinere Reste gestatten die fortlaufende Rekonstruktion der älteren, höheren Schottermasse zwischen Höll und Weißlahn-graben in einem Niveau von ca. 870—880 m. (Guter Überblick vom Südrande der Bürgerböden).

Südlich des Höller Grabens sind von älteren Geschiebeablagerungen nur mehr da und dort Anhäufungen von Moränenschutt zu sehen; so auf der Tschötscher Heide und in etwas größerem Ausmaße südlich in der Mündungsecke des Gareiter Grabens beim Bachbauer (am Weg vor Tschötsch; lehmig, ungeschichtet, geschrammte Geschiebe; Prof. XIX).

Im Gebiete westlich Brixen beschreibt also das Felsgehänge des Haupttals von der südlichen Begrenzung der Schalderer Talmündung an, SSW. streichend, eine weit offene seitliche Bucht, in der die Ablagerungen zweier zeitlich getrennter Schottersysteme erhalten blieben. Reste eines älteren nehmen die höheren und unmittelbar an der Talwand befindlichen Lagen ein, sie reichen bis in ein Niveau von ungefähr 870—880 m hinan und fußen mit den tiefstaufgeschlossenen Partien beim Höllerhof in ca. 620 m; die zugehörige Schuttmasse erfüllte seinerzeit offenbar das ganze Haupttal bis zur entsprechenden Höhe, wurde aber dann größtenteils erodiert und nur eben in jener Lateralbucht teilweise stehen gelassen. Über ihre Abtragungsfläche breitete sich nachmals eine Moränendecke, und in dem wieder freigewordenen Haupttal wurde neuerlich ein gewaltiges Schotterfeld aufgeschüttet, das jedoch nicht mehr die Höhe des früheren erreichte, sondern mit seinen viel schöner erhaltenen Terrassenresten im Niveau Bürger-Oberebner-Eder-Vischeider (rund 720 m) seitlich an den moränenbedeckten Abhängen der älteren, höheren und gänzlich verwaschenen Schotterreste abschneidet. In den leicht erodierbaren Geschiebekomplex haben die kleinen Abflüsse des höheren Gebirges gelegentlich von Hochwassern tiefe und breite Gräben gerissen, während ihre Erosion oberhalb in den Felsen nur eine ganz unscheinbare Rolle spielt; gleichwohl muß sie der Ausgangs-

punkt für die Bildung der Bucht gewesen sein. Für gewöhnlich versickert alles Wasser an der Grenze von Fels und Geschieben. Die Gräben greifen bis zurück an die Felsböschung ein und nehmen, indem letztere umso mehr von der Haupttalmitte zurücktritt, je weiter gegen Süden wir gehen, zugleich die Geröllanlagerung an horizontaler Ausdehnung gewinnt, an Längserstreckung von Norden nach Süden zu: nördlich der Burger-Terrasse sind es nur kleine Furchen, schon größer ist der Einschnitt der Weißlahn, sehr bedeutend dann jener der Spitallahn mit seinen beiden Ästen und am längsten, bereits ein förmliches Tal, der Höllergraben. Die Aufschlüsse durch die Gräben zeigen auch, daß das Felsgehänge in ununterbrochener Steilheit zur Tiefe setzt und nicht etwa, wenigstens nicht über 620 m, ein Felsgesimse unter den Schottern begraben liegt. In ihrem hinteren, oberen Teil schneiden die Gräben vorwiegend in die älteren Schotter ein, während ihr Unterlauf mehr in den jüngeren liegt; eine scharfe Grenze freilich ist nicht ersichtlich. Der Höller Graben nun markiert den Wendepunkt im Streichen der Felsböschung; hier ist der Winkel der Bucht und wenn schon der unmittelbare Südhang des Grabens noch von Geschieben gebildet wird, kann doch kein Zweifel sein, daß bald dahinter der Felshang durchsetzt, nach scharfer Umbiegung aus der SSW. Richtung nun fast WO. streichend; denn nahezu in derselben geographischen Breite wie im Hintergrunde der Höll tritt er draußen an deren südlicher Mündungskante, ober dem Brixner Bahnhof, zu Tage, um dann, fortan der Haupttalmitte parallel, wieder SSW. zu streichen. In der absoluten Terrainoberfläche merkt man von der Bucht relativ wenig, weil sie von den Akkumulationen ausgefüllt wird, deren talseitige Randlinie die Lücke im Grundgebirge gleichsinnig mit dem Haupttalverlaufe umspannt.

b) An der Ostseite des Eisacktals.

An der Ostseite kommen für das Studium der älteren Geschiebeablagerungen, von kleinen nebensächlichen Moränen-

resten abgesehen, namentlich drei Gebiete in Betracht, der Kitzlocher Graben bei Milland, die Gegend von Riffnol und dann der Ausgang des Aferer Tals bei Albeins.

Das steile, schluchtartige „Kitzloch“ (Prof. XVII) besteht aus zwei wilden felsigen Erosionsrissen, deren einer direkt östlich gegen St. Andrae hinaufführt und dort endigt, während der andere den Abfluß des zwischen St. Andrae und Mellaun aufs Mittelgebirge mündenden Trametscher Tals in sich aufnimmt. Die beiden Äste werden getrennt durch einen unterwärts sehr steilen schmalen Felsrücken, dessen Kante weiter oben aber rasch ihre Schärfe einbüßt und flacher verläuft, wobei sich der nördliche Talast ganz abseits wendet und die Scheidung ihm gegenüber auf einen höheren Felsrücken übergeht, der erstmalige Scheidekamm hingegen nur mehr die kleine Wiesenumulde beim Unterkitzlocher Hof von dem südlichen Talaste trennt. Bis zu diesem Wechsel hinan fehlen größere Schutteinlagerungen, es ermangelte für ihre Erhaltung offenbar der Raum. Dann aber tritt, sowohl an den Flanken, wie auch die Schneide des anfänglichen Grenzkammes selbst bildend, eine gut aufgeschlossene, ziemlich mächtige Lokalschuttmasse auf aus dem Einzugsbereiche des Kitzlocher Tals (undeutlich flach geschichtet, unvollständig geschlemmt, Gerölle schiefrig, meist dünnplattig und nur kantengerundet, keine Granite); sie repräsentiert eine Zuschüttung des Kitzlochs von oben, bezw. innen her, nicht von außen, aus dem Haupttale herein. Schon die Farbe kennzeichnet den Schutt als lokal, es fehlt eben der Granitdetritus, der dem erratischen Schutt eine viel hellere, licht gelbliche oder graue Färbung verleiht. Die Aufschlüsse reichen bis in die Höhe des Unterkitzlocher Hofes (ca. 800 m). Darüber folgt eine verkittete alte Murbruchmasse (steil angebrochen), neben dem Hofe aber auch schon Bänderthon und granitführende Sande und Schotter, die wenig weiter oben rasch größere Verbreitung erlangen und außer dem Granit auch durch den Gehalt an Dolomiten- und Serpentergeröllen sicher als erratische Ablagerungen des Haupttals charakterisiert werden. Beim Oberkitzlocher Hof (ca. 840 m) folgen dann, von mehreren,

z. T. kaminartigen Runsen zerfurcht und angebrochen, mächtige lehmige, erhärtete, durchaus ungeschichtete granitführende Moränenmassen, die bis in das St. Andräer Mittelgebirge hinanreichen; eines der spärlichen, ausgegrabenen Kalkgerölle zeigte auch schöne Schrammung. Wie der Lokalschutt und die erratischen Akkumulationen gegenseitig lagern, läßt sich den Aufschlüssen nicht mit Sicherheit entnehmen, hingegen kann man es als erwiesen hinstellen, daß die Moräne im Hangenden der erratischen Schotter liegt, so daß wir hier ein ähnliches Verhalten wie an der Westseite des Eisacktals vor uns haben; nur fehlen jüngere erratische Schotter.

In der Gegend von Riffnol (Prof. XVIII) haben wir knapp unterhalb des Gehöfts (740 m) das, morphologisch zwar verwaschene, Äquivalent der jüngeren Terrassenschotter des Westens (Bürger, Oberebner, Eder etc.) an einem der schönsten Schotteraufschlüsse des Gebietes kennen gelernt. Unmittelbar oberhalb des Hofes nun — die Position ist ganz ähnlich wie beim Oberebner — kommen, in Sandgruben gut aufgeschlossen, etwas höhere Schotter und Sande zum Vorschein; an ihnen allein läßt sich nicht entscheiden, ob es bloß stratigraphisch höhere Horizonte der Ablagerungen unter dem Hofe oder aber genetisch höhere, ältere Bildungen sind; die schönen Sandbänke bieten nur Gelegenheit zum Studium der Erdpyramidenentstehung, indem an den steilen Sandwänden eine Menge prächtiger, isolierter Mikrosäulchen mit winzigen Decksteinen ausgewittert sind (1909), die klar zeigen, daß die Wahrscheinlichkeit solcher Bildungen dort am größten ist, wo in einem sonst fast homogenen, feinen Grundgemenge (Sand) ausnahmsweise größere Einzelindividuen lagern; die Rittner Erdpyramiden fanden hier nach allen Einzelheiten ein wunderbares Abbild im Kleinen. — Die Bedeutung der Schotter und Sande als Ganzes wird aufgeklärt durch die Verhältnisse südlich des hier von Mellaun herabkommenden Grabens („Mellauner Bach“); dort wurden in ähnlichem, nur wenig höherem Niveau beim Wegbau im Frühjahr 1909 an der steilen (Neigungen bis zu 45°!) „Griesser Wiese“ dieselben schön flach geschichteten (hie

und da schwach schräg gegen das Haupttal fallenden) Schotter und Sande aufgeschlossen und unmittelbar über ihnen, zunächst nur 1—2 m mächtig, typische, ungeschichtete, lehmig-erdige Moräne, aus deren unversehrter Masse man prächtig geschrammte Dachsteindolomitgerölle ausgraben konnte; eine ähnliche, nur nicht so typische, ungeschichtete Schuttdecke nimmt auch schon das Hangende der Sandgrube nächst dem Riffnoler ein. Also wieder das Verhältnis: ältere, höhere Schotter unter Moräne. Und sowie die jüngeren, talwärts an letztere angelagerten, nicht von Moräne bedeckten Schotter — an einer Stelle ihrer Abfallkante nächst Riffnol scheint die Moräne sogar direkt unterlagernd aufgeschlossen zu sein (wegen Kleinheit des Aufschlusses nicht ganz sicher) —, sind auch diese älteren Ablagerungen in dem sonach schon präexistierenden Erosionsbereich der seitlichen Bergabflüsse erhalten geblieben; da hiebei der ganze untere Teil des Riffnoler Grabens z. B. („Mellauner Bachl“) heute in den Akkumulationen liegt, muß seine ursprüngliche Anlage im Grundgebirge weit größer sein. Die Moränendecke ist im allgemeinen sehr arm an größeren Blöcken. Die Schotter führen zu etwa 50% granitisches Material (wesentlich weniger als an der Westseite des Haupttals). Die Moränenmasse gewinnt gegen Süden hin allmählich an Mächtigkeit und schwillt in der alten Errosionssphäre des nahen „Klerner Bachls“ (zwischen Riffnoler Graben und Klerant) bedeutend an, indem dort durch Diffuenz des Abflusses ein beträchtlich isolierter runder Hügel daraus gewaschen ist; auf seiner Höhe kann man sich dürftig von dem Moränencharakter seiner Zusammensetzung überzeugen. Von der Griesser Wiese zieht sich die Moränendecke auch weit ins Mittelgebirge hinan, bald oberhalb, beim höchsten Weinberg, liegt in ihrem Bereich die prähistorische Fundstätte (Hallstädter Gräberfeld)¹⁾ von Mellaun.

Das dritte erwähnte Gebiet, wo in den tieferen Haupttal-lagen ostseitig Reste älterer Akkumulationen erhalten sind, liegt am Ausgang des Aferer Tals bei Albeins (Prof. XX).

¹⁾ Vgl. F. v. Wieser, Neuaufgedeckte Urnenfriedhöfe in Tirol. Ferd.-Zeitschr. III F., 53. H., 1909, S. 195.

Wenn man hier vom Ufer des Aferer Baches aus den Abhang des nördlich vorlagernden Mußberges betrachtet, so fällt zunächst, noch in den unteren Partien, der erdigbraune Anbruch jenes schräggeschichteten alten Schuttkegels auf, den wir (vgl. II. 2, b) bereits ins Auge gefaßt haben. In kleinen Anrissen reichen seine Spuren von da noch hoch hinauf bis in den Wald über dem Wetterkreuz (ca. 700 m; oberste Aufschlüsse mit häufigen Graphitkieselschiefer-, Quarzporphyr- und Kalkgeröllen in der Runse gleich oberhalb des Kreuzes) am oberen Rand der Weinberge. Erst in ungefähr dieser Höhe (700—720 m) setzen sie, stellenweise schwach absatzförmig, an ganz andersartigen Geschiebemassen ab, welche von da an das höhere Gehänge bekleiden, in stattlicher Entwicklung auch südlich der Aferer Talmündung am Gehänge gegen Theiss hinauf lagern. Im Gegensatz zur reinen Aferer Herkunft des unteren Schuttes tritt nunmehr reichlich granitisches Material auf, Kalkgerölle sind spärlicher, Quarzporphyr und schwarzer Kieselschiefer ganz selten. Immerhin ist die Grenze beider Schuttsysteme nicht scharf; das obere granitisch sandige Material ist bisweilen über den Lokalschutt hinabgerutscht, auch sind die Aufschlüsse nicht gut. Mutmaßlich liegen die beiden Geschiebesysteme überhaupt nicht mit einer völlig einfachen, sondern einer erosiv veränderten Fläche aneinander. Die erratischen Schuttmassen sind fester verkittet; sie beginnen mit steil abbrechenden Absätzen und Blößen, die über das mit mäßiger Böschung angelagerte Schuttkegelmateriale aufragen. Zunächst sind es sandige und thonige Partien mit granitreichen Geröllzwischenlagen, im Ganzen beurteilt also Schotter; die Schichtung ist freilich mangels genügender Größe der Aufschlüsse nur dürftig zu erkennen. Über den erratischen Schottern folgen dann dem Südrand der vorspringenden Höhe ϕ 802 entlang in schönen südexponierten Aufschlüssen (über ihnen führt der Weg Albeins-Platzlung vorbei) mächtige Moränenablagerungen, mit denen das Mußbergplateau zum Aferer Tal abbricht. Unmittelbar im Liegenden des lehmigen, gänzlich ungeschichteten, ca. 6 m hoch wandartig abfallenden Moränenschuttes (granitreich, geschrammte

Kalkgerölle) kommen an einzelnen Stellen auch noch die früher beobachteten, hier nun auch schön flach geschichtet erscheinenden Schotter zum Ausstrich, so daß das Lagerungsverhältnis: Moräne über Schottern augenfällig ist. Die Moränenwände umsäumen eine kleine Erosionsmulde und verlieren sich östlich derselben; indes lassen kleinere Entblößungen den analogen Aufbau ostwärts zum Hofe Holdern (ca. 860 m) verfolgen, wobei die Moränenbedeckung mit etwas ansteigender Berührungsfläche über den granitführenden geschichteten Schottern abschneidet, welche erst beim Pfeisinghofe (875 m) auslaufen. Die Moränenreste ziehen weiter den Wald hinan. Hier und bei Holdern kommt auch unmittelbar unter ihnen der Fels des Grundgebirges zum Vorschein, während das ganze Mußberggehänge von Albeins bis dahin in den Geschieben liegt. Daß es sich dabei jedoch nur um eine dem Felshang anlagernde Geschiebedecke handelt, beweisen die Aufschlüsse an der Nordlehne von ϕ 802, wo schon ca. 20 m unter dem Höhepunkt dessen abgeflachte felsige Grundlage austreicht, um steil gegen Sarns hin abzubrechen.

Nimmt man hiezu noch das Vorspringen der Höhe 802 gegen das Haupttal, derart, daß sie sich quer vor die südliche Öffnung des Brixner Beckens (im engeren Sinne) legt, so wird klar, daß die an ihre Südseite gelagerten erratischen Bildungen älter sind als der tiefer gegen Albeins zu an sie grenzende alte Aferer Schuttkegel; denn die erratischen Akkumulationen liegen räumlich zwischen Felshang und Aferer Schutt; letzterer kann demnach nicht für die Aufstauung dieser Haupttalgeschiebe in Betracht kommen.

Das Moränenmaterial (durchaus lehmig, ungeschichtet, Blöcke bisweilen sehr groß, gerundet oder kantenstumpf, regellos verteilt) bedeckt in großer Mächtigkeit (kleine Aufschlüsse) und zu sanften Formen verwaschen auch die ganze Oberseite des Mußbergs, die bereits dem Mittelgebirge von Platzlung (855 m) angehört, und läßt hier nirgends den Fels der Stufensohle hervortreten. An einer Stelle greift es auch, schön abgeschlossen (weithin sichtbare Blöße) auf den nördlichen Stufen-

Abhang (hoch über Sarns) hinab, wo unter ihm ganz ähnlich wie an der Südseite noch flach geschichtete, granitreiche, sandige, bisweilen ziemlich grobe Schotter (auch Dolomitengerölle) zum Vorschein kommen. Tiefer am Abhang gegen Sarns finden sich nur spärliche, zerstreute Spuren erratischer Schuttanlagerungen über der steilgeneigten Felsböschung; z. B. am Steig von Sarns nach Platzlung in etwa halber Höhe über bergabwärts geschichtetem, eckigem (lokalem) Phyllitschutt eigenartige gelbbraune Mehlsande, z. T. schön flach geschichtet, mit häufigen kleinen Granitgeröllen (? tertiär gelagert).

Wie im Westen, so gliedern sich also auch die Akkumulationsreste an der Ostseite des Brixner Eisacktales in höher hinanreichende ältere Schotter, deren Erosionsoberfläche mit Moräne bedeckt ist, und jüngere tiefere Schotter, die in den moränenbedeckten Ausschnitt der älteren eingelagert, seither aber auch bis auf geringe seitliche Reste fortgewaschen wurden. Ältere wie jüngere Schotter sind vorzugsweise in Lateral-Erosions-sphären (Kitzlocher Graben, der aus mehreren Gräben zusammengesetzten Bucht Ratzötz-Sarns und der Mündung des Aferer Tals) erhalten geblieben.

Zusammenfassung. Wir haben damit die wichtigsten Akkumulationsreste in den tieferen Tallagen von Franzensfeste und Mühlbach bis zur Klamm nördlich Klausen kennen gelernt und wollen nun die Erfahrungen kurz zu einem übersichtlichen chronologischen Bilde vereinigen.

Das Eisacktal der Gegend von Brixen muß mindestens bis zur Tiefe der alten Talbodengesimse von Plabach-Köstlan-Ratzötz schon bestanden haben, als in dasselbe gewaltige Schottermassen eingelagert wurden, die es bis zu einer Meereshöhe von nahezu 900 m erfüllten. Diese älteren Schotter wurden nachmals im ganzen Bereich der Talmitte wieder erodiert und nur geringe seitliche Reste hielten sich in alten Lateralerosionsbuchten. Über ihre erosive Oberfläche breitete ein Gletscher Moräne. Nach seinem Rückzug erfolgte dann

eine neuerliche, jüngere Einschotterung des ganzen Tales, das, wenn nicht schon früher, so sicher jetzt der Hauptsache nach seine heutige Form und Tiefe im Grundgebirge besaß. Endlich kam die letzte Epoche in der Entwicklung des heutigen Tales, wie früher aus den älteren Schottern, so schnitt die Haupttalerosion nun aus den jüngeren wieder eine tiefe, mediane Furche. Die, vorwiegend wieder in den seitlichen Ausbuchtungen stehen gebliebenen, Reste der jüngeren Schotter ziehen sich, in der äußeren Form viel frischer erhalten und weniger verwaschen, dem Fuß der moränenbedeckten älteren entlang, im Westen als schöne langgestreckte Terrasse, welche in allmählicher Senkung von 830 auf 720 m annähernd das ursprüngliche Oberniveau angibt, im Osten morphologisch minder deutlich gekennzeichnet. Aber auch die Talmitte ist von dieser jüngeren Schottereinlagerung noch nicht ganz geräumt; nicht nur, daß die felsige Sohle des Brixner Beckens durch sie (und junge Alluvionen) verschüttet ist, im Norden von Brixen ist sie auch noch über dem rezenten Wasserspiegel des Eisack median im Haupttale, die beiderseitigen randlichen Reste verbindend, erhalten. Nichtsdestoweniger hat auch dort die Erosion schon tüchtig eingesetzt und die ursprüngliche Oberfläche in den mittleren Partien zur Form einer Mulde abgetragen, die aber dann wieder mit den groben Geröllmassen der Blockdecke von Aicha, Vahrn und Neustift großenteils — bis ins Niveau von 720 m — aufgefüllt und angeebnet wurde. Jüngsten Datums erst sind in Bezug zu diesen Vorgängen die Flußeinschnitte, so wie sie heute hier vorliegen, die Vahrner Seenfurche im Westen und der rezente Eisacklauf von Aicha bis in die Brixner Gegend im Osten.

Was die Ursachen dieser gewaltigen Schotteranhäufungen im Brixner Becken betrifft, ergaben sich keinerlei sichere Anhaltspunkte; die jüngeren Schotter sind vielleicht durch einen alten mächtigen Schuttkegel des Aferer Baches aufgestaut worden; doch ist die Wahrscheinlichkeit hiefür nicht sehr groß, da eher der Schuttkegel wohl wieder durchschnitten wurde.

Lokale Schuttkegel an den Mündungen der Seitenbäche und Gehängeschuttbildungen am Fuß der Talwände ergänzen, ihrer Entstehung nach in historische Zeiten hereinreichend, den Formenschatz des Tales.

III. Übersicht und Deutung. Schluß.

1. Voraussetzungen und allgemeine Gesichtspunkte.

Geomorphologische Studien in einem Alpentale, das bekannter Maßen in früherer Zeit vergletschert war, verfolgen in erster Linie glazialgeologische Probleme. Die Vereisung war hier als der letzte große Faktor der geologischen Vergangenheit an der Schaffung des Reliefs tätig, und sowie sich die postglaziale fluviatile Erosion, die in die Gegenwart hereinreicht, genetisch sehr eng daran anschließt, so gehört auch das unmittelbare Vorher, der präglaziale und jungneogene Zustand in den Rahmen glazialgeologischer Forschung.

Die Kenntnis der alten Gletscher ging aus von dem Alpenvorlande. Dementsprechend waren es die glazialen Ablagerungen, das akkumulative Moment, worin man anfangs ihre Haupttätigkeit erblickte. Als die Forschung aber dann ins Innere des Gebirges drang und insbesondere die Verhältnisse der rezenten Gletschergebiete in Parallele zog, da ergab sich als das Primäre und Wichtigere das morphologische oder erosive Moment.

Die Gletschererosion ist heute im Prinzip allgemein anerkannt. Daß die Gletscher erodieren, d. h. ihre Unterlage abnützen, steht außer Zweifel; an jedem rezenten Gletscher kann man es sehen; es müßte auch völlig unnatürlich scheinen, wenn eine so mächtige, strömende Eismasse, die sich gleich einer riesigen Feile durch das Tal bewegt, den Boden nicht erodierte. Durch die Gletschererosion entstehen die charakteristische Trogforn des Querprofils vieler Alpentäler, Unregel-

mäßigkeiten im Längsprofile, Riegel und Becken, Rückfallshöcker und Gefällstufen, Talweitungen, die, besonders wenn sie nicht rein petrographisch-selektiver Natur sind, der gleichmäßigen Tätigkeit des fließenden Wassers widersprechen und besser durch Gletschererosion erklärt werden können. Strittig hingegen ist der Grad und die Richtung der Gletschererosion, insbesondere der Betrag, sowie die Art und Weise der Tiefenerosion. Den springenden Punkt in dieser Beziehung bildet die glaziale Übertiefung — glazial im zeitlichen Sinne — der meisten größeren, ehemals vergletscherten Alpentäler, ein, wenigstens in einzelnen Fällen, sicherlich rein erosives Phänomen, in dessen Folge die präglaziale Talsohle ohne tektonische Störung ihres Verlaufes untergraben wurde. Wie diese erosive Tieferlegung im Laufe der Glazialzeit erfolgte — das ist das Problem. Von vornherein ist anzunehmen, daß sie, nachdem nicht nur große Eismassen, sondern auch gewaltige Flüsse tätig waren, das Werk von beiden ist. So wird die Frage dahin präzisiert, zu welchen Beträgen sich Eis- und Wassererosion in die Arbeit der Übertiefung teilten.

Aufklärende Schlüsse darüber gestattet am ehesten der Vergleich mit Erscheinungen in rezenten Gletschergebieten. Die Ötztaler Alpen, die für die rezente Gletscherforschung klassisch geworden sind, bieten auch in der Frage der Glazialerosion gute Anknüpfungspunkte. Längst bekannt sind hier die schönen Stufenmündungen der Seitenteiler, die Becken des Haupttales, der ganze Formenschatz ehemals vergletscherten, nun aber weithin eisfreier Gebiete tritt hier im unmittelbaren Anschluß an die rezente Vergletscherung auf. In vortrefflicher Weise zeigt die entsprechenden Eigenschaften z. B. das Rotmoostal. Als typisches Hängetal mündet es, wie seine Nachbarn, ins Gurgler Haupttal, in dessen Tiefe man von ihm außer dem Abfluß fast nichts bemerkt. Der Fremde, der dem Bach entlang das Gehänge hinaufsteigt, ist völlig überrascht, auf einmal vor der Öffnung eines breiten langgestreckten Seitentaales zu stehen. Nicht ebenmäßig streicht dasselbe am Gehänge des Gurgler Haupttales aus; vor seine Mündung legt sich ein

prächtiger Riegel mit Gegengefälle. Der Bach durchschneidet ihn in enger Klamm. Vom Riegel zum heutigen Ende des Rotmoosgletschers reicht, fast $\frac{1}{2}$ Stunde lang, bis zu unaufgeschlossener Tiefe ein Felsbecken, das früher, wie die dünnen Torflagen beweisen, einen großen See beherbergte, nun aber mit flachgeschichteten Schottern und Sanden zu einer prächtig planen Fläche aufgefüllt ist; üppige Riedgraspolster bezeugen noch die oberflächliche Verlandung. Draußen am Riegel schneidet die Sandr-Ebene in etwas höherem Niveau ab, als die Klamm durch den Felsen setzt.

Mit Sicherheit läßt sich hier die Gletschererosion von der fluviatilen trennen. Das alte, ausgefüllte Seebecken, dessen im Innern gar nicht mehr zum Vorschein kommende Felssohle offenbar noch viel bedeutender nach außen ansteigt, als dies schon hinsichtlich der absoluten Terrainoberfläche der Fall ist, kann nur vom Eise erodiert worden sein, ohne Vorarbeiten oder Mitwirken fluviatiler Erosion unter dem Niveau der Riegelhöhe. Der Gletscher hat hier also initiativ das präglaziale Tal übertieft um einen Betrag von, möglichst gering geschätzt, vielleicht 50 m. Die Klamm hingegen, durch die das Becken seine Gewässer entläßt, ist als epigenetischer Überflusdurchbruch an sich ausschließlich das Werk der fluviatilen Erosion, nur indirekte in ihrer Entstehung bedingt durch die vorangegangene Übertiefung des nächst oberen Talstücks. Die Bildung der Klamm setzte ein, als der Seespiegel im Becken die Riegelhöhe überschritt und das überströmende Wasser an der Außenseite begann, retrograd in den Felsen einzuschneiden.

Der Ausgangspunkt der Erscheinungen ist somit die Unregelmäßigkeit, die der Gletscher in das Längsprofil des Tales brachte. — Denken wir uns nun den Rotmoosferner wieder bis an den Riegel vordringen, so wird ihm hier die neugeschaffene fluviatile Furche eine Stromrichtung vorzeichnen und seiner Erosion neue, besondere Angriffspunkte bieten, weshalb dieselbe hier denn auch in erhöhtem Maße einsetzen und den Flußeinschnitt vielleicht zur Trogform ausfeilen wird. Dann war die Gletschererosion zwar

nicht mehr unmittelbar in der Initiative, sondern der Fluß hatte ihr vorgeschritten, aber nur, wenn wir die letzte Episode allein betrachten, war die fluviatile Erosion der Ausgangspunkt, die ganze Folge der Erscheinungen hingegen geht zurück auf das erstmalige Eingreifen des Gletschers, auf die ursprüngliche Schaffung von Störungen im Längsprofile.

Analoges demonstrieren die Verhältnisse im Gurgler Haupttal. Fassen wir die Strecke zwischen dem Gurgler Ferner und Gurgl ins Auge. In den Boden des schönen, offenbar vom Gletscher so geformten Taltroges ist hier vom Gletscherrande bis knapp vor Gurgl mit senkrechten plattigen Wänden eine bis zu 50 m tiefe enge Klamm eingeschnitten, die keinerlei Spuren der Gletscherpassage zeigt und sicherlich rein fluviatilen Ursprungs ist. Bei einem neuen großen und andauernden Eisvorstoß müßte sie augenscheinlich als Ausgangsfurche für die Schaffung eines neuen tieferen Taltroges durch Gletschererosion dienen. Was veranlaßte nun aber ihre eigene Bildung? — Bei Obergurgl verliert sie sich rasch in einer, wenn auch geringen und kurzen Talweitung; an ihrer Stelle sehen wir einen relativ breiten, auf eingelagertem Schutt liegenden Boden, der, mit Kulturen reich bedeckt, talabwärts dort endet, wo die Felssohle wieder hervortritt und, prachtvoll geschliffen, zu dem mächtigen Riegelberg von Pirchet ansteigt. An der Seite dieses Riegels setzt auch die Klamm wieder ein. Obergurgl liegt also in einem lokal ausgetieften Becken, das bei der Verschüttung des Felsgrundes sogar beträchtliche Tiefe besitzen kann, jedenfalls aber unter das Niveau der Klambasis des oberen Talabschnittes reicht. Die tiefe Sohlenlage des Beckens, in dem nur so lange Akkumulation herrschte, bis der Bach den unteren Grenzriegel zu durchschneiden begann, war offenbar flußaufwärts die Ursache der Klambildung, das Becken selbst aber kann kaum anders als vom Gletscher selbst erodiert worden sein. Also wiederum: Unregelmäßigkeiten im Längsprofil, die wir am besten dem Gletscher zuschreiben, als Ausgangspunkt nachmaliger Vertiefung und zwar zunächst bloß Tieferlegung des Bachbettes durch die Erosion des fließenden Wassers (flu-

viatile Unterschneidung) dann, dadurch gefördert, bei Wiederholung der Vergletscherung Tieferlegung der felsigen Talsohle durch die Erosion des strömenden Eises (glaziale Übertiefung).

Analog verhalten sich die Täler um Vent, aus allen rezenten Gletschergebieten ließen sich Beispiele entnehmen. Das Prinzip indes ergibt sich schon aus den beschriebenen Fällen zur Genüge. Das präglaziale Talsystem, für das wir Korrelation aller Teile annehmen, wurde beim ersten Vordringen der Gletscher in seiner natürlichen fluviatilen Gesetzmäßigkeit, namentlich in den elementarsten Beziehungen des Längsprofils, gestört und dadurch ein ganz neuer fluviatiler Erosionsprozeß eingeleitet. Wo der Gletscher lokale Vertiefungen (Becken) schuf, wurden diese talaufwärts für die Flußerosion maßgebend (retrograde, fluviatile Unterschneidung), trennende Riegel, wo die Glazialerosion aussetzte, wurden nach vorübergehender Stauung durchschnitten (Überflußdurchbruch), das Ziel des ganzen neu eingeleiteten Prozesses ist der Wiederausgleich des Gefälles, den nur teilweise auch die Akkumulation der Tiefen fördert. Neue Flußfurchen gaben dem strömendem Eise neuer Gletschervorstöße Richtlinien größter Geschwindigkeit und größter Erosion, so daß der Gletscher dann auch hier, außerhalb der Becken, erweiternd und übertiefend wirkte (Trogform). Während aber die Gletschererosion in den Becken vollkommen ursprünglich, initiativ ist, besteht sie für die übrigen glazial erodierten Tal- (z. B. Trog-) Strecken mehr in (vornehmlich lateraler) Ausschleifung — hiefür würde der Lepsius'sche Ausdruck „Detersion“ passen — von in letzter Ursache fluviatilen Erosionsfurchen. Diese fluviatilen Erosionsfurchen jedoch sind ihrerseits bedingt durch die Beckenerosion des Gletschers, so daß der ganze Komplex der „glazialen Übertiefung“ primär von der Erosion des Gletschereises ausgeht, von den Unregelmäßigkeiten nämlich, die der Gletscher bei seinem ersten Auftreten ins korrelative präglaziale Talsystem brachte.

Die erstmalige Übertiefung durch den Gletscher (Erosion der Becken) griff dabei nicht rein „zufällig“ im präglazialen Tale ein. Sie tritt petrographisch-selektiv auf, bevorzugt ferner

geeignete Stellen im Sinne der alten Talkonfiguration, besonders hängt sie von dem Verhältnis zwischen Haupt- und Nebengletschern ab. Das Seebecken im Rotmoostal z. B. liegt unmittelbar vor der Mündung ins Gurgler Haupttal, entstanden als „Vorbecken“ in Rückwirkung der Stauung des von SO. kommenden Rotmoosgletschers durch den NNO. fließenden Gurgler Ferner. Unmittelbar am Orte der Stauung selbst setzt die Gletschererosion aus (Riegelbildung), rückwärts anschließend aber entfaltet sie sich in gesteigertem Maße, indem das konstant nachströmende Eis durch die Stauung zu stärkerer Abnutzung des Grundes veranlaßt wird (Vorbeckenbildung). Ist die Stauungszone vom Eise passiert, dann resultiert aus der Vereinigung der Gletscherströme eine gesteigerte Eismächtigkeit und die entsprechende Erhöhung der Druck- und Reibungskräfte bewirkt, insbesondere im engen Tal, wo sich die Masse nicht ausbreiten kann, stärkere Tiefenerosion; daher die häufige Beckenbildung an Talvereinigungen. Das Haupttalbecken von Obergurgl liegt z. B. an der Stelle, wo eine Konzentration der Eismassen aus den umliegenden Seitentälern stattfand, des Rotmoos-, Gaisberg- und Verwallfeners mit dem des Haupttales. Wo hingegen vom Gletscher Eis abgegeben wird, wie z. B. an den Punkten, wo der Inngletscher in die nördlichen Kalkalpen überquoll, läßt seine Erosion nach (Penck).

Je größer der Gletscher und je intensiver seine Bewegung, um so größer seine Erosion, je stärker die glaziale Übertiefung, desto bedeutender die folgende Flußunterschneidung und danach wieder um so beträchtlicher das Erosionswerk einer späteren Vereisung. In gleichen Zeiten herrscht daher konstant ein Überwiegen der Vertiefung für das Tal des Hauptgletschers gegenüber den Tälern der Nebengletscher. Dadurch entstehen Stufenmündungen und Hängetäler, die deutlich darauf hinweisen, daß der Entwicklungsgang des Talsystems kein allmählich fortschreitender ist, sondern etappenweise vonstatten ging unter Einschaltung unkorrelativ wirksamer talbildender Faktoren. Stärkere Übertiefung des Haupttales bedingt an sich schon ein Tiefschneiden der Flüsse in den Nebentälern und fördert

so auch deren eigene Gletschererosion. Dabei ist zu bedenken, daß nicht immer der größte Gletscher dem heutigen Haupttal entsprach; es kam dann zu vertieften (Becken-) Mündungen der Nebentäler (das Tauferertal bei Bruneck z. B.) und die Unterschneidung und Übertiefung des heutigen Haupttals erfolgte z. T. sekundär durch Wirkungen heutiger Nebentäler. Gleichwertigen Gletschern hingegen, die zusammenströmen, entspricht gleichsöhliges Ausstreichen der zugehörigen Talböden (Zemm- und Schlegeisengrund z. B.).

Die „glaziale Übertiefung“ und was mit ihr zusammenhängt, kann, resümierend, bezeichnet werden als das Produkt kombinierter Gletscher- und Flußerosion während des Eiszeitalters, deren Ausgangspunkt gegenüber dem präglazialen Tal in den Unregelmäßigkeiten und Störungen liegt, welche die Gletscher bei ihrem ersten Vordringen in dasselbe brachten, dank der quantitativen Verschiedenheit von Eis und Wassererosion überhaupt (vgl. Penck's Parallele zwischen Gletscherbett und Flußbett).

Neben der glazialen Übertiefung haben die Forschungen Penck und Brückner's auch noch präglaziale Vertiefungs-epochen, insbesondere der südseitigen Alpentäler, ergeben. Auch da handelt es sich um Erscheinungen einer ruckweisen, nicht allmählichen Talentwicklung, die dementsprechend in den Formen manches mit der glazialen Übertiefung gemeinsam haben. Ihre Ursachen aber liegen in nachweisbaren, tektonischen Veränderungen am Südrande der Alpen, in jungneogenen bis quartären Senkungen der Poebene, bezw. Hebungen des Gebirges.

In beiden Fällen, der glazialen wie der präglazialen Übertiefung, sind die Spuren des alten Tales erhalten geblieben in Form erhöhter randlicher Felsgesimse oder Gehängeknicke. Flacher geneigte Stücke heben sich hier von der übrigen Talwand ab. Es sind teils Partien vom — insbesondere Fuß- — Gehänge des alten Tales — dann darf nicht überraschen, wenn ihr Niveau unregelmäßig variiert oder auf der linken und rechten Talseite etwas verschieden ist, da dies bloß Folge ungleicher

Erhaltung sein kann; die Gefällskurve ergibt sich aus dem mittleren Durchschnitt — teils direkt Reste der alten Talsohle, die dann unmittelbar das alte Längsprofil wiedergeben. Bloße Gehängeknicken an sich allein sind in der Regel zu wenig verlässliche Indizien; das charakteristische und sichere Merkmal alter Talbodenreste liegt in großzügiger Entwicklung lateraler Felsgesimse, die gleichsam auf den ersten Blick ein einheitliches, durchgreifend ausgebildetes System erkennen lassen, das durch den Besitz einer gesetzmäßigen Gefällsentwicklung klar die genetische Zugehörigkeit zu einem alten Talboden dokumentiert. Absolute Unabhängigkeit vom Gesteinscharakter ist dabei nicht erforderlich, weil auch rein fluviatile Täler darauf Bezug haben können, nur mahnt die Möglichkeit von Schichtterrassen zur Vorsicht. Ungenügend zum Nachweis alter Talböden aber sind einzelne, zerstreute Felsabsätze ohne deutlich ersichtliches System, sie können lokale Bildungen aus den verschiedensten Ursachen sein.

Auf Bildungen der letzteren Natur stützt sich zum Teil der in neuerer Zeit wiederholt unternommene Versuch, ausgehend von der Annahme einer viermaligen Vergletscherung der Alpen, vier Phasen der glazialen Übertiefung heraus zu konstruieren. Es würde das den vorhin betonten Wechselbeziehungen zwischen fluviatiler und glazialer Erosion insofern widersprechen, als ihnen zufolge der Komplex der Erscheinungen einer glazialen Übertiefungsepoche nicht das Werk einer einzigen Vereisung, sondern der Effekt von mehreren, mindestens zweien mit einer Interglazialzeit ist. Allein jene Versuche wollen in Wirklichkeit nicht recht glücken und sind partiell lediglich schematische Konstruktionen, die sich bei Änderung der zugrunde gelegten Annahme unschwierig modifizieren ließen. Schon in einem petrographisch einheitlichen Haupttal der Alpen, das jemals vergletschert war, sind die Gehänge oft so reichlich gegliedert, daß man aus der Menge von Gesimsen, Stufen, Absätzen, Gefällsknicken, Kerben und Nischen mitunter geradezu beliebig viele „Talsysteme“ kombinieren könnte. Es liegt dies wohl im Wesentlichen daran, daß Täler, die Betten großer

breiter Hauptgletscherströme waren, schon aus dem Grunde der einstmaligen Vergletscherung überhaupt einen vielgestaltigen Querschnitt zu besitzen pflegen. Große breite Hauptgletscherströme sind zusammengesetzt aus einer Reihe einzelner Strömungskomponenten, die, wenn auch in beschränktem Maße, eine gewisse Selbständigkeit bewahren und auch graduell unabhängig von einander und vom Gletscherganzen besondere Erosionswirkungen auslösen können. Zur Aufteilung in vertikale Streifen, die der Gletscher durch sie erfährt, kommt seine Gliederung in Partien verschieden starker Bewegung, die bei den großen Hauptgletscherströmen des Eiszeitalters im einzelnen gewiß noch viel komplizierter war als bei den relativ einfachen und kleinen Gletschern, die wir heute beobachten können. Alles in allem resultiert daraus eine Summe von Teilwirkungen und solchen dürften vielfach jene untergeordneten Absätze und Kerben entsprechen, die uns an den Gehängen breiter Haupttäler so häufig begegnen; sie sind gewiß gesetzmäßig nach der Zusammensetzung des Gletschers entstanden, allein heute läßt sich ihre Bedeutung kaum mehr wieder erkennen. Sie sind aber eben nebensächlich gegenüber der Erosion des Gletscherganzen, das in Verbindung mit fluviatilen Prozessen die glaziale Übertiefung des Tales besorgte.

Immerhin jedoch ist bei mehrmaliger Vergletscherung der Alpen eine wiederholte glaziale Übertiefung der Täler möglich und wahrscheinlich und insoweit trifft die Suche nach eiszeitlichen Talböden, die also zwischen den prä- und postglazialen eingeschaltet sind, zu. Je breiter bei bedeutender Tiefe und Steilheit der Gehänge das Tal ist, um so größer sind die Chancen, sie aufzufinden, während in schmalen Einschnitten unzählige Bedingungen für ihre Erhaltung, an flachen Gehängen und in seichten Tälern Schwierigkeiten für ihre Erkennung bestehen.

Eine Art Realprobe für die Deutung der Querschnittsgliederung liefert der Vergleich mit dem Längsprofile, ferner für alle Beziehungen des Haupttales die Parallele mit den Seitentälern. Das Längsprofil weiter flußaufwärts gelegener Abschnitte des Haupttales, sowie die Gefällskurve der Seiten-

täler zeigen häufig Abstufungen, die mit solchen der Haupttalgehänge zeitlich und genetisch äquivalent sind, was sich ans dem Umstande ergibt, daß ihre gleichsinnige Verlängerung dem Niveau der Lateralgesimse entspricht.)

Im Gegensatz zu dem reich gegliederten Querschnitt der Betten breiter Haupttalglatscherströme steht das ruhige Profil der Täler einfacher (von Zusammensetzung im obersten Firngebiet abgesehen) kleiner Gletscher, wie der Gründe des Zillertals oder der Tauernseitentäler, deren einförmig kalte Linien der Landschaft nordischen Charakter verleihen. Nur hier finden wir im Wesentlichen auch die typischen Taltröge, gleich- und regelmäßig unter Bildung einer fortlaufenden Schulterkante ohne weitere Gliederung der Gehänge in das alte Tal eingesenkt, während in den großen Hauptgletscherbetten der Trogcharakter zwar ab und zu durch steiles Gefälle in den unteren Talwandpartien angedeutet, im übrigen aber häufig gestört und durch untergeordnete Gliederung verwischt ist.

Weit geringere Bedeutung als dem morphologischen oder erosiven Moment kommt für das Innere der Alpen der akkumulativen Gletschertätigkeit zu. Die glazialen Ablagerungen spielen hier für die Erkenntnis eine meist minder wichtige Rolle, insbesondere im Vergleich zu ihrer fundamental gewordenen Bedeutung im Alpenvorlande. Im Innern der Alpen fehlen die guten Erhaltungsbedingungen für Ablagerungen älterer Vergletscherungen. Wir müssen hier von vornherein erwarten, vorwiegend nur die Absätze der letzten Abschnitte des Eiszeitalters anzutreffen, und von außerordentlich günstigen Ausnahmefällen sprechen, wenn, wie z. B. im Falle der Höttinger-Brekzie¹⁾, auch ältere Glazialresiduen nachgewiesen werden konnten; im Innern der Alpen gelegen stellen die zugehörigen nicht-glazialen Zwischenbildungen sicher, daß der eisfreie Zeitabschnitt wirklich den Wert einer „Interglazialzeit“ besitzt, gegenüber

¹⁾ Solange nicht eine neuerliche Untersuchung andere Lagerungsverhältnisse erweist, muß der Höttinger Brekzie die angenommene Bedeutung zuerkannt werden.

einer bloßen „Schwankung“, und liefern so das Hauptargument für die Mehrheit der Vereisungsperioden, indem ihnen nach selbst das Innere der Alpen für lange Dauer eisfrei war, während stratigraphisch ähnliche (vom Fossilgehalte abgesehen) Vorkommnisse im Alpenvorlande nur Veränderungen im Raume des letzteren beweisen.

Im Allgemeinen haben wir demnach für das Innere der Alpen damit zu rechnen, daß das Gros der einlagernden Gieschiebemassen der letzten Vereisung und dem Postglazial angehört. Gebiete, wo sie in größeren Mengen erhalten blieben, sind namentlich die lateralen Erosionssphären, während sie aus der Talmitte vorwiegend fortgeschafft wurden. Den Felsgesimsen älterer Talbodenreste stehen in der Folge vielfach Terrassen von Schuttresten gegenüber (in der vorliegenden Arbeit ist die Bezeichnung Terrasse auf letztere beschränkt); eine sichere Trennung beider gestatten nur Untersuchungen im Felde. Die allgemeine petrographische und geologische Charakterisierung der einschlägigen Akkumulationsbildungen wurde S. 153 (41) versucht. Die meiste Bedeutung kommt den großen Schotterfeldern zu, welche die Täler bis zu beträchtlicher Höhe zu erfüllen vermochten; sie sind es vorzugsweise, die bei medianer Auswaschung seitliche erhöhte Schuttterrassen liefern, zwischen denen dann oft tiefere den Anschein einer Ineinanderschichtung mehrerer verschieden alter Schotterssysteme erwecken. Nur sichere Lagerungsdiskordanzen indes, wie besonders trennende Moränendecken, die namentlich im Falle längerer stadiärer Pausen des Gletscherrückzuges reichlich zur Ablagerung kommen konnten, oder nicht glaziale Lokalschuttbildungen, lassen mit Bestimmtheit auf verschieden alte Schotterssysteme schließen; verschiedene Terrassenniveaus allein, also die oberflächliche Morphologie, bieten nicht genügende Gewähr, da sie nicht nur akkumulativ sondern auch erosiv entstanden sein können.

Die Ursache von Schotteransammlungen unterliegt fallweiser Beurteilung. Sie liefern vor allem häufig die Ausfüllungsmasse lokaler Talvertiefungen, glazialer Becken, wie z. B. im Rotmoostal; wo sie bis zu gewaltigen Höhen über der Talsohle erfolgten,

können Hindernisse, die von der Seite stammten (laterale Schuttkegel, Seitengletscher), den Abfluß gehemmt und die Aufstauung bewirkt haben (bei Bruneck z. B.); aber auch ohne solche Hemmnisse ist die Ablagerung denkbar in Form einfachen Zurückbleibens des Geschiebematerials aus Gründen des Verhältnisses der Wasserführung zur Geröllführung; schließlich sind auch tektonische Ursachen (Rücksinken der Alpen) angenommen worden, jedoch, wenn überhaupt, kommt diese Annahme zumal für die übertieften Täler an der Südseite der Alpen nicht in Betracht.

2. Genetische Übersicht.

Versuchen wir nun, vom dargelegten glazialgeologischen Standpunkt aus die Hauptzüge des untersuchten Gebietes in einem kurzen Übersichtsbild wiederzugeben.

Eng und steilwandig zieht das Eisacktal in die Gegend von Franzensfeste. Hier ist es zu einem seichten Vorbecken übertieft, das vorn durch den Felsriegel der Festung abgeschlossen wird. Jenseits, bei Aicha, folgt ein zweites, tieferes Becken, das nur median (Steurerhof) von den eingelagerten Geschiebmassen freigewaschen ist, während die randlichen Partien (Platten, Aicha) und sein alter Ausgang nach SSW. verschüttet blieben. Die Becken sind das Werk der Gletschererosion. Nach dem Rückzug des Eises wurden sie mit Geröll angefüllt.

Das Rienztal zeigt bei Mühlbach die Spuren einer flachen Vorbeckenübertiefung. Von da setzt es sich seiner alten Richtung nach in die Gegend von Schabs fort und zwar mit einer Bifurkation um den Stiefler Bühel; beide Arme waren fluviatil angelegt, der östliche in stärkerem Grade; in ihm tiefte der Gletscher das Becken von Rundl aus; der westliche Ast entspricht dem Schabser Eisenbahneinschnitt, ist enger und gleicht

einer glazial überarbeiteten Schlucht. Vom Rundler Becken aus verlief eine seitliche Tiefenstromlinie des Gletschers gegen Osten — vielleicht einer alten fluviatilen Erosionsfurche folgend, die in entgegengesetzter Richtung dem Becken zustrebte — trennte den Fels bei Schloß Rodeneck von dem des Nazner Plateaus und bahnte so die Verbindung an mit einer alten Nebentalung, die von Gifen über Spisses, dem höheren Berg- hang entlang, zur Lasanke und weiterhin mit dieser gegen Brixen führte. Das Gletschereis passierte diese alte Talung und gestaltete sie trogförmig. Nach seinem endgiltigen Rück- zug aus der ganzen Gegend wurden die Becken und tieferen Tallagen von der Rienz mit mächtigen Geschiebemassen erfüllt; im besonderen wurde das Rundler Becken und sein Ausgang gegen Schabs ganz verschüttet, wobei die Rienzschotter durch die glaziale Pforte unter Schloß Rodeneck auch in jene alte Nebentalung und durch sie gegen Brixen vordrangen. Von neuem mußte sich die Rienz in postglazialer Zeit in die Tiefe arbeiten; sie floß vorübergehend, wenigstens teilweise, zu den Seiten des Stiefler Bühels gegen Schabs ab, später aber gewann die Richtung durch die Nebentalung zur Lasanke und auf deren Weg nach Brixen die Oberhand.

Das Eis, welches über Rodeneck ins Lasankental strömte, war nur ein kleiner untergeordneter Arm am Grunde. Die Hauptmasse des Pustertaler Gletschers, zu dem sich eben erst die Eisströme von Pfunders und Vals gesellten, ergoß sich über das Nazner Plateau und in die Gegend von Schabs. Hier, im Raume Schabs-Aicha trafen nun Rienz- und Eisackgletscher in der Tiefe einander, während ihre höheren Lagen schon von der Mündung des Valler Tals an Fühlung bekamen. Indes nicht die Vereinigung der beiden Gletscher allein ist es, was hier eine gewaltige Konzentrierung von Eismassen bedingte, sondern ihr Effekt wird noch wesentlich gesteigert durch die besondere Bewandtnis eines jeden der beiden Hauptgletscher für sich. Namentlich vom Eisackgletscher gilt dies; auf der engen Talstrecke von Mauß bis Franzensfeste folgte nur gerade seine Tiefenlinie dem Flußlaufe, während die Hauptmasse des

Eises über die niederen Höhen flutete, welche beiderseits, besonders im Osten (Vallerjoch-Ochsenboden-Alte Karl) das Tal begleiten. Die Druck- und Erosionskomponente dieser übergequollenen Randteile ging dabei für die Hauptstromrichtung, die der Talfurche entspricht, verloren; die glaziale Übertiefung und Ausfeilung ist hier denn auch gering. In ähnlicher Weise fußten die seitlichen Partien des Pustertaler Gletschers auf den hoch am Gehänge entlang ziehenden Mittelgebirgen (Meransen, Getzenberg). Nun aber, bei der Zusammenmündung, wurde die ganze Masse beider Gletscher in eine einheitliche Talöffnung gepreßt, wo ihre seitliche Ausbreitung durch die Höhen der Plose (2506 m) im Osten, die Sarntaler Alpen (Karspitze 2520 m) im Westen auf eine Spanne von maximal 13 km beschränkt war. Es kam also über dem Gebiete Schabs-Aicha zu einer enormen Eisansammlung auch im vertikalen Sinne. Hand in Hand mit der räumlichen Konzentrierung der Eismassen ging eine gewaltige Drucksteigerung; alle die bis dahin seitlich der Hauptstromlinien gebundenen Druck- und Erosionskräfte wurden nun nach der Tiefe hin frei, sobald die Zone der unmittelbaren gegenseitigen Stauung (in dieser der Riegel von Franzensfeste) überwunden war. Darin liegt der Schlüssel zum Verständnis der Talbildung um Aicha und Schabs; keines der beiden hier zusammenmündenden Täler könnte man dem andern gegenüber als Haupttal bezeichnen, wenn schon dem Einzugsgebiete nach dem Rienztal der Vorzug gebührt; sie münden beide als Nebentäler stufenförmig in ein unverhältnismäßig tieferes und breiteres Haupttal, welches hier erst recht eigentlich beginnt. Den Mündungsstufen — jene des Eisacktals ist in dem Riegel der Festung Franzensfeste weit stärker ausgeprägt als die zwischen Mühlbach und Rundl, bzw. Schabs — folgen die tiefen gleichsöhligen Becken von Aicha und Rundl, die, wiewohl noch im Bereich der Nebentäler gelegen, durch ihr tiefes Basisniveau die Haupttalsohle einleiten. In evidenten Weise knüpft sich dieser Übergang an die alte Zusammenmündung von Eisack- und Rienzgletscher, zugleich liegt er an der Granit-Schiefergrenze. Vereint setzten hier die Eismassen mit der Über-

tiefung ein, deren Ergebnis das ganze langgestreckte Brixner Becken ist.

Das Brixner Becken reicht bis zu unaufgeschlossener Tiefe unter den heutigen Talgrund. Erst an seinem Südennde, in der Klamm nördlich Klausen, taucht die Felssohle zu einem sanften Riegel hervor, zugleich verschmälert sich der Querschnitt und an die Stelle der breiten lichten Talöffnung tritt wieder ein enger Einschnitt. Zugleich weichen aber auch die den oberen Gletscherrand einfassenden Höhenzüge wieder weit auseinander, auf doppelte Spannweite gegen früher, die Eismassen konnten sich also wieder fast unbeschränkt in die Breite dehnen: entsprechend wie der Beginn des Brixner Beckens eine Funktion der Gletscherkonzentrierung ist, so knüpft sich sein Ende an ihre Diffusion, der Riegel und die Verengung bei Klamm ist eine Folge der Eisabgabe. — Der Eisack unterschneidet die Schwelle.

Die übertiefte Sohlenlage des Beckens gegenüber den Nebentälern im NW. und NO. macht sich auch jenem alten Lasankental gegenüber bemerkbar, das der heutigen Rienz die Richtschuur gab und selbst bloß einen untergeordneten Gletscherarm beherbergte; mit ausgezeichneter Stufe mündet sein Trogboden zwischen Plabach und Seeburg ins Becken von Brixen und erst in postglazialer Zeit hat die Rienz den Fall dadurch ausgeglichen, daß sie auf dem ganzen Wege von Rundl her die alte, glaziale Sohle unterschneidet.

Auch im Haupttale selbst sind geringe Reste eines älteren Talbodens erhalten geblieben, der im übrigen jener glazialen Übertiefung zum Opfer fiel, der die heutigen, besprochenen Stufenmündungen ihre Existenz verdanken. In einer unterbrochenen Folge von niederen Felsgesimsen ziehen sich jene Reste im Anschluß an die heutigen Mündungsstufen von den Rundbuckeln nördlich ober Neustift dem Kranebitter Berg entlang gegen Seeburg und Plabach, weiter über Trunt, Köstlan, Zeffler Bühel, Ratzötz an die Mündung des Aferer Tals, um südlich derselben in die Oberfläche des Felsriegels von Klamm auszustreichen. Im Westen korrespondiert damit nur der Absatz bei Palbit.

Angesichts ihrer tiefen Lage (um 600 m) handelt es sich um die Reste eines innereiszeitlichen Talbodens. Für dessen Entstehung sind daher ähnliche Verhältnisse wahrscheinlich, wie für die Sohle des heutigen Brixner Beckens; auch jenem älteren Beckenboden dürfte demnach eine stufenmäßig höhere Sohlenlage in den Nebentälern (Eisack und Rienz) entsprochen haben und tatsächlich finden wir die Spuren einer solchen schön erhalten in dem Gesinse, das am Ausgang des Vorbeckens von Franzensfeste sanft ansteigend einerseits über die obere Festung hinaus auf das Felsplateau \diamond 823 führt, andererseits in der flachen Oberseite des Ochsenbühels (800 m) ausgebildet erscheint. Die Überhöhung dieses älteren Vorbeckenbodens gegenüber dem heutigen entspricht ungefähr dem vertikalen Abstände (etwa 60 m) der älteren (Köstlan z. B) und jüngeren Sohle des Brixner Beckens, soweit sich die Lage der letzteren schätzen läßt. Sowie ferner das rezente Vorbecken mit dem rasch nach vorn abfallenden Riegel der Franzensfeste abschließt, den der Eisack in tiefer Schlucht durchmißt, so endigte auch das ältere und schnitt der Eisack darein die tiefe Schlucht über dem Vahrner See. Eine ähnliche Rolle spielte auf seiten der Rienz vielleicht der Schabser Einschnitt.

Anderen höheren Felsgesimsen und Gehängeknicken im Brixner Becken fehlt das System, über ihre Bedeutung läßt sich Sicheres nicht aussagen. Noch höher als sie aber folgt dann in großartiger Entwicklung beiderseits des Tales ein breites flaches Mittelgebirgsgelände (Rodeneck-Naz, Mellaun-Tils, Nafen-Veltorns): der präglaziale Talboden.

Die Schuttmassen, die aus dem Eisack- und Rienztal kamen, verschütteten auch das Haupttal: sie füllten es bis zu einer Höhe von abnehmend 8—700 m an und wurden erst allmählich im Laufe der Postglazialzeit, zunächst aus der Talmitte, wieder fortgewaschen. An den Seiten, besonders im Westen, haben sie sich bis heute in ihrer ursprünglichen Höhe erhalten, den Buchten des Gehänges angeschmiegt, und ziehen hier in einer Flucht prächtiger Terrassen (Voitsberg-Salern-Prugger-Burger-Oberebner-Eder-Vischeider) dem Berghang entlang.

Seitlich tauchen an ihnen stellenweise die viel spärlicheren Überbleibsel älterer Schotter hervor, nach deren Ablagerung noch ein Gletschervorstoß erfolgte, der ihre Erosionsoberfläche mit Moräne bedeckte im Gegensatz zu den jüngeren nicht von Moräne überlagerten Schottern. Die oft mächtige Anhäufung des Moränenschuttes¹⁾ beweist, daß im Brixner Becken ein Gletscher lange stationär geblieben (Bühlstadium nach Penck). Die älteren Schotter reichen viel höher hinauf, bis in den Bereich des präglazialen Tales; während für die Aufstauung der jüngeren als Ursache allenfalls ein alter mächtiger Schuttkegel des Aferer Baches in Betracht kommt, fehlen für sie besondere Anhaltspunkte.

Auch in der Mitte des Haupttales blieben die jüngeren Schotter teilweise erhalten; sie erfüllen allgemein den Grund des Beckens unter dem heutigen Wasserspiegel; im Gebiete Aicha-Schabs-Neustift bauen sie auch noch darüber hinaus ein breites Schuttplateau auf, das nur gerade vom Eisack selbst durchschnitten wird. Aber auch hier ist — vom rezenten Eisackeinschnitt abgesehen — ihrer ursprünglichen Oberfläche gegenüber eine tiefe, mediane Mulde erodiert, die jedoch zum Teil neuerdings mit groben Geröllmassen verschüttet wurde. Diese oberseits schön geebnete „Blockdecke“ wurde von Hochwassern des Eisack und der Rienz herbeigeführt — vielleicht gelegentlich eines jungen Rückzugsstadiums der Gletscher (? Gschnitzstadium) — und ergoß sich auf rasch sinkender Schotterunterlage bis in die Gegend von Brixen; wo sie nicht mehr hinreichte, da bestanden schon vor ihrer Ablagerung im Großen ganzen die heutigen Verhältnisse, im Gebiete ihrer Verbreitung aber bedingte sie eine besondere, jüngste Epoche der Talbildung. Der Eisack floß temporär hart am Fuße des Scheibenberges entlang und wusch hier die Vahrner Seenfurche aus, die über Untervahrn bis nach Brixen zieht; den Beginn dieser Richtung kennzeichnet der seichte Einschnitt in der NW.-Ecke des Vahrner (Ober-) Sees, wo nachmals der Eisenbahndamm

¹⁾ Ev. wäre auch die nicht ganz eindeutige Masse der Erdpyramiden bei Schabs demselben zuzurechnen; vgl. S. 172 (60).

eingebaut wurde. Schon früher war außerdem die alte Eisack-
schlucht westlich des Felsplateaus ϕ - 823 wieder von den
Schottern geräumt, so daß auch durch sie nach Ablagerung
der Blockdecke temporär der Eisack strömen konnte. In der
Vahrner Seenfurche wurden durch junge laterale Schuttkegel
der schon vertorfte Untere und der versumpfende Obersee auf-
gestaut. Später schwenkte dann der Eisack, sei es in Rück-
wirkung derselben Stauung oder subjektiv, bei Platten nach
SSO. ab quer zum Kammvorsprung des Ochsenbühels in die
Region des ehemaligen Rienztales südlich Schabs und schnitt
hier tief unter die Blockdecke in die Liegendschotter und den
Felshang hinter Neustift, bis das Niveau jenem weiter im Süden
— wo die Blockdecke eben nicht mehr hinreichte — entsprach.
So entstand das Riggertal, das ganz in den Akkumulationen
des noch tieferen und viel breiteren felsigen Haupttals liegt,
in weiterer Folge der Durchbruch am Ochsenbühel, dann die
aus der Füllmasse des Aichaer Beckens gewaschene Bucht beim
Steurerhof und endlich die rezente Eisackschlucht im Riegel
von Franzensfeste, worauf auch das Vorbecken von Franzens-
feste teilweise geräumt werden konnte. Hingegen blieben der
alte SSW.-Ausgang des Beckens von Aicha und größtenteils
auch die alten Mündungen der Rienz bei Schabs verschüttet.

3. Chronologische Übersicht.

Zeitlich folgten die einzelnen Prozesse etwa in nachstehender
Weise aufeinander:

Präglazialzeit. Der präglaziale Talboden ist erhalten
geblieben in seitlichen Resten, den breiten Mittelgebirgsgesimsen
Rodeneck-Naz, Mellaun-Tils, Nafen-Veltorns. Rienz- und Eisack-
tal vereinigen sich bei Schabs.

Zeitraum älterer Vergletscherung. Tieferlegung
des Talbodens in ein innereiszeitliches Niveau, dem im Haupttal

die Gesimse bei Neustift, Seeburg, Trunt, Köstlan, Zefferbühel, Ratzötz, Albeins entsprechen; damit korrespondiert im Gebiete von Franzensfeste ein älteres Vorbecken, dessen Sohle in die Höhen ϕ 823 und Ochsenbühel ausläuft. Rienz- und Eisacktal vereinigen sich bei Schabs.

Zeitraum jüngerer Vergletscherung. Der Eisack unterschneidet den Ausgang des älteren Vorbeckens bei ϕ 823. Der Eisackgletscher erodiert das jüngere Vorbecken von Franzensfeste, der Rienzgletscher jenes von Mühlbach. An der Stelle der Gletschervereinigung beginnt — auf Seiten des Eisacks mit dem Becken von Aicha, auf Seiten der Rienz mit jenem von Rundl — die Übertiefung des Haupttales vom Niveau der innerzeitlichen Sohle bis zur Tiefe des heutigen (felsigen) Beckens von Brixen. Ein seitlicher Arm in der Tiefe des Rienzgletschers bahnt die Verbindung zwischen Rundl und Spisses an und gestaltet auf seinem Weiterweg die alte Talung Spisses-Brixen trogförmig. Am unteren Ende des Brixner Beckens bleibt der Riegel von Klamm stehen. Gelegentlich einer größeren Gletscherschwankung wird das Haupttal mit mächtigen (älteren) Schottern erfüllt, diese werden median wieder erodiert und ihre Reste beim (letzten) Wiedervordringen des Eises, das dann im Brixner Becken lange stationär bleibt (Bühlstadium), mit Moränenschutt bedeckt.

Endgiltiger Rückzug des Gletschers, Postglazialzeit. Starkes Einsetzen fluviatiler Tätigkeit. I. Die Mündungen des Eisack- und Rienztales, sowie das ganze Brixner Becken werden mit mächtigen (jüngeren) Schottermassen erfüllt, die alten Flußläufe verlegt.

II. Die Flüsse graben sich neue Rinnsale. Die Rienz biegt aus der früheren Richtung ab nach SO. und hält sich fürderhin an die alte Nebentalung Spisses-Brixen. Die Schottermassen werden großenteils, besonders aus der Talmitte, fortgeschafft. Rienz und Eisack vereinigen sich bei Brixen.

III. In die median aus den Schottern gewaschene Mulde wird bis in die Gegend von Brixen hinab eine grobe Geröllmasse eingeschüttet. Der Eisack fließt temporär dem Fuß der

westlichen Talwand entlang und erodiert dort die Vahrner Seenfurche aus der Blockmasse und den Schotterresten.

IV. Seitliche Schuttkegel dämmen die Vahrner Seenfurche ab und stauen hier zwei Seen auf. Der Eisack wendet sich südlich Franzensfeste in die heutige Richtung, erodiert das Riggertal, den Durchbruch am Ochsenbühel, räumt zum Teil das Aichaer Becken, unterschneidet den Riegel der Franzensfeste und zapft schließlich auch das Vorbecken von Franzensfeste an. Beginnende Trockenlegung der Vahrner Seenfurche. Um die Zeit, wo in der Gegend von Brixen annähernd das heutige Sohlenniveau erreicht ist (vielleicht schon in der Phase II.), setzt die Rienz mit der Unterschneidung des Trogbodens von Spisses bis Plabach und der Mündungstufe dortselbst ein, die Unterschneidung schreitet rückwärts fort zwischen Rodeneck und dem Nazner Plateau, es wird das Rundler Becken größtenteils geräumt und dann auch die Strecke Mühlbach-Rundl unterschritten, sowie von den Schottern teilweise befreit. Rienz und Eisack, ab Brixen vereinigt, unterschneiden den Riegel von Klamm.

V. In die historische Zeit hereinreichende und in der Gegenwart fortdauernde Prozesse, Besiedelung des Gebietes. Mäandrischer, wechselnder Verlauf der Flüsse auf der Schotterfläche des Brixner Beckens. Anhäufung lateraler Schuttkegel und Gehängeschutthalden. Fortschreitende Erosion der Seitenbäche. Alluvionen von Rienz und Eisack im Brixner Boden. Verlegung des Schalderer und Spilucker Baches aus der Vahrner Seenfurche in die heutige Richtung (ab Untervahn). Austrocknung und Vertorfung des unteren Vahrner Sees (künstlich beschleunigt beim Bahnbau 1865), Versumpfung des Obern. Künstliche Prozesse jüngsten Datums, z. B. Festlegung des vereinigten Hauptflusses unterhalb Brixen (1886).

4. Literaturvergleich.

Die erste glazialgeologische Bearbeitung des dargestellten Gebietes lieferte Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“ (1907 Bd. III, S. 856, 893, 929 f.). Die großen Züge, die sich dabei in Kürze ergaben, sind im Wesentlichen dieselben wie die, zu deren Erkenntnis das spezielle Studium führte. Vorwiegend nur im Detail konnte letzteres verschiedene neue Tatsachen zu Tage fördern, in einzelnen Fällen bloß resultierten abweichende Ergebnisse und Ansichten. Dies gilt — von Nebensächlichkeiten abgesehen — besonders für das große Akkumulationsgebiet zwischen Schabs, Aicha und Neustift. Die Verschüttung des alten Rienzlaufes und seine Verlegung in die heutige Richtung geschah hier nicht infolge früheren Eintreffens des Eisackgletschers gegenüber dem aus dem Pustertal, sie knüpft sich überhaupt nicht unmittelbar an einen der Gletscher selbst, sondern trat erst nach dem Rückzug des Eises ein, als allenthalben gewaltige fluvioglaziale Schottermassen zum Absatz kamen und eine Neubildung der Flußgerinne notwendig machten. Nicht unter Moränen ist der alte Rienzlauf begraben, sondern die vom Fluß selbst gebrachten und von keiner Moräne mehr bedeckten Schotter, Sande und Thone sind es, welche sein altes Bett verstopften. Ganz analog erging es der Mündung des Eisacktals. Die Liegendschotter zwischen Aicha und Vahrn, welche hier eine viel tiefere Felssohle und den alten SSW.-Ausgang des Aichaer Beckens verdecken sind die entsprechenden Anschwemmungen des oberen Eisack; mit denen der Rienz zusammen füllten sie ursprünglich, d. h. nach dem definitiven Weggange des Eises das ganze Tal so hoch auf, als heute noch ihre Randpartien, die jüngeren Schotterterrassen, reichen. Durch eine Zeit medianer Erosion davon getrennt ist die diskordante Einlagerung der groben Granitgeröllmasse („Blockdecke“), die soweit sie überhaupt zum Absatze kam, wirklich eine dem Alter nach einheitliche Aufschüttung ist; in sie hat ein temporär Eisacklauf die Vahrner Seenfurche eingeschnitten. Die kleine,

nur ganz lokal entwickelte Terrasse bei Neustift ist erosiven Ursprungs.

Die morphologische Seite der Denudationsgebilde im Rigger Tale fand schon früher eingehende Würdigung in einer Arbeit von S. Günther (Glaziale Denudationsgebilde im mittleren Eisacktale, Sitzber. Ak. Wiss. München Bd. XXXII, 1902, Heft III) dem das Verdienst gebührt, auf diese interessanten Formen und im Zusammenhange damit auch auf die Masse, aus der sie erodiert wurden, des Näheren aufmerksam gemacht zu haben. Was den dabei unternommenen glazialgeologisch-stratigraphischen Deutungsversuch der ganzen Ablagerungen, sowie die „geologischen Orgeln“ betrifft, bestätigte die Detailuntersuchung, was Penck davon hielt. Die erste Hervorhebung dieses eigenartigen, jedenfalls sehr studierenswerten Schottergebietes ist Blaas zu danken, der im geologischen Führer durch Tirol (S. 560) die Anregung zur näheren Erforschung gab; seine Vermutung, Seitengletscher könnten zur Aufstauung der großen Schottermassen im Eisacktal beigetragen haben, ist solange nicht von der Hand zu weisen, als die Ursache namentlich der älteren, bis an 900 m hinaufreichenden Schotteransammlung im Unklaren liegt; daß sich die Verschüttungen nicht etwa auf den glazialen Übertiefungsbetrag des Brixner Beckens beschränken, zeigt die jüngere Einlagerung.

Neuesten Datums sind die „Tal- und Glazialstudien im unteren Eisackgebiete“ von F. Machatscheck (Mitt. d. k. k. geogr. Ges. in Wien 1909, S. 659—683, 1910 S. 490 f.), die auch das — besser als mittleres Eisacktal (Franzensfeste-Klamm bei Klausen) zu bezeichnende — Brixner Becken umfassen. Bezüglich der Akkumulationen von Schabs-Aicha-Neustift hält sich Machatscheck an die Penck'sche Darstellung; seine eigenen speziellen Untersuchungen gelten der Festlegung und Parallelisierung der verschiedenen Felsgesimse an den Gehängen. Machatscheck kommt dabei in Übereinstimmung mit Penck und der vorliegenden Arbeit zu dem Schlusse, daß das breite, flache Mittelgebirgsgelände: Rodeneck-Nazner Plateau¹⁾-Mellaun-Tils

¹⁾ Diese Bezeichnung ist dem Namen „Schabser Plateau“ entschieden vorzuziehen, weil Schabs (775 m) weit unter dem präglazialen Talboden-

den (unmittelbar) präglazialen Talboden repräsentiert, während er die höheren Absätze als pliocäne, die tieferen als interglaziale Sohlenreste deutet. Machatschek ist geneigt, auch die Stufenbildungen bei Tschötsch, Krakoff-Elvas etc. als Überbleibsel besonderer Talsohlen aufzufassen und daraus 3 interglaziale Talbodensysteme zu rekonstruieren, wogegen die vorliegende Arbeit nur eine innereiszeitliche Sohle wahrscheinlich gemacht haben will.

niveau (900 m) und überhaupt nicht auf felsiger Unterlage, sondern auf der Höhe der fluvioglazialen Rienzschotter liegt.

(Abgeschlossen im Jänner 1911; II. Teil und Schluß folgt.)
