

## Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet.

Von Fritz Machatschek.

(Mit 7 Abbildungen im Text und 8 Bildern auf Tafeln I—IV.)

In den Sommermonaten der letzten Jahre stellte ich, angeregt durch die vielseitigen Untersuchungen von O. Ampferer, in einigen Teilen des oberen Innggebietes, vom Unterengadin bis zur Mündung des Ötztales, Beobachtungen zur talgeschichtlichen und eiszeitlichen Entwicklung an, deren Ergebnisse hier zusammengefaßt sind. Ausdrücklich sei betont, daß es sich dabei nicht um systematische, einem bestimmten Ziel zustrebende Studien, sondern um mehr gelegentliche Beobachtungen handelt, die nichts Abschließendes bedeuten, sondern eher für künftige Untersuchungen anregend wirken sollen. Ihre Mitteilung erfolgt schon jetzt, da sich mir vermutlich in der nächsten Zeit keine Möglichkeit zur weiteren Verfolgung der hier angeschnittenen Fragen ergeben wird.

**Unterengadin.** Von Madulein unterhalb der Einmündung des Albulatales abwärts liegt das Inntal als NO streichendes Längstal vorwiegend am nördlichen Stirnrand der Campo-Decke, ausgenommen die nach N gerichtete Ausbiegung zwischen Zernez und Ardez um die Gruppe des Piz d'Arpiglia—Piz Nuna, für die eine Ursache nicht mehr zu erkennen ist. Unterhalb von Ardez tritt das Tal an den südöstlichen Rand des Unterengadiner Fensters, wodurch der eindrucksvolle Gegensatz zwischen den über einem Sockel von Bündner Schiefeln und Kristallin steil niederbrechenden Kalk- und Dolomitbergen der Engadiner Dolomiten zur Rechten und dem flach und gleichmäßig ansteigenden, von Tobeln zerfurchten linken Gehänge im Bereich der SO fallenden Bündner Schiefer entsteht, auf die die „Dolomiten“ aufgeschoben sind (25). Unterhalb von Remüs tritt der Inn mit mehr nordwärts gerichtetem Lauf beiderseits in die Schieferregion ein und erreicht nach Überwindung der Finstermünzer Enge das tirolische Oberinntal.

Ein Einblick in die Formengliederung im Grenzgebiet von Ober- und Unterengadin konnte vom Gipfel des Piz Sutér (2957 m) rechts über Zuoz gewonnen werden. Bis etwa 2700 m bestehen dessen Gehänge aus Gipsen, Dolomiten, schwarzen und dolomitischen Kalken der Trias mit südlichem Einfallen, die auch noch den Piz Mezaun (2966 m) fast bis

zum Gipfel hinauf aufbauen, während am Piz Sutér die von ungeheuren Blockwerkmassen übersäten Gipfelpartien aus aufgeschobenem Gneis bestehen, der den auffallend breiten und ebenflächigen, auf lange Strecken nahezu horizontal verlaufenden Kamm bildet. Links über dem Inntal sind im Kristallin der Scaletta die kleinen, flachen Gletscherfelder auffallend, so um den Piz Vadret, Piz Grialetsch und Sarsura, in Höhen von 2800—3000 m, die in gleichfalls sehr flache eisfreie Gehängepartien auslaufen; darüber erhebt sich der Piz Kesch (3420 m) als scharfe Gratpyramide zwischen steilen und zerrissenen Kargletschern. Vermutlich sind in diesen Flächen und den breiten Kämmen Reste der altmiozänen Gebirgsoberfläche zu erblicken, wie ja auch schon J. Cadisch (9) auf ein in ungefähr gleicher Höhe gelegenes „Firnfeldniveau“ im westlichen Teil der Silvretta-Gruppe als Überrest eines ältest erhaltenen Oberflächensystems aufmerksam machte. Tiefere Flächen bei etwa 2600 m wurden beobachtet u. a. auf der Alp Murtér zwischen Val Cluozza und Praspöl in liassischen Kalkschiefern, eine rundliche, flache Dolomithaube ist der Munt la Schera südlich vom obern Spöl (2588 m) und auch südlich vom Ofenpaß sind alte Formen weit verbreitet (Giuf Plan ca. 2400 m), z. T. in Verrucano, zum andern in Dolomit und von Moräne bedeckt<sup>1</sup>. Im obersten Scarl-Tal setzen alte Flachformen sehr deutlich schon am Rand der Alp Joata bei 2250 m ein und beherrschen als wellige Flächen bis 2500 m Höhe durchaus das Landschaftsbild, von isolierten, sehr gleichmäßig wenig über 3000 m hohen Dolomit-, aber auch Gneisbergen überröhht. Die Landschaft erinnerte mich sehr an die Gegend um Arosa, wo ich ungefähr gleich hohe Flächen (übereinstimmend mit Cadisch's 2400-m-System bei Davos) als pliozän und jedenfalls präglazial bezeichnete (17). Nur auf Grund der Karte sei endlich auf die großen Hochflächen von Rims und Munt Schlingia (2550 bis 2700 m) beiderseits des tief eingerissenen Val d'Uina, beide in über Hauptdolomit und Liaskalk aufgeschobenem Gneis, aufmerksam gemacht. Die Fläche von Rims geht gegen W ohne Knick in den flachen Vadret Lischana, einen typischen Plateaugletscher (2760—3040 m), über Liaskalken und anderen Sedimenten über. Inwieweit also hier mehrere Formensysteme übereinanderliegen oder, was mir jetzt als wahrscheinlicher gilt, die ganze Altlandschaft von etwa 2250 m an als eine zusammengehörige Formengruppe betrachtet werden soll, und wieweit diese Formen nach W zu verfolgen sind, werden spätere Untersuchungen zu entscheiden haben.

<sup>1</sup> Den von Spitz und Dyrenfurth (25) angenommenen Verschiebungen der Wasserscheide Inn-Adda, die z. T. mit diesen Flächen in Zusammenhang stehen, konnte nicht nachgegangen werden.

Das Inntal bleibt breit und offen bis unterhalb Scans. Bei Cinuskel schneidet der Fluß plötzlich in messerscharfer Schlucht bis 80 m tief in Amphibolit und Gneis ein, während der bisherige Talboden darüber als breite, horizontale und moränenbedeckte Terrasse erhalten bleibt, bei Brail nahe dem oberen Ende der Schluchtstrecke 1650—1660 m hoch; die Moräne reicht nicht in den Cañon hinein. Dann tritt der Inn in das weite Becken von Zernez, das auch der Spöl durch eine lange Schluchtstrecke erreicht; es ist also ein echtes Konfluenzbecken, die Innschlucht stellt nur eine langgestreckte, zerschnittene Mündungsstufe dar. Die kurze Verengung des nunmehr wieder breiten Tales unterhalb von Zernez ist wohl bedingt durch die harten, steil aufgerichteten Gneise und erst von Giarsun an fließt der Inn wieder zumeist in einer in die Bündner Schiefer eingerissenen Schlucht von wechselnder Tiefe und Breite. Auf dieser ganzen Strecke bis zur Enge von Finstermünz ist der Inn von einer Anzahl meist prächtig entwickelter Terrassensysteme begleitet, die Raum für die Anlage der großen Engadiner Dörfer bieten. Sie sind von Spitz und Dyrenfurth zusammengestellt worden, wobei (mit einigen Vorbehalten) fünf Terrassenabstufungen und eine noch höher gelegene breite Verebnungsfläche unterschieden werden. Da meine eigenen Beobachtungen von dieser Aufstellung mehrfach abweichen, seien an der Hand der Längsprofile (Fig. 1) und um den Zusammenhang mit den Terrassen des Oberinntals zu gewinnen, im folgenden die beiderseitigen Beobachtungen und Auffassungen kritisch verbunden:

1. Der breite rezente Talboden von Scans (1650 m) wird zu der erwähnten untersten, moränenbedeckten Terrasse zwischen Brail und dem Becken von Zernez, bildet rechts über Süs eine schöne Rundhöckerlandschaft (Fortezza 1500—1560 m) und erscheint dann sehr deutlich als breite, meist schotterbedeckte Terrasse zwischen Lavin und Schuls: zur rechten Sur En 1470 m, Aschera 1400 m, Vallatscha 1350 m, Chaposch 1360 m, Flurins 1356 m, Vulpera 1270 m.

Bei Schuls fließt der Inn in etwa 40 m tiefer, in die steil S fallenden Bündner Schiefer eingesägter Schlucht, über der Schotter mit einzelnen großen Blöcken in mehreren Abstufungen bis 1310 m ansteigen und hier breite Terrassenflächen bilden. Östlich vom Ort ist in die Ausräumung der Schotter der große flache Schuttkegel des Val Clozza eingelagert. Der Felsbühl, der die Kirche von Schuls (1215 m) trägt, erhebt sich isoliert zwischen dem Inn und tieferem verschütteten Gelände, auf dem Unterschuls liegt; es ist also ein Tal verschüttet und neuerlich epigenetisch eingetieft worden, aber weit unter die alte Sohle, da die Schotter kaum irgendwo tiefer als 40 m über den Fluß herabreichen. Rechts vom Inn gehört der steile isolierte Felsen mit dem Schloß Tarasp (1505 m),

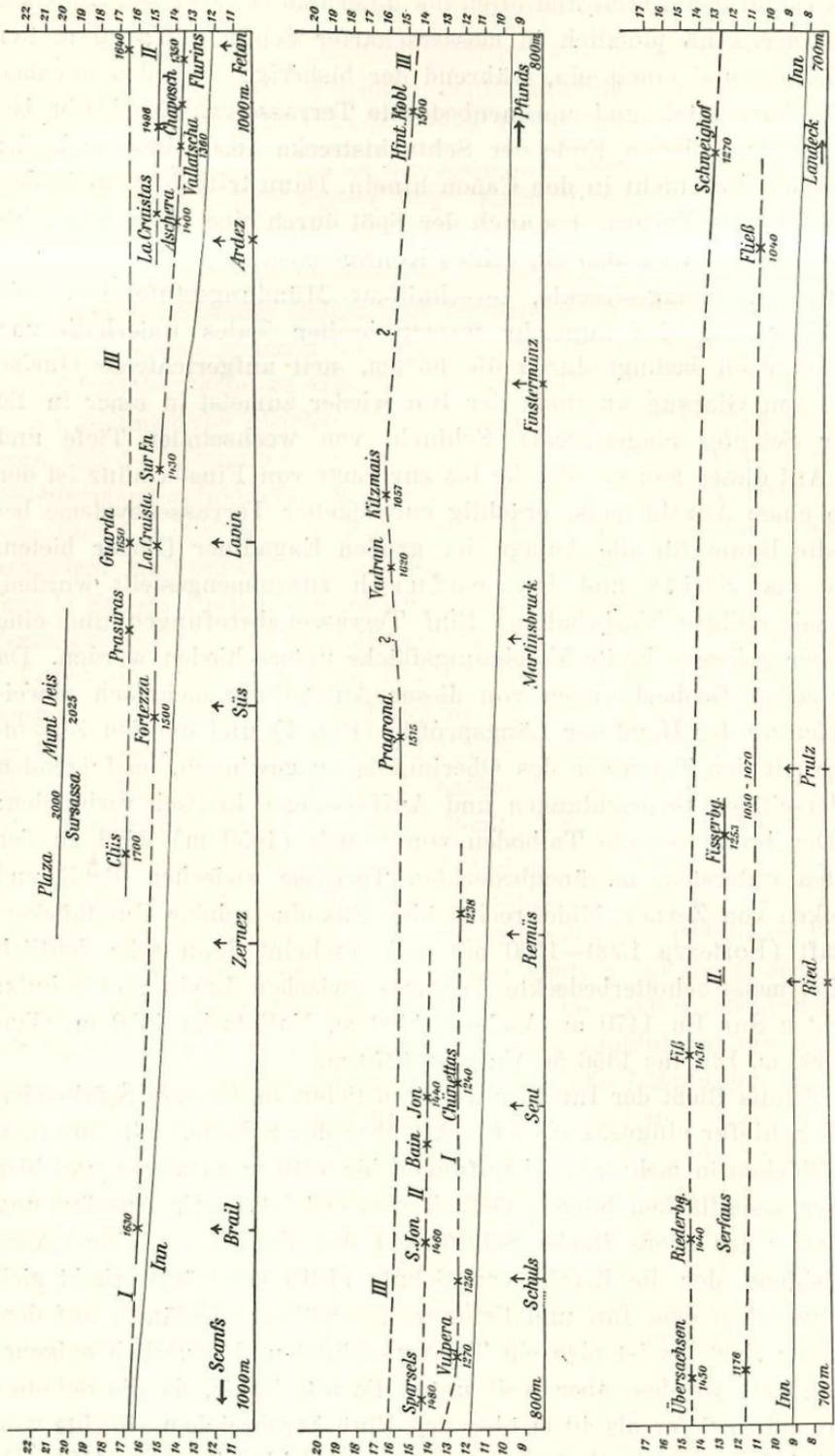


Fig. 1. Längsprofile der Innalterrassen von Scans bis Landeck. Längenmaßstab 1 : 200.000, 4½mal überhöht.

wieder aus Bündner Schiefer und hoch über der Terrasse von Flurins, ebenso wie die Umgebung von Fontana einer Rundhöckerlandschaft an. Jenseits des Baches von Fontana liegt über den Bündner Schiefen etwa 10 m mächtige Kalknagelfluh mit N fallenden Schichten, der alte Schuttkegel aus dem Val Zuort, der in die Schotterterrasse des Inn übergeht. Der Betrag der postglazialen Erosion in der Innschlucht ist hier bereits 80 m.

Am linken Gehänge oberhalb Schuls ist dieses Terrassensystem meist nur schwach, als Verflachung in den zum Inn einfallenden Schiefen ausgeprägt. Mit Rücksicht auf das postglaziale Alter der Schlucht ist dieser Terrassenzug als der jüngste Gletscherboden aufzufassen, der nachträglich von Rückzugschottern der letzten Vergletscherung des Tales überdeckt wurde. In dasselbe Niveau gehören dann auch die niedrigen tiefsten Schotterterrassen, die unterhalb von Schuls mehrfach auftreten.

2. Die gegenüber von Schuls von S mündende Schlucht der Clemgia (Val Scarl) ist eingeschnitten zwischen die von Moräne bedeckten und glazial stark überarbeiteten Terrassen von Avrona und San Jon (1460 m); doch reicht die Moräne noch recht tief in die Schlucht hinein. Da diese Flächen in der Höhe recht gut übereinstimmen mit den höchsten Kuppen der Rundhöckerlandschaft von Fontana (s. o.) und Sparsels (1477 m), dürften sie wohl mit diesen zu einer allerdings vom Eise stark modellierten und erniedrigten Felsterrasse, vermutlich einem interglazialen Talboden, vereinigt werden. Auf der nördlichen Talseite gehört hierher die rundgebuckelte Fläche von La Craistas östlich von Ardez (1508 m), während das Dorf selbst etwas tiefer auf sehr flachem Gehänge liegt. Die übrigen Angaben bei Spitz und Dyrenfurth über die Fortsetzung dieser Terrasse talabwärts lauten unsicher. Doch läßt sich noch die Fläche mit C. 1426 m bei Bain Jonnair östlich von San Jon hierher rechnen, ebenso am linken Gehänge die Terrasse von Sent (1430 bis 1440 m, 300 m über dem Inn), deren Stellung unsere Autoren offen lassen, und die von Pazos (s. u.).

Als 3. Stufe nennen Sp. u. D. den Lai Nair (1546 m) über Tarasp, doch liegt dieser kleine See in einer glazialen Talung, die durch einen Rundhöckerrücken gegen N abgeschlossen ist, bedeutet also gewiß keine Terrasse. Die andern Lokalitäten dieser Stufe werden von den Verfassern selbst als unsicher bezeichnet. Die Flächen „Pazos“ beiderseits des Val Clozza (14—1500 m) gehören aber nicht hierher, sondern in das vorige Niveau. Es hat also dieses System zu entfallen.

3. Das nächsthöhere System ist gut vertreten durch die breite

Fläche von Clus rechts unterhalb Zernez (1700 m) und von Prasuras (1620—1650 m) rechts über Süs, beide 240 m über dem Inn, dann am linken Gehänge bei Guarda und Boscha (1650 m + 290 m) und Fetan (1640—1650 m + 430 m). Das Gefälle ist also ausgeglichen und weit geringer als das der tieferen Terrassen und des heutigen Flusses. Weiter talabwärts sind wahrscheinlich die schwach geneigten Flächen Pragrond jenseits von Schleins hierher zu rechnen, die bei 1510 m (+ 450 m) steiler zum Inn abbrechen. Sp. u. D. rechnen merkwürdiger Weise zu diesem System auch Flächen bei Remüs (1236 m), die aber einem jungen Schuttkegel angehören.

Das nächstfolgende System von Sp. u. D. ist wieder recht unsicher. Denn die dazu gezählten Flächen von Manas (1600—1700 m) sind gewiß keine Terrassen, ebensowenig die Flächen Vastur (ca. 1700 m) und Cuenscha (1750—1800 m) zwischen Sent, Schuls und Fetan, Prümarians nördlich Boscha (1878 m), Prümarians über Remüs (1650 m) und über Schleins (1625—1550 m). In allen diesen Fällen handelt es sich nur um etwas flacher geböschte Gehängestücke ohne deutlichen Absatz zum Tal, was bei den zu Rutschungen und Fließbewegungen neigenden, nach S, also mit dem Gehänge fallenden Bündner Schiefen eine ganz gewöhnliche Erscheinung ist. Es ist daher auch die Fortsetzung eines solchen Terrassensystems durch die Enge von Finstermünz ganz hypothetisch. Auch die kleinen Rodungsinseln Chavradüra (1848 m) und Prümarians (1717 m), die Sp. u. D. vom rechten Gehänge nennen, vermögen die Aufstellung dieses Systems nicht zu stützen.

4. Endlich finden sich noch kleine, aber deutliche, hochgelegene Abstufungen, namentlich des linken Gehänges, die nach oben in breitere Verebnungsflächen übergehen, und daher ist weniger die übereinstimmende Höhe als die morphologische Stellung für ihre Zusammengehörigkeit maßgebend: am rechten Gehänge Sursassa (2000 m) über Clus am linken, Munt Deir (2025 m) über Süs, Motte Naluns (2138 m) über Schuls, Mot da set mezdias (2158 m) u. v. a.

Versuche einer Altersbestimmung dieser Terrassensysteme sind heute noch verfrüht; doch ist das hier als 4. bezeichnete aller Wahrscheinlichkeit nach älter als der sog. präglaziale Talboden. Nach der Auffassung von A. Penck (21, S. 295) liegt der präglaziale Talboden im Unterengadin in 1500—1700 m, würde also unserem System 3 entsprechen. Wir kommen auf diese Frage noch zurück.

Finstermünz und Oberinntal oberhalb Landeck.

Die Enge von Finstermünz ist von Penck als eine unübertiefte Talstrecke beschrieben worden, dadurch entstanden, daß ein Arm des

Inngletschers aus der Weitung des Unterengadins in die Paßfurche des Reschenscheidecks und damit ins Etschgebiet überfloß. W. Hammer (11) bestätigte dies aus der Richtung der Gletscherschliffe und durch das Vorkommen von aus dem Innggebiet stammenden Serpentinegeschieben im Terrassenschotter und beschrieb auch die Felsterrassen im Bereich des Passes. Spitz und Dyrenfurth verfolgten die Terrassen ihres 5. und 6. Systems durch die Engtalstrecke von Finstermünz hindurch und zwar sollen dem 5. angehören: zur Linken die kleine, allseits von Steilabbrüchen begrenzte Fläche von Vadrain (1619 m) und die von Arstüra (1565 m), zur Rechten die von Penck als Inselberg bezeichnete Eckflur von Kitzmais (1657 m) nördlich von der Norberthöhe, rund 600 m über dem Fuß der senkrecht niederbrechenden Schieferwände. Sollte aber, wie oben angenommen wurde, dieses System (5) oberhalb der Enge gestrichen werden, so entsteht die Frage, ob nicht eher eine Verbindung der in der Enge auftretenden Flächenstücke mit den Vertretungen unseres Systems 3 (Pragron 1510 m) zu versuchen wäre, worauf jene unterhalb der Enge in die schwach geneigten Felsterrassen von Hinterkobl (1400—1500 m) und weiter in die große Terrasse von Serfaus-Fiß (s. u.) sich fortsetzen ließen. Das würde allerdings bedeuten, daß dieser Talboden (3), den Penck als den präglazialen anspricht, im Engpaß von Finstermünz eine Aufbiegung um etwa 150 m erfahren hat, was zur Bildung der Enge beigetragen haben kann. Jedenfalls wäre eine eingehende Untersuchung der weiteren Umgebung der Enge und des Reschen eine dankbare, allerdings durch den heutigen Verlauf der politischen Grenze in hohem Maße erschwerte Aufgabe; sie müßte auch auf die von Hammer (S. 408) in Erwägung gezogene Verbiegung der Gefällskurve im und unterhalb des Reschen sowie auf etwaige Härteunterschiede innerhalb des Bündnerschieferkomplexes (Kalkschiefer in der Enge) Bedacht nehmen.

Unterhalb der Finstermünzer Enge kehrt der breite Talboden am Inn wieder. Das Tal wendet sich ganz nach N und biegt an der Pontlatzer Brücke, unterhalb der Vereinigung mit dem Kauneertal, nach W und WNW um, bis bei Landeck wieder die mit dem geologischen Streichen übereinstimmende ONO-Richtung eingeschlagen wird. Von der Umbiegungsstelle aber setzt sich die Talrichtung im Streichen der Schiefergneise über den Pillersattel (1558 m) in das untere Pitztal fort.

Die schon des öfteren ausgesprochene Vermutung, daß der Pillersattel einen alten Inntalboden darstelle, ist kürzlich von A. Burchard eingehend überprüft worden (8). Entgegen der von A. Penck (21, S. 294) vertretenen Meinung, daß ein Arm des Inngletschers über den Sattel floß, ist Burchard der Ansicht, daß Inntal- und Pitztalgletscher hier nur

„zusammentraten“, obwohl die großartige Rundhöckerlandschaft jenseits der Paßhöhe, Verlauf und Form der Rundhöcker und das Auftreten langgestreckter, Drums-ähnlicher Moränenhügel dafür sprechen, daß ein großer Gletscher hier durchgeflossen ist. Auffallend ist allerdings, daß nach Ampferer (4) auf dem Sattel keine Engadiner Erratica vorkommen. Was aber den alten Innlauf über den Sattel betrifft, so möchte B. als Ursache seiner „Verdrängung“ in das heutige Tal eine langandauernde, vielleicht bis heute andauernde Hebung im Pillergebiet, also mit NW—SO streichender Hebungsachse, annehmen, wodurch der Inn und auch, und zwar schon viel früher, der Faggenbach des Kaunsertales nach links abgedrängt worden seien<sup>1</sup>. Aber eine solche Auffassung widerspricht allen morphologischen Gesetzmäßigkeiten. Es hätte schon einer unvorstellbar, geradezu katastrophal kräftigen Hebung bedurft, um einen Fluß von der Stärke des Inn in einer bewegten Gebirgslandschaft aus seinem Tale herauszuwerfen und ihn zu verhindern, seinen Lauf durch die sich hebende Scholle zu behaupten. Eine Stütze für die Annahme einer Hebung glaubt B u r c h a r d darin zu sehen, daß die breiten Felsterrassen im linken Inntalgehänge oberhalb von Prutz, die er seinem Hochtalsystem zuordnet, tiefer liegen als der Pillersattel. Eine gewissenhafte Behandlung des Problems erfordert aber ein Durchverfolgen der Terrassen auch durch die Quertalstrecke oberhalb von Landeck, weshalb hier auf diese Verhältnisse etwas näher eingegangen sei.

Wie auch H a m m e r betont (11), zieht sich am linken Inntalgehänge von Tösens bis Prutz eine felsige, vom Eis modellierte Mittelgebirgsterrasse dahin, auf welcher die Dörfer Serfaus, Fiß und Ladis liegen. Eine genauere Betrachtung zeigt aber, daß es sich hier, entgegen der Meinung von H a m m e r und auch von B u r c h a r d, nicht um eine einzige, sondern um zwei durch einen Höhenunterschied von fast 200 m wohl unterschiedene Terrassen handelt; auf der höheren (1400—1440 m, ca. + 500 m) liegen Serfaus mit dem Riederberg (1427 m) und Fiß (1436 m), und ihr entspricht am rechten Gehänge etwas weiter talauf die breite Terrasse von Übersachsen (1450 m), die tiefere bildet den Fißer Berg (Unterkante 1250 m), während Dorf Ladis (1190 m) in einer glazialen Furche und die Ruine Laudeck (1216 m) über der scharfen Kante einer tief eingerissenen Seitenschlucht liegt<sup>2</sup>. Beide Terrassen

<sup>1</sup> S. 175: „Für den Pillersattel ist eine spätestens postpliozäne Hebung um mehrere 100 m eine unabwiesbare Forderung.“

<sup>2</sup> Es handelt sich bei diesen Flächen natürlich um Felsterrassen; die aus dieser Gegend von H a m m e r (11) und A m p f e r e r (3) beschriebenen, z. T. den Terrassen aufgelagerten Diluvialbildungen habe ich nicht näher beobachtet; doch haben sie mit der Terrassenbildung gewiß nichts zu tun.

setzen sich aufwärts in die des Unterengadin, und zwar in (2) und (3) der obigen Zusammenstellung fort. Ein unterstes Terrassensystem umfaßt die ausgedehnte Kaunser Terrasse bei C. 1038 m gegenüber Prutz und ist bei Eggele, Margreid (1080 m) und C. 1176 m unterhalb Kobl durch kleine Abstufungen des Gehänges, 130—170 m über dem Inn, angedeutet. Es ist also der vom Eis jedenfalls stark abgeschliffene Pillersattel mehr denn 100 m höher als die Terrasse von Serfaus—Fiß, die doch ein Stück alten Gehänges darstellt, und kann nicht auf diese bezogen werden, und ebenso ist es kaum zugänglich, den Sattel (mit Hammer) als den Riegel einer ehemaligen flachen Talwanne zu betrachten, die der Ausweitung des Inntales zwischen Tösens und Prutz entsprach, da ja das Eis über den Sattel einen ungehinderten Abfluß hatte und an der Sohle gewiß stärker erodierte als an den Flanken seines Bettes. Es müssen vielmehr die dem Pillersattel entsprechenden alten Gehängestücke in viel größerer Höhe gesucht werden, und ich glaube, Andeutungen eines solchen noch älteren Talstandes in den Eckfluren des rechten Gehänges (Saurückenwald 1750—1900 m, Schroffen ca. 1700 m) und in dem gleichmäßig hohen Rücken des Buchelkopfs (1784 m) zwischen Serfaus und Fiß erblicken zu dürfen, die ja, da schon weiter ab von der alten Talsohle gelegen, viel höher sein können als der Pillersattel selbst und vielleicht mit den rund 2000 m hohen Restflächen des Unterengadin in Verbindung gebracht werden dürfen. Übrigens liegen flache Kuppen und ebenere Flächen in 1660—1730 m Höhe (Hochacker, Harben) auch beiderseits von der tiefsten Stelle des Sattels, der eben nur einen ganz zufälligen tiefen Einschnitt bedeutet. Ist also der Inn einmal durch die Piller Talung geflossen, so rückt dieser Zustand in einen älteren Abschnitt der Talgeschichte.

Wesentlich ärmer an gut erhaltenen Terrassen ist das Innquertal unterhalb der Pontlatzer Brücke, das sich vor Landeck zu einer Mündungsschlucht verengt, aber auch sonst nur kleine Weitungen aufweist, was wohl mit der Abgabelung eines Eisarmes über den Pillersattel zusammenhängt. Der Terrasse vom Ausgang des Kaunsertales entspricht hier nur die breite, weit vorspringende Fläche von Dorf Fließ (1040 bis 1075, ca. + 230 m), schon im Phyllit und von mächtiger Moräne bedeckt. Eine undeutlichere Leiste liegt gleichfalls am rechten Gehänge in der Gegend des Schweighofs bei 1275 m, wohl in der Fortsetzung der Terrasse von Ladis, während die flachere Gehängepartie über der Talweitung bei der Pontlatzer Brücke in über 1400 m am linken Gehänge die Terrasse von Fiß-Serfaus fortzusetzen scheint. Im übrigen sind diese Gehänge im Phyllit angesichts der starken Gesteinszerstörung und glazialen Überarbeitung der Erhaltung von Terrassen nicht günstig.

Immerhin scheinen die drei Terrassen des breiten Längstales sich auch noch durch die enge Quertalstrecke durchzuziehen, die Ablenkung des Inn nach NW ist also älter als sie. Da nun das Paznauntal sich in der Richtung des Inntales unterhalb Landeck fortsetzt, so gewinnt man die Vorstellung von zwei alten Längstalfurchen, die heute durch die Durchbruchstrecke oberhalb Landeck verbunden werden. Vermutlich geschah die Ablenkung des Inn aus der Pillersattelfurche im Pliozän durch einen im Landecker Phyllit rasch erodierenden Seitenbach, der in seinem Oberlauf in das nahezu W—O gerichtete Streichen der Phyllite einlenkte und dem Talzug Oberinntal—Pillersattel in die Flanke fiel.

**Arlberg—Rosannatal.** Von Landeck führt das Stanzer Tal im Streichen der Phyllite, sodann der Gneise und Glimmerschiefer auf die Paßhöhe des Arlbergs. J. Sölch (24) hat eine große, wie ich glaube, allzu große Anzahl von „Niveaus“ unter- und oberhalb der Paßhöhe unterschieden und daran gewisse Vermutungen über eine alte Entwässerung Rosanna—Arlberg—Flexenpaß geknüpft, die durch Anzapfung von W her zerstört worden sei; mit wenigen Worten hat Ampferer (6) die Landschaftsformen in der Umgebung des Passes treffend charakterisiert. In der Tat liegt hier eine typische Altlandschaft vor, durch alte Talfurchen reich gegliedert und in hohem Grade vom Eise überarbeitet. Südlich der Paßfurche erstreckt sich der breite Kamm des Peischlkopfs, der sehr flach zu C. 2337 und 2415 m ansteigt, aber steil abfällt zu einer (auch von Ampferer genannten) glazial ausgestalteten, durch viele kleine Seen gezierten Furche (Sölchs Niveau 1960—2000 m), die sich im Streichen weit nach W erstreckt und von der Paßlinie durch niedrige flache Kuppen (C. 2030, C. 2023 u. a.) getrennt ist. Nördlich der Paßlinie zieht in ungefähr gleicher Höhe der breite, wellige Kamm des Galzig (2185 m) in nahezu saiger gestellten Granitgneisen und Glimmerschiefern nach NW und W, dem Steilabfall der an steilen Flächen vom Kristallin überschobenen Lechtaler Alpen vorgelagert, die in der Valluga mehr als 1000 m über die Paßhöhe, 500 m über die Gneisrücken aufragen. Rund 200—300 m tiefer als diese, bei etwa 1920 m, liegen die breiten Flächen nördlich und östlich von St. Christoph und in der Umgebung des kleinen, halb versumpften Maiensees (1870 m), meist in zwei Stufen übereinander. Der Paß selbst entsteht durch das Einschneiden eines kleinen Seitenbaches der Rosanna von SO her und des mit viel größerem Gefälle von NW zurückgreifenden Raubzaches, ist also quer zum ONO-Streichen des Kristallins gerichtet, worin mit Sölch der Hinweis auf ein altes Quertal nach N gelegen ist.

Mit dieser Formengliederung stimmt überein, daß die zum obersten

Stanzer- und Rosanna-Tal auslaufenden Bergrippen in ungefähr gleicher Höhe wie die der Altlandschaft der Paßregion zu Hochgebirgsformen ansetzen. Der Moos- und Rosannatal trennende Kamm zieht von der kleinen ebenen Fläche des Sattelkopfs (1986 m) breit und flach ansteigend bis etwa 2450 m und schwingt sich dann steil zum Sulzkopf (2853 m) auf. In ganz gleicher Weise zeigt das rechte Gehänge des Moostales eine breite Terrasse beim Schimmelegg (1960 m) und eine langgestreckte flache Kammpartie zwischen 2370 und 2450 m, dann steilen Anstieg zur Rendelspitze (2877 m). Ähnlich gestaltet ist der Kamm zwischen Fasul- und Schönferwalltal, angefangen von C. 2011 m, bis zur Verflachung beim Kleinen Patteriol (2541 m), über den die prachtvolle Pyramide des Großen Patteriol (3059 m) aufsteigt. Eine ganz ebene Fläche bildet die Nase des Gaiskopfs (2195 m) im Mündungswinkel von Pflun- und Rosannatal. So sind also in der ganzen weiteren Umgebung des Arlbergs Reste eines Flachreliefs in Höhen von 2000—2400 m mit dazwischen eingesenkten breiten und flachen Talformen erhalten, die sich allem Anschein nach in zwei Stufen gliedern lassen und über die sich erst die Hochgebirgsformen herausheben. Verbreitung und Höhenlage dieser Restformen weisen darauf hin, daß schon damals eine Längstalfurche in der Richtung der heutigen Arlberglinie bestand, was die gleichzeitige Existenz eines Quertales Rosanna-Flexen nicht ausschließt. Tiefere Gehängeverflachungen, bei unter 1800 m und etwa 500 m über der heutigen Talsohle bei St. Anton, lassen sich mehrfach im oberen Stanzertal beobachten. Ganz unbedeutend ist hier noch die Leistung der postglazialen Erosion, die im wesentlichen nur in der Zerschneidung der jüngsten, 5—10 m hohen Schotterterrassen besteht; ganz bedeutend aber ist dieser Betrag in den wilden Mündungsschluchten der von S her kommenden Täler, des Rosanna- und des kurz oberhalb St. Anton mit ihm vereinigten Moostales.

Diese Täler mit allen ihren Verzweigungen sind der Gegenstand einer eingehenden Monographie von K. Diwald (10), der nach seiner bekannten Methode der Verbindung von Restformen an den Gehängen mit Gefällsknicken im Längsprofil der Täler nicht weniger als 22 „Eintiefungsfolgen“ auf einer Längserstreckung von kaum 20 km und einem Höhenabstand von 1500 m unterscheiden zu können glaubt. Da diese Gliederung von dem Ausmaß der alten Vergletscherung in den einzelnen Tälern völlig unabhängig sein und in diesen die gleichen Formen wiederkehren sollen wie im niemals vergletscherten Gelände, ergibt sich für Diwald der weitere Schluß, daß die Vergletscherung an der fluvialen Gestaltung der Täler nichts Wesentliches zu ändern vermochte, vielmehr eher zu ihrer Erhaltung beigetragen habe. Eine eingehende

Überprüfung dieser an sich sehr auffälligen Anschauungen ist bisher nicht erfolgt; auch die folgenden Ausführungen, die auf den Beobachtungen weniger Tage beruhen und sich nur auf die unteren Abschnitte beider Täler beziehen, verfolgen nicht den Zweck, auf alle Einzelheiten der Beweisführung Diwalds, deren Verfolgung im Gelände schon wegen der Unklarheit des Ausdrucks und der Unsicherheit der Ortsbeschreibung oft kaum möglich ist, einzugehen; es soll nur gleichsam an Stichproben die Arbeitsweise dieses Forschers kennen gelernt und seine Folgerungen mit dem Tatsachenbestand, wie er sich mir auf Grund meiner Beobachtungen bot, verglichen werden.

Der unterste Teil des Rosannatales bis zur Talweitung bei der Wagnerhütte (1440 m) ist eine langgestreckte, echte Mündungsschlucht, eingeschnitten in ONO streichende und steil SSO fallende Phyllitgneise und Glimmerschiefer<sup>1</sup>. An die untere gefällsarme Strecke schließt nach aufwärts eine bedeutende Verengung der Schlucht und Versteilung des Gefälles, die den Weg hoch hinauf auf das linke Gehänge zwingt, wo die Gneisglimmerschieferplatten in einem Schuß zum Bach herab einfallen. Diese Stelle entspricht dem oberen Ende der zurückgewanderten Mündungsstufe, eine Fortsetzung der anschließenden Talweitung als Terrasse am Gehänge läßt sich nicht beobachten. Wohl aber breitet sich noch vor dem Anstieg des Weges links über der Schlucht die große, von dem stattlichen Hof Stadle besetzte Terrasse aus (1380—1400 m, rund 90 m über St. Anton), auffallend eben und schon durch ihre Bedeckung mit Kulturen durchaus verschieden vom benachbarten welligen und bewaldeten Gehänge, daher mindestens oberflächlich von Moräne oder Schottern gebildet. (Sichere Aufschlüsse fehlen, die im Terrassenabfall herausschauenden Gesteinstrümmer gehören wohl Sturzblöcken an.) Jedenfalls hat diese Terrasse (System 2 von Diwald) nichts mit einer Gefällsstufe des Baches zu tun.

An diese Schluchtstrecke schließt nun die ausgedehnte Weitung an, die bis zur Wagnerhütte reicht, als ein vermutlich vom Eise ausgeschliffenes oder ausgeweitetes Becken. Der Bach ist zunächst etwa 30 m tief in Terrassenschotter und darunter 5 m in anstehenden Fels eingeschnitten, weiter oben reicht das eingelagerte Material (Schotter von Moräne bedeckt) bis zum Bach herab. Dieses wurde 1929 gemeinsam mit analogen Bildungen des Ferwalltales eingehend von O. Reithofer (22) beschrieben und der eisfreien Zeit zwischen der Würmvergletscherung und der Schlußeiszeit Ampferers (Schlußvereisung Reithofers), die also auch die Rückzugsstadien Pencks umfaßt, zu-

<sup>1</sup> Nach den Profilen bei O. Reithofer, Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. Jb. geolog. Bundesanst. 1931.

geteilt; eine eingehende Wiedergabe meiner eigenen Beobachtungen von 1929 erübrigt sich daher. Die von Diwald versuchte Deutung der Ablagerungen bei der Wagnerhütte, die er sehr ungenau und nur als Moräne beschreibt, durch Stau, etwa durch einen aus dem Moostal kommenden Gletscher, hat auch Reithofer abgelehnt. Ob man freilich die Terrassenschotter als im genannten Sinne interglazial bezeichnen soll, erscheint mir doch zweifelhaft. Denn in dem schönen Aufschluß vor der Brücke über den von links herabkommenden Arlbach liegt das grobblockige Moränenmaterial in so enger Verbindung mit den liegenden geschichteten Kiesen und Sanden, daß man bei diesen eher an eine Vorstoßbildung denken möchte, die von den Moränen des vorrückenden Gletschers sofort überdeckt wurde. Nach ihrer Lage könnten es Moränen des Gschnitz-Stadiums sein, wenn auch Stirnmoränenwälle fehlen; allerdings muß dabei doch ein Rückzug des Eises vor dem  $\gamma$ -Vorstoß von zunächst unbestimmbarem Ausmaße angenommen werden. Reithofer freilich rechnet für die Moränen bei der Wagnerhütte mit einer rund 300 m tieferen Schneegrenze als für  $\gamma$ , womit man auf das Bühlstadium käme. Doch liegen dessen Endmoränen, wie immer man die Bedeutung dieses Stadiums bewerten will, gewiß schon nahe dem Ausgang der Täler ins Vorland, und bei einer mittleren Höhe der Firnumrahmung des Rosanna-Gletschers von 2900 m entspricht ein Gletscherende bei  $> 1400$  m einer Schneegrenze von zirka 2150 m, d. i. 550 m unter der heutigen (nach E. Richter), was sehr gut mit der Annahme des  $\gamma$ -Stadiums übereinstimmt. Daß nach Reithofer die Gschnitzmoränen des Pfluntales bis 1680 m und die des Madleintales bis 1660 m herabreichen, spricht nicht gegen das  $\gamma$ -Alter der Moränen bei der Wagnerhütte, da es sich ja um Täler mit ganz anderem Einzugsgebiet handelt und gerade im Rosannatal bei ausgesprochener N-Exposition und starker Beschattung in enger Schlucht das Gletscherende viel tiefer herabreichen konnte. Übrigens ist die zeitliche Zusammengehörigkeit aller dieser Ablagerungen keineswegs erwiesen; auch könnte ein Höhenunterschied der Zungen um 250 m niemals ausreichen, um eine um 300 m verschiedene Höhenlage der Schneegrenze zu erklären<sup>1</sup>.

Aus der Rosannaschlucht steigt das rechte Gehänge vollkommen ungegliedert und steil bis über 1500 m Höhe an; eine Unterscheidung von vier Leisten, wie es Diwald tut, der bis hierher schon 6 „Systeme“ zählt, ist mir nicht möglich gewesen. Zur Linken über der Schlucht gehört wohl die unruhig kuppige, rundgebuckelte Fläche in der Um-

<sup>1</sup> Erst nach Umbruch dieses Satzes erschien die Darstellung von H. Bobek in den Verh. d. geol. B.-A., auf die ich nicht mehr Bezug nehmen kann.

gebung der Waldkapelle (1470 m), die sich von 1570 m auf 1450 m senkt und über St. Anton abbricht, einem alten (interglazialen?), glazial stark umgestalteten Flachgehänge an. Unter ihr liegt, durch einen Steilhang mit ausstreichendem Anstehenden getrennt, eine ganz sanft gegen den Bach geneigte Wiesenfläche (1415 m), wohl auch von Moräne oder Schotter gebildet, die auf die Terrasse von Stadle zurückleitet. Ob diese Moränen oder Schotter mit denen von der Wagnerhütte zusammenhängen, ist nicht zu entscheiden.

Auf die Weitung bei der Wagnerhütte folgt talaufwärts eine neuerliche Schluchtstrecke, in der der Bach durch mächtige Schutthalden (von Diwald auch als Moräne aufgefaßt), bald zur Rechten, bald zur Linken, wieder 15—20 m tief in anstehenden Fels eingeschnitten hat. Dann springt eine breite, von Schliffbuckeln bedeckte Nase (1480 bis 1500 m) aus S fallenden Glimmerschiefern zur Rechten vor, durch ein versumpftes Tälchen vom höheren Gehänge getrennt. Der folgende mehrfache Wechsel von Engen und kleinen Weitungen ist z. T. durch Schuttkegel und wohl auch durch die wechselnde Gesteinsbeschaffenheit bedingt. Jedenfalls hat er in der Gliederung der Gehänge keine Entsprechung; denn vom Wildebnerspitz (2385 m) senkt sich das linke Gehänge in ungestörter Konvexität bis in die Schlucht hinab. Erst weiter oberhalb treten im Abfall des Gaiskopfes (2195 m) deutlichere Felsterrassen bei etwa 1800 m, zirka 130 m über der Talsohle, auf. Ebenso ist das rechte Gehänge nahezu ungegliedert bis etwa 2340 m, wo auch die Spezialkarte eine ebenflächige Nase zeichnet, worauf es wieder steil und geradlinig zum Hahntrittkopf (2638 m) hinaufgeht.

Bei der Vordern Branntweinhütte (1667 m)<sup>1</sup> vereinigen sich das Fasul-, Pflun- und Schönferwalltal in Mündungsstufen zum Ferwalltal. Das Fasultal ist ein steilwandiger, stufenförmig ansteigender Trog, aber ohne deutliche Terrassierung der Gehänge, der Bach des Schönferwalltales tritt zwischen 50 m hohen Ufermoränen heraus; der Talsporn zwischen beiden Tälern zeigt zwischen 2000 und 2300 m die erwähnten konvexen Hochflächen. Am linken Gehänge des Schönferwalltales tritt eine Nase bei etwa 1950 m hervor und weiter oberhalb ist die breite Fläche des Silbertaler Winterjöchls (1993 m) vermutlich ein von dem nach W übergeflossenen Eis niedergeschliffener alter Talboden, kaum 100 m über dem heutigen. Im Pfluntal endlich trifft man nach Überwindung der Mündungsstufe in etwa 1960 m einen breiten, von Sturz- und Schuttmassen stark verwüsteten Trogboden, über dem die Gehänge, besonders deutlich unter dem Trostberg zur Rechten, in etwa 2230 m mit deutlichem Knick als eine moränenbedeckte Trogschulter zurückweichen;

<sup>1</sup> Über die Moränen und Schotter daselbst vgl. Reithofer, a. a. O. (22).

zur Linken gehen diese Flächen in die Kuppe des Gaiskopfs (2195 m, s. o.) über. Ein Zusammenlaufen dieser Schulterflächen mit dem Trogboden weiter aufwärts findet nicht statt. Ein steilerer Anstieg über einen riesigen Schuttkegel von links führt auf die Höhe des Gafluner Winterjöchls (2343 m) mit seinem kleinen, bergsturzgedämmten See. Das südliche (rechte) Gehänge zeigt nun unter C. 2674 m allerdings eine deutliche Treppung durch breitere Felsleisten, namentlich in über 2400 und 2550 m Höhe; in letzterer liegen auch zwei kleine Firnflecken, die tiefere Leiste scheint in die Trogschulter überzugehen, und auch das linke Gehänge hat kleine Wandstufen, unabhängig vom Gesteinscharakter in recht homogenem Gneis. Aber es ist unmöglich, in solchen Stufen, wie sie uns aus allen einst vergletscherten Gebirgsregionen bekannt sind, Reste fluviatiler „Systeme“ zu sehen. Vielmehr handelt es sich wohl um übereinander angeordnete Schriffkehlen und Schriffgrenzen, wie sie beim etappenförmigen Sinken der Gletscheroberfläche entstehen mußten. Noch mehr gilt eine sehr weitgehende Zerstörung alter Formen natürlich von der eigentlichen Gipfelregion, und es ist ganz abwegig, in den die steile Pyramide des Patteriol (3059 m) flankierenden, ungefähr horizontal verlaufenden Graten in etwa 2900 m Höhe Reste eines ältesten „Systems“, wenn auch durch Verwitterung und Eisschliff entstellt, erkennen zu wollen, wie es Diwald tut. Auch von einem Firnfeldniveau kann hier angesichts der großen Steilheit der kleinen Gletscher nicht gesprochen werden. Wohl aber haben die um 2600—2700 m hohen Gipfel, soweit sie nicht von Karen angefressen sind, steile Haubenform, so daß sie als Reste einer alten Landoberfläche angesehen werden dürfen. In diese Formengruppe gehört vermutlich auch die von Diwald (S. 32) abgebildete ebene Fläche mit C. 2492 m.

Das Fasul- und Schönferwalltal wurden von mir nicht besucht, auch das Moostal nur kurz begangen, zudem durch schlechtes Wetter beeinträchtigt, so daß nur wenige Beobachtungen mitgeteilt werden können. Der flachen Haube des Sattelkopfs (1986 m) zwischen Rosanna- und Moostal-Mündungsschlucht entspricht am rechten Gehänge eine Verflachung bei 1950 m. Weiter taleinwärts gehört eine im linken Gehänge breit vorspringende Terrasse in 1800—1850 m Höhe, die in Wänden zum Trogboden abfällt, einem jüngeren Talstand an. Oberhalb der Trogtalstrecke folgt eine neuerliche kurze Schluchtstrecke, vielleicht durch die harten Granitgneise bedingt<sup>1</sup>, worauf unterhalb C. 1970 m das Tal wieder breiter wird. Die Wandbildungen des linken Gehänges setzen übereinstimmend mit dem Pfluntal bei 2200 m an flacheren Gehängepartien

<sup>1</sup> Vgl. die Kartenskizze bei O. Reithofer, Zur Geologie der Umgebung der Darmstädter Hütte. Jber. 1930 Sektion Darmstadt, D. u. Oe. A. V.

ab. Ein neuerlicher steilerer Anstieg führt zu der flachwelligen Rundhöckerlandschaft bei zirka 2300—2400 m in der Umgebung der Darmstädter Hütte; hier sieht Diwald sein System 19 in kleinen breitsohligen Tälchen, System 20 im tieferen Teil des eisgeschliffenen kleinen Rückens, auf dem die Hütte steht.

Soweit man diesen immerhin flüchtigen Beobachtungen Bedeutung beimessen mag, sind in den genannten Tälern nur die Reste von zwei Talgenerationen deutlich zu erkennen, von denen namentlich die jüngere weite Verbreitung und reichliche Vertretung hat. Ihr gehören die unter 2000 m hohen Flächen in der Umgebung des Arlbergs an und sie erscheinen wieder als breite, taleinwärts bis auf etwa 2400 m ansteigende Schulterflächen, unter die die Trogböden noch rund 300—500 m tief eingesenkt sind; im Haupttal steigt dieser Höhenunterschied auf 600—700 m. Das Alter dieses Talsystems ist vorläufig nicht zu bestimmen; doch möchte ich es für älter als eigentlich präglazial halten. Formen einer noch älteren und schwächer reliefierten Gebirgsoberfläche liegen in der Umgebung des Passes bei 2300—2400 m, in der Ferwallgruppe bei 2600—2700 m; ihre Zugehörigkeit zur Raxlandschaft ist wahrscheinlich, aber zunächst nicht zu erweisen. Ein tieferes System als das erstgenannte ist nur an wenigen Stellen in Form kleiner Gehängenasen und Terrassen, etwa 200 m unter den breiten Schulterflächen, zu erkennen.

Auf diese Tatsachen glaube ich Diwalds 22 Systeme einschränken zu dürfen, von deren Existenz ich mich nicht überzeugen konnte, obwohl ich die hier beschriebenen Talstücke geradezu mit seiner Arbeit in der Hand begangen habe. Auf seine Anschauungen über die Bedeutungslosigkeit der glazialen Umformung glaube ich nicht weiter eingehen zu müssen; sie wurden schon von anderer Seite, die über den Verdacht einer allzu hohen Bewertung der glazialen Wirkungen gewiß erhaben ist, abgelehnt (13, 16). Nur folgendes sei noch zur Erwägung gegeben: Wenn schon auf der kurzen Strecke von St. Anton bis ins Innere der Ferwallgruppe 22 „Systeme“ vorhanden sein sollen, die einen ebenso oft wiederholten Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion, von Hebung und Ruhe anzeigen, zu welcher Zahl von solchen Eintiefungsfolgen müßte man in der ganzen nach abwärts folgenden Talstrecke gelangen? Ferner, wenn das Rosanna- und das Moostal bis zu ihrer Vereinigung genau dieselbe Entwicklung durchgemacht haben sollen, wie erklärt sich dann der Formengegensatz der beiden Täler? Warum folgt in letzterem auf die kurze Mündungsschlucht eine lange Trogstrecke, während das Rosannatal mit Ausnahme der kleinen Weitung bei der Wagnerhütte den Schluchtcharakter bis zur Vereinigung der drei

Quelltäler und trotz dieser beibehält? Der Grund kann nur in dem verschiedenen Ausmaß der Eisarbeit gesucht werden, vermutlich so, daß in dem in der Erosion zurückgebliebenen, viel höher gelegenen Moostal eine Trogform vorwiegend durch seitliche Eiserosion, ohne nennenswerte Tieferlegung der Sohle, entstand, im Rosannatal aber, entsprechend dem viel größeren Einzugsgebiet, das Eis und namentlich auch das Wasser viel stärker in die Tiefe arbeiteten, so daß es niemals zur Ausbildung einer eigentlichen Trogform kommen konnte.

Endlich sei bemerkt, daß auch in dieser Untersuchung Diwald auf den Gesteinscharakter so gut wie gar keine Rücksicht nimmt, ja nicht einmal die in seinem Arbeitsgebiet auftretenden Gesteinsarten nennt, also einen Faktor ganz vernachlässigt, der auch im sog. homogenen kristallinen Gebirge für die Ausbildung gerade der von ihm so sehr betonten Kleinformen, der Gehängeleisten und Gefällsknicke, von großer Bedeutung sein muß, während, wie der Vergleich mit den bisher vorliegenden Ergebnissen der Untersuchungen von O. Reithofer zeigt, die hier gewürdigten größeren Formen sich vom Gesteinscharakter in hohem Maße als unabhängig erweisen.

Stanzer Tal — Paznaun. Unterhalb St. Anton folgt das Stanzer Tal im allgemeinen der breiten Phyllitzone, die sich zwischen dem Steilabfall der Lechtaler und dem Altkristallin der Silvretta ausdehnt. Nach Ampferer (5) unterscheiden sich diese Phyllite durch geringeren Quarzgehalt, größere Feinschiefrigkeit und geringere Kristallinität von dem Landecker Phyllit, sind also in höherem Maße zur Ausbildung einer Subsequenzzone geeignet. Zunächst liegt das Tal hart am Rande der Lechtaler Kalkberge; östlich von Flirsch, wo es, einer Wendung im Streichen der Phyllite folgend, aus der ONO-Richtung in flachem Bogen nach OSO sich wendet, erscheint der Phyllit auch auf der Nordseite des Tales; erst nach der Vereinigung mit dem Paznaun kehrt die ONO-Richtung wieder.

Nähere Beobachtungen über Felsterrassen auf der Strecke St. Anton—Strengen sowie über die Diluvialablagerungen auf der ganzen Strecke bis Landeck, über die wir schon eingehende Mitteilungen von Ampferer (3—6) und Wehrli (26) haben, vermag ich nicht beizubringen. Es sei nur auf das Auftreten hochgelegener breiter Böden auf der Südseite des Tales, im Abfall des Rifflers, hingewiesen (besonders Kleingfall-Alpe 1930—60 m), die die aus der Umgebung des Arlbergs genannten fortzusetzen scheinen.

Über das Montafon und Paznaun liegt nunmehr eine morphologische Untersuchung von H. Börner vor (7), dessen Folgerungen ich mich aber, obwohl ich beide Täler nur flüchtig durchwandert habe,

nicht anzuschließen vermag. B. verwendet ähnlich wie Diwald zur Rekonstruktion seiner Flächensysteme außer „Talkanten“ und Eckfluren auch die rezenten Talböden, die hier wie sonst in Stufen übereinander folgen und stets durch Talkanten sich nach abwärts fortsetzen lassen sollen. So gelangt er für beide Täler zur Aufstellung von acht Flächensystemen unter dem „Firnfeldniveau“, wobei das sog. 1600-m-System im Paznaun überhaupt nur aus heutigen Talböden ermittelt wird. Das bedeutet aber, abgesehen von dem mangelhaften Beobachtungsmaterial, auch eine nahezu völlige und durchaus ungerechtfertigte Ignorierung der glazialen Tiefenerosion, deren Leistungen doch gerade im Montafon, z. B. im großartigen Talschluß von Parthenen mit den hohen Mündungsstufen der hier zusammenkommenden Hängetäler, so eindrucksvoll und unabweisbar entgegenreten. Im Paznaun soll u. a. der Talboden von Gallür (1650—1530 m, vgl. Taf. I, 1) dem 1500-m-, der von Ischgl (1425—1340 m) dem 1200-m-System angehören. Aber in beiden Fällen handelt es sich um typische Konfluenzbecken<sup>1</sup>). Ich selbst vermochte im obern Paznaun und Fimbartal nur Verflachungen der Gehänge bei 2250—2400 m festzustellen, denen im untern Paznaun die Flächen bei der Durrich- und Spidur-Alm (ca. 1900 m) am linken Gehänge entsprechen; hier bestehen überdies noch Terrassen bei ca. 1450—1500 m (Oberhaus 1500 m), die sich talauswärts über Langesthei (1490 m) bis zu den Terrassen des Falgenaiers und des Weilers Rauth (ca. 1350 m) links über der Mündungsschlucht der Trisanna fortsetzen; zur Rechten der Schlucht liegen die Häuser des Ortes Wiesberg und der Bahnhof auf einer schotterbedeckten Terrasse (965 m, 86 m über dem Fluß). Im übrigen mögen vielleicht noch andere Terrassensysteme vorhanden sein, aber sie müßten in anderer Weise nachgewiesen werden, als es B ö r n e r tut.

Im untern Stanzertal zeigt das dem Abfall der Lechtaler vorgelagerte Mittelgebirge bei starker Bedeckung mit Moräne zahlreiche kleine Abstufungen. Gegenüber Wiesberg hat der Zintlkopf in Phyllit einen breiten, von C. 1467 ziemlich gleichmäßig auf 1576 m ansteigenden Rücken, vielleicht das Stück eines alten Flachgehänges (von B ö r n e r auf zwei Systeme, 1500 und 1600 m, aufgeteilt). Deutlicher tritt hervor die große Terrasse von Grins (1000—1015 m, Taf. I, 2) und die geneigte Fläche von Stanz (1000—1035 m) in S fallenden Phylliten. Bemerkenswert sind die im Stanzer Tobl zwischen 1100 und 1200 m auftretenden mächtigen

<sup>1</sup> Bei Ischgl mündet das Fimbartal mit über 300 m hoher Stufe in das hier breite Trisannatal, in dem die nächste Stufe erst 5 km weiter aufwärts liegt und kaum 100 m hoch ist; es kann also zwischen beiden kein Zusammenhang bestehen.

Schotter, die 400 m über die heutige Talsohle hinaufreichen und, bedeckt von Grundmoräne der letzten Vergletscherung, eine stattliche Talverschüttung anzeigen (3, 4). Auf dem rechten Gehänge gibt es von Wiesberg talauswärts mehrere ebene Felseisten, besonders deutlich die breiteren Flächen von Burgfried (1020 m), über Tobadill (1160—1180 m) und bei Vordergiggl (1280—1300 m) rechts über der Mündungsschlucht der Trisanna, die zur Linken ihr Gegenstück in den oben erwähnten Terrassen des Falgenaiers und von Rauth hat.

Das Oberinntal zwischen Landeck und Imst verläuft unabhängig von den Gesteinsgrenzen, indem der NO streichende Kontakt des Kalkgebirges gegen das es (bezw. die dazwischen gelagerte schmale Phyllitzone) an steiler Bewegungsbahn überschiebende Ötztaler Kristallin südlich des Tales liegt. Spärlich sind in den steil abfallenden Hauptdolomitbergen der linken Talseite die Reste einer sehr alten Oberfläche. Hieher gehören der Vorsprung des Brandjöchel (2080 m) über Stanz, die Flächen bei der Silberalp (2118 m) zwischen Loch- und Starkenbachtal, der breite flache Rücken des Starkenbergs (2036 m), die plumpe, ebenflächige Gipfelhaube des Lagers (2290—2330 m) über Imst, dem die Fläche des Lakes-Waldes (C. 1883 m) vorgelagert ist. Ausgeprägter und ausgedehnter sind solche alte Restformen im kristallinen und Schiefergebirge. Die Gruppe des Venetbergs (2514 m) im Landecker Phyllit zwischen dem Oberinntal und der Pillerfurche, dessen Hauptkamm nur gegen NW, im Hintergrund der vom Inntal eindringenden Tälchen, felsige Abfälle und Ansätze zu Gratformen besitzt, läuft nach SW (Grabberg 2208 m), NW (Gampelkopf 2226 m) und NO (Gamsstein 1954 m) in breite Rückenflächen aus. Solche kehren weiter gebirgeinwärts und daher etwas höher (2200—2400 m) wieder in den Vorlagen des Wildgrat (2974 m) zwischen Pitztal und Ötztal (Vordere Kaaralm, Hintere Waldalm), weiter talab in Verflachungen bei 2000 m (C. 2015 m zwischen Waldele- und Leonhardsbach) und begleiten auch das untere Ötztal zur Rechten, von wo sie Ampferer (6) erwähnt: Silzerberg—Ochsengarten 1830—2030 m. Zwischen das Inntal und das ihm von N her zukommende breite Gurgltal schiebt sich die Kalk- und Dolomitmasse des Tschirgant (2372 m), von W her gesehen als scharfgipfelige, asymmetrisch gebaute Pyramide, geradezu ein landschaftliches Leitmotiv des Oberinntales, vom Gurgltal aber als ein einförmiger, ungefähr geradlinig verlaufender Rücken in 2200 m Höhe, der gegen NO in die breiten, glazial modellierten Flächen des Simmering (1870—2100 m) in steil aufgerichtetem Hauptdolomit ausläuft, die schon Klebelsberg (12) erwähnt und Ampferer (6) näher beschreibt. Ihnen gegenüber liegt die runde Gipfelhaube des Sinnesjoch (2259 m) am Ost-

ende des Rauchbergs und in gleicher Höhe ist der Älpleskopf westlich über Nassereith ein abgerundeter breiter Rücken in Wettersteinkalk.

Alle diese Restformen gehören zweifellos einem alten Flachrelief an, für das wir aber die Hauptzüge und Richtung der Entwässerung nicht mehr rekonstruieren können. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß zu dieser Zeit die Hauptentwässerung nach N ging, also vom Pitztal (nicht vom Ötztal, wie B u r c h a r d meint) durch das Gurgltal und über den Fernpaß; doch muß, wie die ungefähr gleich hohen Restflächen im Südfall der Lechtaler und am Venetberg zeigen, damals auch schon das Inntal unterhalb Landeck vorhanden gewesen sein, dessen Anlage ja im Gebirgsbau von altersher begründet ist. Dieses hohe Alter des Oberinntales läßt sich, wie Ampferer (6) betont hat, auch vom tektonischen Gesichtspunkt rechtfertigen. Denn die nach N vordringende Ötztaler Masse, deren Umrissen das Inntal bis Innsbruck folgt, hat ihr Vorland nicht zusammengestaut, sondern überdeckt; dieses Vorland war also (nach A m p f e r e r) bereits tief erodiert und es ist die Ötztaler Masse über ein Relief vorgedrungen. Natürlich braucht es sich dabei nicht um ein „fertiges Relief“ gehandelt zu haben, wie H. v. Wolf (27) in seinen Einwänden gegen A m p f e r e r s Theorie der „Reliefüberschiebung“ meint, auch nicht um „tiefgreifende Erosion, die die Lücke für den Vormarsch der Ötztaler Masse schuf“ (6), sondern nur um eine das damalige Mittel- oder Flachrelief gliedernde, vermutlich durch Einwalmung entstandene Furche als Vorläufer des heutigen Inntales, wie ja auch sonst die großen Längstäler der Alpen älter sind als die späteren orogenetischen Phasen, gleichgültig, ob diese in vertikalen Schollenbewegungen oder gleichsam nur in Nachzuckungen der horizontalen Schubbewegungen bestanden. Wir können daher auch der Vorstellung von W. S c h m i d t (23) folgen, wonach die Ötztaler Masse erst zu einer Zeit vorgeschoben wurde, als dieses älteste (etwa altmiozäne) Flächensystem der Kalkhochplateaus und Kuppenlandschaften, dessen Reste K l e b e l s b e r g (12) auch aus anderen Teilen der Nordtiroler Kalkalpen beschrieben hat, schon ausgebildet war. Nur handelt es sich nicht um die Hauptphase dieser Bewegungen, sondern eben nur um eine postume Nachwirkung, die nicht mit größeren vertikalen Verstellungen verbunden war, so daß die korrespondierende Höhenlage der alten Flächenreste zu beiden Seiten des Inntales nicht gestört wurde.

Die späteren Phasen der Eintiefung des Inntales sind an hochgelegenen Verflachungen und schärfer ausgebildeten tieferen Terrassen gut zu verfolgen. Rund 450 m tiefer als die genannten ältesten Reste liegt u. a. die breite Fläche der Venet- oder Timmler Alm (1640—1670 m) im Talsporn zwischen Inn- und Pitztal. Zur Linken des Inntales ist

über Mils der Untere Eisenkopf (1680 m) eine sehr markante, fast ebene und stark vorspringende Ausladung des Gehänges. Hierher gehört ferner der ebenflächige Absatz in dem vom Westende des Rauchbergs gegen die Alpeil-Schlucht herabziehenden Talsporn (Stiegenbrand C. 1631 m). Ebenso sind die ausgedehnten, schwach welligen und glazial stark bearbeiteten Flächen in steilgestelltem Hauptdolomit rechts über dem Gurgltal bei Nassereith, die beim Sinnesbrunn in über 1500 m beginnen und denen auch der Untere Sießenkopf (1562 m) angehört, ein altes Flachgehänge des Gurgltales. Sie kehren wieder weiter talaufwärts beim Brunnwaldkopf (1506 m) in Wettersteinkalk und jenseits des Gurgltales in der almbedeckten Schulterfläche auf der Westseite des Wannig (1750 m), in nahezu senkrecht aufgerichtetem Hauptdolomit. Endlich hat auch der Marienberg in den Miemingern in seinem Abfall gegen das Tal von Holzleithen eine deutliche Nase bei C. 1615 m, während eine höhere bei 1780 m der Ansatzpunkt der eigentlichen Hochgebirgsformen ist. Ob alle diese Flächenstücke in 1500—1750 m einem System angehören oder sich auf zwei aufteilen, mag dahingestellt sein.

Ins Inntal unterhalb Landeck zurückkehrend, finden wir tiefere Felsterrassen in vorzüglicher Erhaltung namentlich im rechten Gehänge. Eine unterste Reihe beginnt mit der flachen Kuppe des Griesbühel (937 m) in Phylliten nordöstlich von Landeck. Dann springt die breite, glazial stark bearbeitete Terrasse von Rifenal weit ins Inntal vor, vorwiegend schon aus verschiedenen, steil aufgerichteten Gliedern der Trias bestehend, während der Grenze gegen den Phyllit ein kleines Tälchen folgt. Die tiefsten Flächenstücke liegen bei 930 m (+180 m), die höchsten, auch noch in Dolomit, bei den obersten Häusern der Ortschaft (1000 m). Weiter abwärts folgt im gleichen Gehänge, schon im Phyllit, die schmale, aber deutliche Terrasse von Lahnbach (1125 m), dann darüber die von Moräne bedeckte Fläche von Grist (1240 m, +500 m), der jenseits des tiefen Grabens des Kronbergbaches ganz gleich hohe Flächen entsprechen, an denen der scharfe Abfall zum Haupttal und zum Graben in wandbildendem Dolomit einsetzt; darüber liegt Dorf Falterschein (1297 m) schon auf flachem, gleichfalls moränenbedecktem Gehänge. Oberhalb Grist steigt das Gehänge des Haupttales wieder steil bis auf ca. 1400 m an, dann beginnt ein flacherer Anstieg gegen die Venet-Alm; derselben Formengruppe gehört die versumpfte Fläche des Alpbodens (1400—1420 m) über Imsterberg an und dann findet sich ein ihr zugehöriges Stück erst wieder in der sehr auffälligen, schwach geneigten Schulterfläche unter dem Tschirgant und über der Innschlucht von Karres in ca. 1360 m Höhe, zugleich ein Anhaltspunkt dafür, daß damals hier ein breites, offenes Tal bestand.

Ungefähr im Niveau der Rifenal-Terrasse liegt die etwa 100 m breite, tiefe Einsattelung (C. 956 m), die die weithin sichtbare Felsinsel der Kronburg (1063 m) vom rechten Inntalgehänge abtrennt. Wie A m p f e r e r (6) gezeigt hat, besteht diese aus saiger stehendem Hauptdolomit, das Gehänge über dem Sattel aus oolithischem Kalk, im Sattel selbst sind verschiedene weiche Schichtglieder der Raibler Gruppe anzunehmen, die aber von jungen Bildungen verhüllt sind; ob es sich dabei um Moränen wie höher oben oder Schotter handelt, ist nicht zu entscheiden. Vermutlich ist die Sattelfurche im Streichen der weichen Schichten von kleinen, beiderseits abfließenden Bächen, vielleicht auch unter dem Eise ausgeräumt worden.

Von der Kronburg abwärts gewinnen die diluvialen Ablagerungen größere Bedeutung für die Gliederung des rechten Inntalgehänges. In dem vom Kronburger Sattel nach O ziehenden Graben liegt mehrfach typische Grundmoräne über geschliffenen Dolomitplatten, dann auch geschichtetes Material; da aber die Schichtung mit dem Gehänge herabgeht, auch sehr große Blöcke eingebettet sind, handelt es sich wohl um umgelagerte Moräne; die Bezeichnung als „Terrassenschotter“ auf der geologischen Karte ist also nicht zutreffend, die Trennung von den höher oben am Gehänge als solche ausgeschiedenen Moränen kaum durchführbar. Ebenso steht es weiter östlich am Gehänge über Schönwies. Beim Bildstöckl nahe dem Hof Hasle (C. 1024) zeigt ein frischer Aufschluß einen prachtvollen Gletscherschliff in Hauptdolomit, eingehüllt in Grundmoräne mit prächtig gekritzten großen Geschieben. Der Hof Steinmauer (C. 952 m) liegt auf einer kleinen ebenen Fläche, unter der anstehender Fels zutage tritt, also wohl eine von Moräne überdeckte Felsterrasse im Niveau der von Rifenal. Der auffällige, von einem Turm gekrönte Felssporn bei „Im Loch“ (C. 926 m) ist allerdings von Schotter bedeckt; aber es sind schlecht geschichtete grobe Bachschotter, fast nur aus zentralalpinem Material, vielleicht eine lokale Eisrandbildung und jedenfalls kein Anhaltspunkt für eine völlige Zuschüttung des Inntales. Auch weiter abwärts am Gehänge, wo die Beschreibung von A m p f e r e r (3) und die geologische Karte „Terrassensedimente“ in weiter Verbreitung angibt, trifft man nur Grundmoräne, z. T. von schottriger Beschaffenheit, über den steil S fallenden Partnach-Schiefern.

Vielfach gestuft ist das Gehänge zwischen Spadegg und Imsterberg. Der gegenüber Mils mündende Risseltobel (Markbach) erschließt, wie A m p f e r e r (3) dargestellt hat, über dem Anstehenden zunächst eine Liegendmoräne, darüber mächtige grobe Bachschotter von bunter Zusammensetzung mit Neigung der Schichten nach dem Haupttal, endlich sehr feste, lehmige Grundmoräne in riesiger Mächtigkeit, die gewaltige

Entblösungen und Verwüstungen des steilen Gehänges bedingt. A m p f e r e r hält die eingelagerten Schotter für eine interglaziale Ablagerung des Inn, der sie in das kleine Tälchen hineingeschüttet habe. Dagegen spricht aber die nach dem Haupttal gerichtete Schichtneigung (die auch A m p f e r e r s Zeichnung wiedergibt), während die Beimengung von zentralalpines (Inntal-)Material auf umgelagerte ältere Innmoräne zurückgeführt werden kann. Ich möchte daher die Schotter eher für eine lokale Bildung halten, die von Moräne des vorstoßenden Gletschers unmittelbar überdeckt wurde. (Ähnlich verhält es sich vermutlich mit den von A m p f e r e r gleichfalls für Inntalschotter gehaltenen Ablagerungen in der Klamm des Kronburger Baches, die ich nicht besucht habe.) Über Imsterberg gehört eine oberste kleine Abstufung des Gehänges mit C. 1272 m bei den Egwiesen und weiter westlich im Walde bei C. 1247 und 1222 m wahrscheinlich in das Niveau der Grist-Terrasse. Auf einer deutlicheren Terrasse aus Dolomit steht der Weiler Vorder-Spadegg (1085 m), die sich auch weiter einwärts gegen den Risseltobel hinzieht (= Lahnbach-T.), dann folgen Abstufungen bei 1020, 1000 (C. 1006 m, Höfen), 950, 930—920, 900, 890 m (Kirche von Imsterberg 886 m), fast durchwegs nur in Grundmoräne, die zwischen dem Anstehenden mehrfach gut aufgeschlossen ist (vorwiegend zentralalpines Material, aber auch schwarze Kalke und Dolomite, schön gekritzelt, lehmig mit Spuren von Schichtung; die Karte verzeichnet auch hier „Terrassensedimente“). Diese Stufung des Gehänges mit seiner Moränenbedeckung läßt sich wohl am besten durch ein schrittweises Einsinken der Gletscheroberfläche erklären, wobei das zurückgelassene Moränenmaterial von den Schmelzwässern teilweise umgelagert wurde. Der ältere Terrassenbau im Anstehenden ist dadurch verwischt worden; doch scheint das Niveau der Rifenal-Terrasse noch aus der Moränendecke herauszuschimmern.

Alle diese Moränen und die ihnen zugehörigen unverfestigten und schlecht geschichteten Schotter gehören zweifellos der letzten Vergletscherung des Inntales an; eine allgemeine (interglaziale) Verschüttung des Tales bis zu Höhen von über 1100 m, also in einer Mächtigkeit von 300—400 m, wie sie A m p f e r e r (3) annahm, läßt sich meiner Ansicht nach aus diesen Vorkommnissen nicht erschließen.

Das linke, starker Zerstörung unterworfenene dolomitische Steilgehänge des Inntales unterhalb Landeck ist naturgemäß weder der Erhaltung von Felsterrassen noch von diluvialen Ablagerungen günstig. Immerhin erkennt man eine durchgehende Verflachung, besonders deutlich zwischen Schönwies und Mils, in über 1000 m Höhe und über den untersten Wandabsätzen, aus denen die Abspülung gelegentlich kleine

Felspyramiden herausgearbeitet hat; zum gleichen Niveau und als Äquivalente der Rifenal-Terrasse des rechten Gehänges gehören Nasen über der Einmündung der größeren Seitengraben, z. B. oberhalb Schönwies, endlich die eisgerundete flache Felskuppe bei Gunglgrün (C. 914 m). Bis rund 300 m höher liegt der langgestreckte, ebenflächige Riedel, der die nach abwärts abgelenkte Mündungsschlucht des Starkenbachs vom Inntal trennt (C. 1325 m); in ihm ist vermutlich eine Entsprechung der Terrasse von Grist zu erblicken.

Zusammenfassend lassen sich also auf der Strecke Landeck—Imst eine untere Terrassengruppe, bestehend aus drei Stufen in durchschnittlich 950, 1120 und 1250 m, und vereinzelte höhere Leisten oder Verflachungen bei 1400 und 1650 m unterscheiden. Ein Anhaltspunkt für die Altersbestimmung dieser Flächen liegt aus dieser Gegend nicht vor. Es sei daher auf den Versuch von A. Penck (21) verwiesen, den sog. präglazialen Talboden, d. h. den letzten breiten Talboden vor der Ankunft der ersten Vergleis cherung, vom Alpenvorland aus durch das ganze Inntal aufwärts zu verfolgen. Er findet ihn am Gebirgsrand in unter 700 m, bei Innsbruck in 800—900 m, an der Mündung des Ötztals in etwa 1100 m und rechnet hiezu die Terrasse von Leins (s. u.) im untern Pitztal bei 1200 m. Bei dieser Parallelisierung, die ein gleichsinniges und ausgeglichenes Gefälle voraussetzt, ist aber noch nicht Rücksicht genommen auf die seither von Ampferer und Penck aus der Lagerung der jüngeren Diluvialbildungen und andern Argumenten ermittelte interglaziale Einmündung des Unterinntales, die doch auch die älteren Felsterrassen verbiegen mußte. Besteht aber die obige Parallelisierung zu Recht, was neue Untersuchungen erweisen müßten, dann ist damit ein Argument gegen die Annahme der interglazialen Verbiegung gegeben. Für das Oberinntal ist eine solche Annahme bisher nicht gemacht worden und sie findet auch weder in der Höhenlage der Terrassen noch in der Lagerung und Verbreitung der Diluvialablagerungen eine Stütze. Daher wäre unter Zugrundelegung der Zahlen von Penck für die Gegend der Ötz- und Pitztal-Mündung die Terrasse von Grist-Falterschein als der sog. präglaziale Talboden aufzufassen, die zwei tieferen Terrassen müßten als interglazial oder besser als altglaziale Trogböden, die zwei höheren als irgendwie jungtertiär gelten. Diese drei Terrassen lassen sich unschwer mit denen der Talstrecke oberhalb Landeck parallelisieren.

Der Inndurchbruch von Karres (Taf. II). Knapp unterhalb der Einmündung des Gurglbaches tritt der Inn in die Durchbruchstrecke von Karres, wo er in messerscharf eingeschnittenem, bis 100 m tiefem Cañon die Dolomite der Fußregion des Tschirgant durchsägt, um bei

Roppen in die breite, aufgeschüttete Talau zu treten, die nunmehr den Inn bis zu seinem Austritt aus dem Gebirge begleitet. Dieser Riegel von Karres, in dem der Inn das einzige Mal auf der ganzen Strecke bis Landeck über festes Gestein rauscht, hat verschiedene Erklärungen gefunden. Penck (21, S. 301) erblickt in ihm die Wirkung einer glazialen Diffluenz, der Abgabelung eines mächtigen Armes des Inntalgletschers durch das Gurgltal, und N. Krebs (15) hat sich dieser Auffassung angeschlossen. Später deutete Penck, allerdings nur in einer flüchtigen Bemerkung, den Riegel als das Ergebnis einer lokalen jungen Hebung zwischen den durch glazialisostatische Vorgänge gesenkten Talstrecken ober- und unterhalb davon, ohne aber dieser Auffassung durch Beobachtungen über verbogene Terrassen nachzugehen. Schon früher hat sich Ampferer (3) eingehend mit der Frage beschäftigt. Seine Beobachtungen ergaben die Existenz einer verschütteten Innfurche südlich vom heutigen Durchbruch, die gerade gegenüber der Mündung des Gurgeltales vom Inntal abzweigt, sich gegen SO wendet, die Pitztaler Ache in ihrer Schluchtstrecke quert und mit NO-Richtung in der Gegend von Waldele ins Inntal zurückkehrt. Die diese Furche verstopfenden Lockermassen bestehen nach Ampferer zuunterst aus einer Liegendmoräne, ein Beweis dafür, daß die Furche zur Zeit einer älteren Vergletscherung bereits bestand und vom Eise benützt wurde, darüber folgen mächtige Massen von Sanden und Schottern, die auch die große Terrasse von Arzl und Wald zusammensetzen. Da sie höher oben wieder von Moräne überlagert werden, sind sie (nach A.) interglazial. Diese Hangendmoräne sei es auch, die nördlich der Inneschlucht die sonst aus Fels bestehende Terrasse von Karres überkleidet. Diese Darstellung von Ampferer ist auch von Wehrli (26) übernommen worden, doch findet er die Höhenlage der Sohle der alten Furche bei ihrer Querung durch die Pitztaler Ache um 50 m größer als an ihrem oberen Ende und schließt daraus auf eine nachträgliche Verbiegung des alten Innbettes um diesen Betrag. Da meine eigenen Beobachtungen zu etwas anderen Ergebnissen kommen, seien sie im folgenden ausführlich wiedergegeben und zur Diskussion gestellt (vgl. Fig. 2 bis 4)<sup>1</sup>.

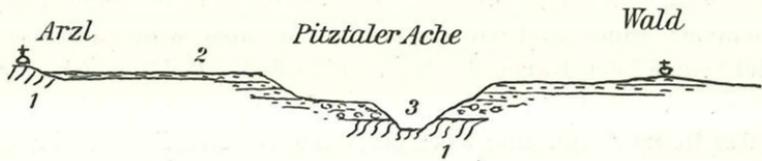
Am linken Innufer sind die Verhältnisse sehr einfach. Dolomite und schwarze Schiefer bilden am Eingang in den Durchbruch die von etwas Moräne überstreute Felsterrasse des Passeirer Bühels (778 m, 70—75 m

<sup>1</sup> Einige Ergänzungen zu meinen Beobachtungen verdanke ich Herrn Dr. E. Burger, der über meine Bitte zu Weihnachten 1932 den Inndurchbruch besucht hat; seine Beobachtungen ergaben im wesentlichen eine Bestätigung der meinigen.



über dem Inn), dann folgen an der Innsbrucker Straße zahlreiche gute Aufschlüsse in lehmiger und grobblockiger Inntalmoräne, dem steilen Gehänge angelagert, wobei meist nur die oberen Lagen, offenbar infolge Herabschwemmung, etwas Schichtung zeigen. Dieselbe Moräne bedeckt in dünner Decke die ausgedehnte Felsterrasse von Karres, die als

W



0

Fig. 3. 1 Anstehendes, 2 Schotter, 3 Moräne.

ein Stück der alten Gletschersohle unregelmäßig gewellt und gebuckelt ist und stellenweise auch rückläufig ansteigt, bei einer mittlern Höhe von 800—860 m, 100—160 m über dem Inn. (Auch Ampferer hält die hier vorkommenden Schotter mit Sandschmitzen für umgelagerten Moränenschutt; die geologische Karte allerdings verzeichnet im westlichen Teil an der Straße Terrassensedimente und Bändertone und läßt die Grundmoräne erst unmittelbar vor Karres beginnen.) Da die Moräne, allerdings, soviel man sieht, umgelagerte, stellenweise bis 70 m über den Inn herabreicht, ist dies der Minimalbetrag der postglazialen Erosion, Da ferner der letzte Gletscherboden an der Abzweigung des Gurgltales mindestens bei 700 m liegt, steigt er in die Schlucht hinein an, wie man übrigens deutlich am Westhang des Passeirer Bühels mit seiner Moränendecke sehen kann. Es liegt also ein Felsriegel im alten Gletscherbett von mindestens 160 m Höhe vor.

NNO

SSW

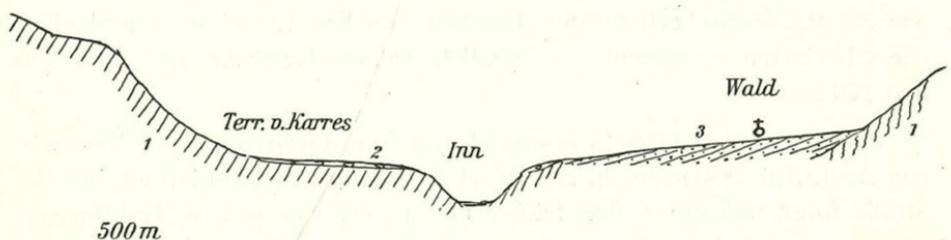


Fig. 4. 1 Anstehendes, 2 Moräne, 3 Schotter.

Am rechten Innufer besteht gerade gegenüber der Mündung des Gurglbaches eine breite Unterbrechung des von fast senkrecht stehenden Dolomitplatten gebildeten Steilgehanges durch das von S her tief ein-

schneidende Reittal. Es ist wohl ganz von Moräne ausgekleidet, die zwar nicht im Tälchen selbst, aber unmittelbar daneben an der ins Pitztal führenden Straße gut aufgeschlossen ist. Auch hier gibt es in der Moräne geschichtete Lagen. Die auf der Karte westlich vom Reittal verzeichneten „Terrassensedimente“ sind nirgends aufgeschlossen; man sieht nur im linken Gehänge des Tälchens unter der Waldbodendecke ungeschichtetes Sand- und Geschiebematerial, also wohl Moräne. Auch die Mehlsande<sup>1</sup> der Karte, die bis zum Fuß des Gehänges herabreichen sollen, erscheinen erst höher oben. Es handelt sich also an der Mündung des Reittales um eine Unterbrechung des Anstehenden im Gehänge von höchstens 600 m Breite bei einer Sohlenhöhe von 710 m.

Steigt man nun von der Innbrücke auf dem Karrenweg nach Arzl, also im rechten Gehänge der angenommenen alten Furche an, so erreicht man eine erste, schwach nach S ansteigende Terrasse in 180 m Höhe, also ganz entsprechend der des Passeirer Bühels, aber bestehend aus quarzigen, gelben und feinen Sanden (Mehlsande), nach Ampferer mit Schrägschichtung zum Inn. Von 800 m an werden sie kiesiger, gröber, horizontal geschichtet und reichen so bis auf die Höhe der Arzler Terrasse, gerade bei der Vereinigung von Straße und Fahrweg (C. 872 m O. A.) vorzüglich aufgeschlossen. Sie liegen hier am Fuß des dolomitischen Ostersteins (948 m), der als ein typischer Rundhöckerberg von etwas Grundmoräne mit einzelnen großen Gneisblöcken überstreut ist; seinen Nordabfall bildet die rechte Talwand des Inndurchbruchs, die in gleicher Höhe wie die oben genannte Moränensand-Terrasse mit einer schmalen Felsleiste zum Inn abbricht, hier, wie Ampferer ausführlich beschreibt, auf etwa 1 km Länge von Grundmoräne in verschiedener Fazies bedeckt; diese Moräne (Ampferers Liegendmoräne) ist aber zweifellos identisch mit den verstreuten Erratica auf der Höhe des Ostersteins. Die Höhe der genannten Felskante schwankt übrigens ebenso wie die der gegenüberliegenden Terrasse von Karres, wie es einem alten Gletscherboden entspricht, in ziemlich weiten Grenzen, zwischen 780 und 820 m.

Südlich vom Osterstein erstreckt sich nun die breite, ebene Terrasse von Arzl, 870—880 m hoch, gegliedert durch eine Trockentalung, der die Straße folgt, und durch drei trichterförmige, etwa 30 m tiefe Hohlformen knapp vor dem Dorf Arzl (883 m), das bereits auf anstehendem Dolomit liegt. Die Terrasse besteht, wie gesagt, aus gut geschichteten, bis-

<sup>1</sup> Nach den „Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Landeck“, S. 30, sind die Mehlsande auf dieser Karte irrtümlich mit horizontalen statt mit vertikalen Strichen bezeichnet.

weilen sandigen Schottern, aus denen eine etwa 40 m tiefere Terrasse herausgeschnitten ist, die sich ebenso wie die obere noch ein Stück weit in das schluchtartig verengte Tal der Pitztaler Ache aufwärts verfolgen läßt. Vielleicht hängt die untere Stufe mit dem untern Terrassenniveau (775—780 m) über dem Inn zusammen, unter welchem erst der enge felsige Einschnitt ansetzt. Der unmittelbar darüber im Abfall unter Dorf Arzl anstehende Dolomit gehört bereits dem südlichen Gehänge der verschütteten Furche an. Auf dem Fahrweg nach Wald abwärts gehend, sieht man die Schotter nach unten in unregelmäßige Schichtung und schließlich in Moräne übergehen, die etwa 40 m über der Brücke über die Pitztaler Ache (C. 724 m), also 115 m unter dem Niveau der Arzler Terrasse, auf anstehendem Fels (Quarzsandsteine der Werfener Stufe, Quarzkonglomerate und grüne Schiefer des Verrucano, violette Phyllite, alles stark verschuppt, zerrüttet und steil nach S fallend) auflagern. Etwas nördlich von der Brücke reicht auch im linken Schluchtgehänge das Anstehende schon bis 780 m hinauf. Jenseits der Brücke, im Aufstieg nach Wald, aber etwa 30 m nördlich vom Fahrweg, erscheint das Anstehende gleichfalls bis 765 m hinauf; wieder liegt darüber zunächst verschiedenartiges Moränenmaterial, noch etwa in halber Höhe des Anstiegs (ca. 810 m) ist es typischer Moränenschlamm, grau, fein geschichtet und gestaucht, und erst die obersten etwa 30 m sind normale, geschichtete grobe Schotter zentralalpiner Herkunft mit ganz schwachem Einfallen talauswärts, die auch die ebene Terrassenfläche von Wald (895 m) bilden. Diese Schotter reichen aber, im Gegensatz zu denen von Arzl, wie auch Ampferer angibt, in mehreren Abstufungen unbekannter Entstehung, die aber doch aus einem einheitlichen Schotterkomplex herausgearbeitet sein müssen, weiter auf- und abwärts: einerseits bis zum Schweighof (970 m), andererseits über Waldried (860 m) und Niederried (830 m) bis auf den felsigen Abfall zum Inn (800 m), dessen Oberkante wieder der der gegenüberliegenden Terrasse von Karres entspricht. Die schwach talauswärts geneigte Schichtung und die Zusammensetzung der Schotter charakterisieren sie als eine Ablagerung der Pitztaler Ache. Noch weiter östlich werden diese jungen Bildungen durch die tiefe Schlucht des Walderbaches zerschnitten. Das Anstehende erscheint in der Schlucht erst weit unterhalb der Wegbrücke (825 m), am linken Gehänge bis 835 m hinaufreichend, und gehört schon dem rechten Innschluchtgehänge an. Die Lockerbildungen sind zwar wieder schwemmkegelartig, aber recht unregelmäßig geschichtet, stark lehmig; wieder sind die untern Partien, soweit sie überhaupt aufgeschlossen sind, fast rein moränenartig. Aus den in steilen Wänden niederbrechenden verkitteten Massen sind schlanke Erdpyramiden

und Kulissen herausmodelliert. Deutlich ist zwar weiter aufwärts die Bedeckung mit echter Grundmoräne, aber der ganze Komplex ist doch offenbar eine Einheit, ohne scharfe Trennung der geschichteten Partien von der liegenden oder hangenden Moräne und in nächster Nähe des Gletscherendes abgelagert; die geschichteten Massen sind im wesentlichen nichts anderes als umgelagerte und etwas ausgewaschene Moräne. Endlich liegt vor der Ortschaft Waldele Inntaler Grundmoräne mit einzelnen mächtigen Gneisblöcken schon in geringer Höhe über dem Inn auf anstehendem Phyllit und bald darauf ist die Weitung des Tales bei Roppen erreicht.

Der wesentliche Unterschied meiner Auffassung gegenüber der von Ampferer besteht also darin, daß ich eine scharfe zeitliche Trennung zwischen Liegend- und Hangendmoräne nicht zu erkennen vermag. Die über der sog. Liegendmoräne folgenden Schotter machen in ihrer Unverfestigtheit und mit ihrem Übergang in und aus Moräne nicht den Eindruck einer interglazialen Verschüttung, wie sie z. B. bei Imst in ganz anderer Fazies auftritt (s. u.), und jedenfalls ist die Liegendmoräne durch keinerlei Schnitt von den Schottern getrennt. Es dürfte sich also bei diesen um eine während einer unbedeutenden Schwankung im Rückzug der letzten Vergletscherung in großer Nähe vor dem Eisrand gebildete Ablagerung handeln. Dazu kommt, daß die Schotter der Terrasse von Arzl so ebene und unverletzte Fluren bilden, daß sie gewiß niemals mehr von Eis und Moräne überdeckt worden sind. Es sind vermutlich Schotter, die von den Gletscherbächen in Lücken zwischen den Zungen der einzelnen Teilgletscher, vielleicht während des Zerfalls des einheitlichen Gletscherstromes nach dem Bühlstadium, abgelagert wurden, wobei sehr wohl ebene Fluren entstehen konnten. Dabei können an manchen Stellen, wie in der Walder Schlucht, diese Moränenschotter bei einem kleinen Vorstoß nochmals vorübergehend von Eis überdeckt worden sein, während dies auf der Arzler Terrasse, wo jede Spur einer Hangendmoräne fehlt, gewiß nicht der Fall war. Endlich spricht gegen das interglaziale Alter der Schotter, daß, wie Ampferer selbst bemerkt, die Schichtung in die Täler aufwärts verloren geht, also ihr moräniger Charakter noch mehr zur Geltung kommt. Ein weit ins Gebirge zurückgreifender Rückzug, dem ein neuerlicher Vorstoß folgte, wie im Falle der Moränen in der Rosanna-Schlucht, läßt sich also aus diesen Verhältnissen nicht ableiten. Auch die sonst rätselhaften Trichter bei Arzl erklären sich nach der hier vertretenen Auffassung am leichtesten, nämlich als Sölle, die an der Stelle zurückgebliebener Toteismassen von den Moränenschottern umschüttet wurden.

Was nun die sog. alte Innfurche betrifft, so stehen zu ihrer Rekon-

struktion nur die vermutete Abzweigungsstelle vom Inn in 710 m Höhe und die Kreuzung mit der Pitztaler Ache bei der Brücke C. 724 zur Verfügung, wo das Anstehende am linken Gehänge bis etwa 780 m, am rechten bis 765 m hinaufreicht; an der Kreuzung mit dem Walderbach ist das Anstehende von diesem noch nicht erschlossen. Wenn eine solche durchgehende Furche wirklich besteht, so ist ihre maximale Breite mit 500 m jedenfalls viel geringer, als sie auf den Profilen Ampferers erscheint, und es ist durch ihr Vorhandensein der Gegensatz zwischen dem Inndurchbruch und den Talweitungen ober- und unterhalb davon nicht aufgehoben. Es ist aber noch sehr die Frage, ob wirklich hier eine solche, zum heutigen Innlauf im Durchbruch durch den Riegel von Karres parallele und einheitliche Furche vorliegt. Man könnte auch an eine alte, nach NO gerichtete Pitztaler Mündungsschlucht denken, deren Verschüttung vom Walderbach durchschnitten wird, während an der Stelle der sog. Abzweigung vom Inn vielleicht ein Vorläufer des Reittales mündete, und es kann dieses von einem Seitenarm des Inngletschers etwas ausgeweitet worden sein, da im Reittal wahrscheinlich nur Moräne die Gehänge überkleidet. Die Annahme Wehrli's von einer jungen Aufwölbung erscheint mir doch zu wenig gestützt. Eine solche Aufwölbung um 70 m auf einer Strecke von 1800 m, also mit einem Gefälle von fast 40‰, müßte angesichts der tiefen Lage der Furche erst in sehr später Zeit erfolgt sein und müßte sich wohl auch in Störungen der sie überdeckenden Schotter verraten. Handelt es sich also nicht um ein altes Inntal, dann entsteht freilich die Frage, wo der Inn zur Zeit der Aufschüttung der Arzler Schotter geflossen ist, und dann bleibt wohl nur der heutige Weg, wenn auch noch nicht in der Tiefe der heutigen Schlucht. Vielleicht trägt die Untersuchung der Ablagerungen im untersten Gurgltal, auf die wir sofort eingehen werden, zur Beantwortung dieser Frage bei. Sicher aber ist, daß der Riegel von Karres durch Annahme eines verschütteten Innlaufes südlich der heutigen jungen Schlucht noch nicht erklärt ist. Es erscheint daher die Rückkehr zur alten Auffassung einer Diffluenzstufe, wie sie Penck vor Jahren ausgesprochen hat, als die plausibelste Lösung.

Anschließend sei noch der Terrassen im untersten Pitztal mit einigen Worten gedacht. Die Aufschüttungsfläche von Arzl und Wald scheint sich talaufwärts fortzusetzen in den schwach geneigten Flächen von Ried (920—1000 m) und Jerzens (C. 1104, + 180 m) im Anstehenden des rechten Gehänges; doch dürfte es sich nur um eine zufällige Übereinstimmung der Höhen von Schotter- und Felsterrassen handeln und es sind die genannten Flächen vermutlich ein Äquivalent der Rifenal-Gunglgrün-Terrasse des Inntales, ebenso wie am linken, von mäch-

tiger Moräne bedeckten Gehänge die Terrassen von Wennis (979 m) und Brennwald (977 m). Darüber ist nur selten deutlich die Terrasse von Unter-Leins (1065 m), der vielleicht auch die rundliche Kuppe des Burgstall (1054 m) über Arzl als glazial stark bearbeitetes Gehängestück und, etwas weiter talaufwärts, die Leiste von Timmels (1078 m, + 300 m) zugehört. Sehr deutlich aber ist die ebene, waldbedeckte und in Felswänden abfallende Fläche mit C. 1187 m bei Krabichl über Ried, die nach Höhenlage und Form der Terrasse von Grist unterhalb Landeck entspricht, also (nach Penck) den sog. präglazialen Talboden des Pitztales bedeutet. Es kehren also im untersten Pitztal die drei Terrassen des Oberinntales unterhalb Landeck in entsprechenden Höhenlagen wieder.

Das Gurgltal zwischen der Mündung und Nasse-reith. Der Boden des untersten Gurgltales ist vorwiegend mit moränenartigen Bildungen ausgekleidet, die wellige Formen, kleine Hügel und dazwischen eingebettete kleine, in rascher Verlandung begriffene Seen und Tümpel bedingen; in der Breite von Imst ist der Gurglbach in diese Ablagerungen etwa 10 m tief eingeschnitten. Erst oberhalb von Tarrenz ist die Talsohle völlig eben und versumpft, der Boden eines künstlichen und erst vor kurzer Zeit abgelassenen Sees. In der großen Ziegelei gegenüber Brennbichl (südlich von Imst) werden typische Bändertone, etwa 30 m mächtig, abgebaut. Der Aufschluß (obere Kante C. 775 m) zeigt feine, horizontale Schichtung eines bläulichen, graugelb angewitterten, vollkommen steinfreien Lehmes. Von der SW-Seite des Aufschlusses berichtet Ampferer intensiv gestauchte Lagen, die er auf Eiswirkung zurückzuführen scheint, weshalb es sich um die sog. Liegendmoräne handeln müsse. In der Tat beschränken sich diese Störungen auf das Nordende des Aufschlusses, aber auch hier nur auf die unteren Lagen. Es handelt sich wohl nur um eine lokale Gleit- oder Stauerscheinung der losen, etwas in Bewegung geratenen Massen, wie sie Ampferer selbst an anderer Stelle (2) allgemein von den Bändertonen des Inntales erwähnt. Daß diese Tone hier als Ganzes noch niemals von Eis bedeckt und überarbeitet worden seien, halte ich bei der sonst völlig ungestörten Horizontalität der Schichtung für ausgeschlossen; auch reicht das gleiche homogene Material bis zur Oberkante hinauf.

Während nun das linke Talgehänge vollkommen glatt und ungestuft zum Tschirgant ansteigt, ist das rechte durch die große und mehrfach gestufte Fels- und Diluvialterrasse von Imst und Tarrenz ausgezeichnet, die als ein Glied des Inntaler Mittelgebirges in konkaver Krümmung aus der Gegend von Gunglgrün bis östlich von Obtarrenz

verläuft. Ihren Aufbau hat A m p f e r e r (1, 3) ausführlich beschrieben; ihm folgt, ohne wesentlich Neues zu bieten, die kurze Darstellung von Wehrli (26). Da auch hier meine eigenen Beobachtungen zu etwas anderen Ergebnissen gelangen, seien sie auszugsweise, mit besonderer Berücksichtigung der abweichenden Auffassungen, wiedergegeben. Ich beginne ebenso wie A m p f e r e r von S her aus dem Inntal.

Im Talsporn zwischen Inn- und Gurgltal liegt die schon erwähnte Felsterrasse von Gunglgrün, eismodelliert, mit kleinen, langgestreckten Buckeln über 900 m, der Weiler selbst (C. 946 m) auf zentralalpiner Grundmoräne. Der Bach von Gunglgrün aber ist oberhalb der Ortschaft etwa 20 m tief in weiße Schottermoräne lokaler Herkunft eingeschnitten. Kompliziertere Verhältnisse erschließt weiter nördlich das Palme-Bachl, das bald unterhalb seines Ursprungs den schönen Putze-Wasserfall bildet. Kurz oberhalb seines Fußes quert der Weg von Gunglgrün die in einer breiten Rieß aufgeschlossene zentralalpine Grundmoräne, die nur in den untern Lagen etwas Schichtung zeigt (A. spricht von zentralalpinen Schottern) und von mächtiger grellweißer Lokalmoräne überlagert wird. Weiter abwärts im Palmebach-Tälchen ist dem Dolomit wieder Moräne angelagert, die besonders gut am rechten Gehänge bei der neuen Ski-Sprungschanze aufgeschlossen ist. Sie enthält hier neben schön gekritzten Dolomitgeschieben einzelne ganz mürbe, in Sand zerfallende Granitstücke, ist also vorwiegend lokaler Herkunft mit umgelagerter und wieder aufgenommener zentralalpiner. Nahe dem Talausgang aber zeigt ein großer Aufschluß lokales kiesig-sandiges Material, mit deutlicher Schichtung, 30° talauswärts (nach O) fallend (A.'s Dolomitkies als Auswaschungsprodukt der Grundmoräne), während etwa 50 m höher und etwas taleinwärts typische Moräne noch bis zur Oberkante einer Terrasse (C. 868 AVK<sup>1</sup>) hinaufreicht, die dem höheren Gehänge vor- und angelagert ist. Ob diese Kiese aus der Moräne hervorgehen oder von ihr unterlagert werden, ist hier nicht zu entscheiden. Gegen das Haupttal ist die Terrasse durch Untergrabung abgebrochen, die Kiese streichen aus und sind in einer andern großen Grube etwas weiter talauswärts, beim „gnötigen Franzl“ (C. 809 AVK), im Streichen aufgeschlossen, wobei die obersten Lagen Moränencharakter tragen. Es geht also der Schotter aus der Moräne hervor oder ist vielleicht noch von einem kleinen Vorstoß überschritten worden. Endlich zeigt eine große Kiesgrube weiter südlich im Wald, bei C. 885 AVK, abermals bis hinauf geschichtete Sande und Kiese in geringer Mächtigkeit über dem Anstehenden, aber das Gehänge ist ungefähr mit den Schichten

<sup>1</sup> = Alpenvereinskarte der Lechtaler Alpen 1 : 25.000.

geneigt, nicht als Terrasse abgesetzt, so daß wohl nur eine Schutthaldenbildung vorliegt. Der darunter herauskommende Dolomit bildet an der Straße (840 m) schöne Schliffbuckel. Links vom Palmebachl ist der schmalen, glazial stark überarbeiteten Terrassenfläche des Kälberwäldele (C. 921 m = Gunglgrün) noch eine tiefste kleine Schotterterrasse vorgelagert, deren Hang ohne Knick in den ebenen Talboden übergeht.

Einwärts von diesen Randbildungen breitet sich eine ausgedehnte, von Föhrenwald bestandene Fläche aus, die sich ganz allmählich zu einer auf die Nähe des Bergrandes beschränkten, 1020—1050 m hohen Terrasse senkt, in anstehendem Dolomit und dünn von zentralalpiner Moräne überstreut. Auch die kleinen, zur Rosengartl-Schlucht sich vereinigenden Bäche sind zunächst tief ins Anstehende, im Bereich der 1050 m-Terrasse aber zumeist in die weiße, etwa 5—10 m mächtige Lokalmoräne eingeschnitten, die die weniger mächtige zentralalpine Grundmoräne überlagert, bisweilen in kleinen Furchen auch tiefer herabreicht; nirgends aber trennen Schotter die beiden Moränenfazies voneinander, die offenbar der gleichen Vergletscherungsperiode angehören. Über den moräneüberstreuten geneigten Flächen bildet der Abfall einer höheren Terrasse überall ein deutliches Gesimse mit einer Oberkante in 1250 bis 1270 m Höhe (C. 1271 m AVK), so daß einschließlich der Gunglgrün-Terrasse wieder drei Felsterrassen vorhanden sind.

Den nächsten tiefen Einschnitt bildet die im Stadtbereich von Imst austretende Rosengartl-Schlucht. An ihrem Ausgang steht in einem langen, schmalen Sporn zwischen dem Bach der Schlucht und dem des Malchgrabens die auch von Ampferer beschriebene fest verkittete Nagelfluh in 40 m Mächtigkeit an, die, an das Grundgebirge angelehnt, den oben terrassenförmig ebenen Kalvarienberg (846 m) bildet. Sie besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus kalk- und zentralalpinem Material und unterscheidet sich von allen bisher besprochenen Schotterbildungen durch den sehr hohen Grad der Verfestigung; wir haben es also hier offenbar mit dem Rest einer mächtigen interglazialen Verschüttung des Gurgltales zu tun, der eine Erosion bis mindestens zur heutigen Tiefe des Tales vorausgegangen sein muß; das Liegende der Nagelfluh ist nirgends aufgeschlossen. Darüber liegen stellenweise lose Schotter, aber in viel geringerer Verbreitung, als die Karte angibt, endlich Grundmoräne (u. a. im Steffelwäldchen gut aufgeschlossen), die neben viel zentralalpinem Material gut gekritzte Kalkgeschiebe enthält und bis in die heutigen Taleinschnitte herabreicht; zur Zeit ihrer Ablagerung war die Nagelfluh bereits verfestigt und bis auf die gegenwärtigen Reste wieder ausgeräumt. Nach Durchwanderung der im Dolo-

mit eingesägten Klamm erreicht man auf dem zur Muttekopfhütte führenden Weg wieder schlecht geschichteten Moränenschotter, der kleine Vertiefungen im glazial bearbeiteten Dolomit ausfüllt und ein ebnet, und dann die ausgedehnten ebenen Flächen der Neureut-Wiesen (C. 1058 m), zweifellos gleichfalls eine Aufschüttungs- und Aus ebnungsfläche, während die eigentliche Felsterrasse in einzelnen flachen, eisgescheuerten Kuppen am Ostrand der Wiesen sich zwischen 1060 und 1080 m bewegt (C. 1056 m und Roggele-Bühel 1080 m), also ganz übereinstimmend mit der eben vom Gebiet des Palmebachs beschriebenen Felsterrasse. Auf diese Flächen treten die durch ihre grellweiße Farbe weithin sichtbaren, durch Regenrinnen in scharfe, zeltförmige Kämme aufgelösten Lokalmoränen aus; das Material ist kleiner bis mittelgrober Kies, schlecht gerundet, mit viel gekritzten Geschieben, durch starke lehmige Beimengung gut verkittet, schräge Schichtung ist nur schwach angedeutet und auf die obersten Lagen beschränkt, vereinzelte rückverfrachtete zentralalpine Erratica werden nach oben hin zahlreicher. In Übereinstimmung mit Ampferer halte ich diese Ablagerung für eine junge Lokalmoräne, einem Rückzugsstadium nach bereits weit zurückgewichener Inntal-Großvergletscherung angehörend, wenn auch durch Schmelzwasser etwas umgelagert. Der sie tragende Hang endet nach oben an einer nicht sehr deutlichen und welligen Felsterrasse, 1240 bis 1250 m, ganz so wie westlich von Gunglgrün.

Noch tiefer als die Rosengartl-Schlucht schneidet die des Malch-Baches in die Serie der Diluvialbildungen ein. Ampferer hat die hier auftretenden Verhältnisse sehr eingehend beschrieben und durch mehrere Profile erörtert, so daß ich auf eine Wiederholung verzichten kann, umsomehr, als viele dieser Profile heute verschüttet oder verrutscht sind. Wichtig ist namentlich, daß (nach Ampferer) in dieser Schlucht ein dem Imster ganz ähnliches Konglomerat auftritt, aber mit schräger Schichtung talauswärts, also eine lokale Bildung, deren Unterlagerung verschiedenartige kalkalpine Schotter, die Überlagerung zentralalpine Schotter und Grundmoräne bilden. Übereinstimmend mit letzteren Bildungen erstreckt sich über dem Ausgang der Schlucht beim Bigleralmkreuz (1005 m), beim Scheibenbühel (1020 m) und bis über den Falzlehn-Bach (wo der neue Imster Aussichtsweg entlang führt) eine ausgedehnte Terrasse, zumeist bestehend aus schottrigem Moränenmaterial gemischter Herkunft, beim Bigleralmkreuz mit einzelnen riesigen Gneisblöcken über schwach konglomeriertem, grobem Schotter. sonst nur in geringer Mächtigkeit das Anstehende verhüllend, so daß sie oft von der angrenzenden Felsterrasse schwer zu trennen ist. Genetisch sind aber beide ganz verschieden, die Felsterrasse eine wesent-

lich ältere, nur spärlich von Moräne überstreute Abtragform, die bis zu 20 m tieferen Moränenschotter eine junge Ausfüllung der Täler und nur auf diese beschränkt (Fig. 5). Auf der gleichen Felsterrasse bewegt sich lange der Starkenberger Weg zur Muttekopfhütte in einer Höhe von 1100—1300 m, wo überall der eisgeschliffene Dolomit aus der dünnen Moränendecke herauschaut; sie bildet weiter nördlich die weite, schwach ansteigende, moränenbedeckte Terrasse der Teilwiesen unter dem Linserhof (1050—1120 m) und endlich jenseits der Salvesenschlucht in gleicher Höhe die große Terrasse von Obtarrenz (1050—1090 m). Eine Trennung in zwei Stufen ist meist nicht mehr möglich, doch steigen zur Rechten der Salvesenschlucht ausgedehnte, moränenbedeckte Waldflächen ganz allmählich noch bis etwa 1260 m an. Man gewinnt den Ein-

SSW

NNO

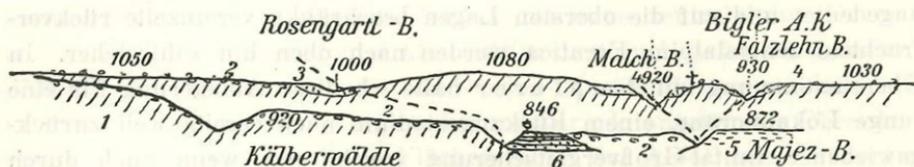


Fig. 5. Profil durch die Terrassenlandschaft westlich Imst.

- |                        |                   |                              |
|------------------------|-------------------|------------------------------|
| 1 Anstehendes          | 3 Lokalmoräne     | 5 Spätglaziale Deltaschotter |
| 2 Inttaler Grundmoräne | 4 Moränenschotter | 6 Interglaziale Nagelfluh    |

druck, daß in dieser ausgedehnten Imst—Tarrenzer Hauptterrasse die beiden oberen Terrassen der Gegend von Gunglgrün und der Neureutwiesen, die dort in einem Höhenabstand von etwa 160 m liegen, zu einer einzigen, vom Eise flächenhaft abgetragenen und erniedrigten Form verschmolzen sind. Trifft der obige Versuch einer Altersbestimmung nach A. Penck zu, so ist in diesen großen Flächen auch der sog. präglaziale Talboden enthalten. Aber auch die unterste Felsterrasse ist hier nicht mehr vorhanden, sondern durch junge Bildungen ersetzt.

Zwischen dem Falzlehn- und dem Lehnbach liegt die vollkommen horizontale Terrasse des Majez-Bühels (872 m), auf drei Seiten mit bis 30 m hohen, unterschrittenen Abfällen absetzend. Nach Ampferer besteht sie aus sandigem Lehm und Bändertonen, die mit kiesigem Schotter wechsellagern. Aber ein etwas undeutlicher Aufschluß im Abfall gegen Imst läßt schräge Schichtung erkennen. Dies und die völlige Übereinstimmung der Höhe mit der vorgelagerten Terrasse am Ausgang des Palmebachs läßt auch für die Majez-Terrasse den Schluß auf

eine Deltabildung zu. Die ihr weiter einwärts gleichsam aufgesetzten Wälle (Ampferers „Kieswälle“) bestehen vorwiegend aus schlecht geschichteten Moränen mit schön gekritzten Geschieben, sind also wohl eine Eisrandbildung; ob sie durch die Terrasse durchstoßen oder ihr aufgelagert sind, oder ob, wie beim Palmebachl, die Terrassenschotter aus der Moräne hervorgehen, ist nicht zu entscheiden, ebensowenig, ob die im Kampill und am Ausgang des Falzlehn-Tales über dem Dolomit auftretende Moräne eine ältere Bildung („Liegendmoräne“) ist, wie Ampferers Profil annimmt. Ganz abweichend aber von der Darstellung der geologischen Karte (auch der neuen Lechtaler Karte) ist meine Auffassung der Ablagerungen zwischen Oberimst und Starkenberg (Fig. 6). Hier erstreckt sich in der Richtung des Haupttales nach NNO, steil abfallend zu diesem und zu einer wiesenbedeckten Talung im W, in der der Schloßweiher (903 m) aufgestaut ist, ein

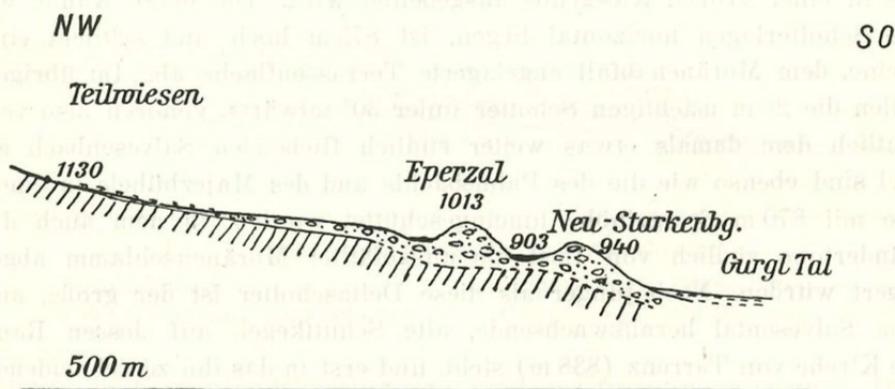


Fig. 6. Ufermoränen bei Starkenberg.

in zahlreichen Kuppen, ebenen Platten und Sätteln auf- und absteigender Rücken (Birchet-Bühel 942 m). Die Karte gibt hier und in der Talung interglaziale „Terrassensedimente“ an. Aber eine Reihe deutlichster Aufschlüsse zeigt nahe dem Süden der Talung im Abfall des Rückens lehmige Grundmoräne in dicken Lagen, auf seiner Höhe liegen riesige Gneisblöcke in Moräne eingebettet, bei Schloß Starkenberg und längs der zu diesem führenden Straße ist an zahllosen Stellen bald mehr schotterige, bald mehr lehmige Moräne aufgeschlossen. Unzweifelhaft handelt es sich bei diesem Rücken nach Form und Inhalt um einen Ufermoränenwall, der einer schon sehr zusammengeschrumpften Eiszunge im Gurgltal angehört. Auch die Trockentalung, die offenbar einem peripheren Gerinne hinter der Moräne diente, ist mit dieser ausgekleidet, so daß die Aufstauung des Teiches möglich war. Das nörd-

lich vom Schloß durchbrechende Übelbachl schließt ebenfalls nur lehmige Grundmoräne des Inngletschers auf, die Rutschungen und Plaiken bildet; aber die Wallform ist hier schon undeutlicher, die Moräne mehr dem Gehänge angelagert, die Beimischung lokalen Materials stärker. Jenseits dieses Baches setzt sich die Starkenberger Talung im Theresienfeld (C. 913), einer horizontalen Aufschüttungsfläche, fort. Über jene erhebt sich steil der Eperzalrücken (1013 m), wieder nur aus Moräne bestehend, der steil auch zu einer zweiten Talung (Langer Anger 940—970 m) nach W abfällt, also ein einem etwas größeren Gletscherstand entsprechender, zum ersten parallelen Ufermoränenwall. Erst jenseits dieser zweiten Talung steigt das Gehänge moränenbedeckt zur Terrasse der Teilwiesen (s. o.) an.

Dem Abfall der ersten Ufermoräne gegen das Haupttal ist bei den Häusern von Griesegg (vor Tarrenz) eine Schotterbildung vorgelagert, die in einer großen Kiesgrube ausgebeutet wird. Die obere Kante, wo die Schotterlagen horizontal liegen, ist 875 m hoch und schließt eine kleine, dem Moränenabfall angelagerte Terrassenfläche ab. Im übrigen fallen die 20 m mächtigen Schotter unter 30° talwärts, gehören also vermutlich dem damals etwas weiter südlich fließenden Salvesenbach an und sind ebenso wie die des Palmebachls und des Majezbühels in einen See mit 870 m Spiegelhöhe hineingeschüttet worden, in dem auch die Bändertone südlich von Imst als ausgefallter Moränenschlamm abgelagert wurden. Noch jünger als diese Deltaschotter ist der große, aus dem Salvesental herauswachsende, alte Schuttkegel, auf dessen Rand die Kirche von Tarrenz (838 m) steht, und erst in das ihn zerschneidende Tal ist der rezente Schuttkegel eingelagert, der den Gurglbach bis hart an das Tschirgant-Gehänge drängt und auch heute noch durch gelegentliche Murbrüche des Baches wächst.

Der letzte tiefe Einschnitt in die Imst—Tarrenzer Terrasse ist die wilde Schlucht des Salvesenbaches, die als Alpeital unter den Abstürzen der Heiterwand beginnt und nach Vereinigung mit der aus dem Maldon-Hochtal kommenden Schlucht die wirr gestörten und intensiv gefalteten Dolomite und dolomitischen Kalke in großartigen Wandabbrüchen aufschließt (Taf. III, IV, 1 u. Fig. 7). Beim „Hohen Übergang“ verengt sich die zweifellos ganz junge Schlucht in besonders harten und massigen Kalkbänken zu einem kaum 5 m breiten Spalt. Die aufgerichteten Schichten werden unterhalb davon durch eine Felsterrasse in etwa 960—980 m durchschnitten, die also wohl der von Gunglgrün entspricht und bei Alt-Starkenbergr mit breiter Felsfront gegen den untern und offeneren Teil des Salvesentales abfällt; dieser ist nur mehr in die jungen Bil-

dungen eingeschnitten, die dann aber auch in großer Mächtigkeit und durch zahlreiche Runsen und Plaiken gut aufgeschlossen die Felsterrasse bedecken. Stets handelt es sich um ganz lockere Bildungen, ausgenommen die auch schon von Ampferer erwähnte und als „Kanzel“ bezeichnete, 10 m hohe Aufragung im linken Gehänge des offenen, untern Talabschnittes, etwa 60 m über dem Bach, wo neben mehreren kleineren Vorkommnissen der gleichen Art eine stark verfestigte, schwach O—SO fallende Nagelfluh aus kalk- und zentralalpinem Material inmitten der jüngeren Bildung auftritt. Angesichts der völligen Übereinstimmung mit dem Rosengartl-Konglomerat ist auch diese Nagelfluh (mit Ampferer) als Rest einer interglazialen Verschüttung des untern Salvesentales aufzufassen, der ein Eindringen des Inngletschers in dieses vorausgegangen ist, dem dann Erosion, neuerliches Ein-

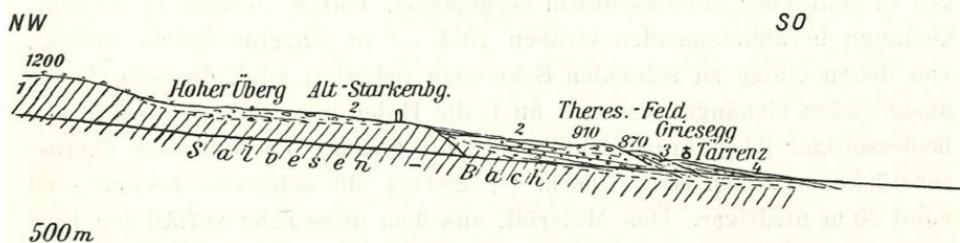


Fig. 7. Längsprofil durch die Salvesenschlucht

- |                               |                              |
|-------------------------------|------------------------------|
| 1 Anstehendes                 | 3 Spätglaziale Deltaschotter |
| 2 Schottermoräne und Schotter | 4 Schuttkegel von Tarrenz    |

dringen des Eises, Verschüttung und jüngste Erosion gefolgt sind. Die lockeren Bildungen in der Schlucht aber bestehen auf einer Strecke von 2 km aus etwa 20 m mächtigen, groben und völlig unverfestigten Schottern lokaler Herkunft, mit meist undeutlicher, schuttkegelartiger Schrägschichtung, die nach oben ohne scharfe Grenze in grobblockige Moräne übergehen; in den untern Teilen des Tales ist diese Inntaler, weiter einwärts lokaler Herkunft. Der ganze Komplex stellt wohl eine einheitliche Bildung dar; für ein interglaziales Alter der Schotter, wie es Ampferer und nach ihm Wehrli annehmen, liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Nach oben reichen diese Bildungen beiderseits bis 980—1000 m hinauf und bilden hier über dem Talausgang eine wellige Moränenterrasse, die aber, ebenso wie am Ausgang des Malch- und Falzlehngrabens, von der etwas höheren, nur moränenüberstreuten Felsterrasse der Teilwiesen und von Obtarrenz wohl zu unterscheiden ist.

Inntaler Moräne bildet dann auch in großer Mächtigkeit und meist lehmiger Beschaffenheit den Abfall der Obtarrenzer Terrasse gegen das

Haupttal, auf dem Wege nach Obtarrenz in zahllosen Enblößungen und Rutschungen vorzüglich aufgeschlossen. Endlich lehnt sich an den Terrassenabfall dort, wo oberhalb von Tarrenz ein Bach bei den Ruinen der sog. Mauschelmühle<sup>1</sup> in Wasserfällen im Dolomit herabkommt, noch ein jüngerer Schotterkomplex an, in einer großen Kiesgrube aufgeschlossen, mit ausgesprochener Deltaschichtung (Taf. IV, 2) und in 870 m Höhe durch eine kleine Wiesenterrasse abgeschnitten; es gehört also auch diese Ablagerung in die Reihe der Deltabildungen am Rande des 870 m hoch gespannten Sees.

An dieser Stelle geht die große Terrasse des rechten Gurgltalgehanges zu Ende und es tritt der Dolomit in steilen Abfällen fast unmittelbar an die breite, versumpfte Talsohle heran. Dafür aber erscheinen, angefangen vom Weiler Strad, nunmehr dem linken Gehänge junge Bildungen in deutlicher Terrassenform vorgelagert. Durch die vom Tschirgant-Gehänge herabkommenden Gräben sind sie in einzelne Stücke zerlegt, von denen einige zu schmalen Schneiden reduziert sind, die scharf vom anstehenden Gehänge absetzen; auch die Höhe dieser Kämme ist infolge beiderseitiger Abspülung nicht überall die gleiche. Die höchsten Terrassenstücke erreichen etwa 1050 m (+ 250 m), die schmalen Kämme sind rund 30 m niedriger. Das Material, aus dem diese sehr auffälligen Formen zusammengesetzt sind, ist nirgends irgendwie deutlich aufgeschlossen. Man sieht nur im Wald umherliegende Gerölle der verschiedensten Größe und vorwiegend zentralalpiner Herkunft. Ob solches Material die ganzen Terrassenkörper aufbaut oder einen Kern von Anstehendem oder eine feste Nagelfluh von der Art der Imster verhüllt, ist nicht zu entscheiden. Auf der geologischen Karte sind „Terrassensedimente“ ausgeschieden. Nach der Höhe handelt es sich um ein Äquivalent der Obtarrenzer Terrasse. Etwa halbwegs zwischen Strad und Nassereith ist auf eine längere Strecke diesen hohen Terrassenstücken eine niedrigere Terrasse als breite Rampe vorgelagert, 865—870 m hoch, aus lockeren Schottern bestehend, die aber auch nicht gut aufgeschlossen sind. Die übereinstimmende Höhe läßt auch hier ein Stück der spätglazialen Deltaterrasse vermuten.

Die Mieminger Talung. Bei Nassereith zweigt aus dem Gurgltal eine breite, von jungen Bildungen hoch aufgefüllte Talung ab, die bei Telfs in das Inntal zurückkehrt, wodurch die Gruppe des Tschirgant-Simmering und des Achbergs isoliert wird. Es ist auffallend, daß die Entstehung und die eiszeitliche Funktion dieser Mieminger

<sup>1</sup> So benannt, weil hier bayrische Händler mit ihren Tiroler Kunden zusammenkamen und „mauschelten“.

Talung bisher keine nähere Untersuchung erfahren hat. Gewiß ist sie ein Längstal, parallel zum schwach bogenförmig gekrümmten Zug der Mieminger Kette. Da aber der Tschirgant-Achberg-Zug ebenso wie die Fußregion der Mieminger aus N fallendem Hauptdolomit besteht, so liegt hier ebensowenig wie im untern Gurgltal ein einfaches Synklinaltal vor. Am ehesten könnte man an ein Bruchtal denken, das aber schon während des Eiszeitalters tief erodiert war und von einem Arm des Inn-gletschers durchflossen und ausgestaltet wurde, bevor es durch Aufschüttung mächtiger diluvialer Bildungen zu einer rund 1000 m hohen Hochfläche umgewandelt wurde. Diese Ausfüllung blieb erhalten, da ein größerer Fluß zur Ausräumung fehlte.

Meine eigenen Beobachtungen beziehen sich nur auf das Westende dieser Hochfläche zwischen Nassereith und Holzleithen. Der alte Karrenweg von Dormitz (884 m) nach Holzleithen führt durch unverfestigte Schotter zentral- und kalkalpiner Herkunft mit flachem Einfallen nach W, die in ca. 1000 m Höhe von weißer Lokalmoräne ohne Diskordanz überlagert werden. (Die Karte verzeichnet schon hier, nicht ganz zutreffend, eine Vermischungszone von lokaler und Inntaler Moräne.) Gegen O treten zentralalpine Geschiebe hinzu. Diese Moränen bilden das wellige kuppige Gelände, das prachtvolle Lärchenbestände bedecken. Die liegenden Schotter sind vermutlich als Stauschotter abgelagert zu einer Zeit, als im Gurgltal schon der Inngletscher lag, und wurden dann vom Eis der Lokalgletscher, aber auch von dem über die Schotter überströmenden Inngletscher überdeckt; sie sind also frühglazial, wie sie A. Penck nennt, der bei Holzleithen von einer Verzahnung von Schottern und Moräne spricht (19). Lokalmoräne, vielleicht einem Rückzugsstadium angehörend, zieht sich aber auch über den Schottern nach N gegen den Austritt der aus den Miemingern herabkommenden Täler hin, wie Ampferer (2) dargestellt hat. Westlich von Holzleithen bilden dieselben geschichteten Schotter, aber ohne Moränebedeckung, eine horizontale, vom Strangbach nach Nassereith hin zerschnittene Terrassenfläche in 1045 m Höhe, während die in die Schotter seicht eingeschnittenen Tälchen wieder von lokaler Rückzugsmoräne ausgefüllt sind. Weiter abwärts längs des Strangbaches findet man im steilen rechten Wiesengehänge kleine, versteckte Aufschlüsse des seit Penck mehrfach genannten Nassereither Konglomerats, von genau der gleichen Art wie das des Salvesentales, also wieder der Rest einer interglazialen Talzuschüttung, der von jüngeren Bildungen umschüttet wurde. Bei den ersten Häusern von Roßbach erschließt eine riesige Kiesgrube eckiges dolomitische Material mit schlechter Schichtung gegen das Tal herab, offenbar eine mächtige junge Gehängeschutthaldenbildung, die weithin das

steile Gehänge überkleidet. Endlich durchschneidet der Strangbach schon in breiter Wiesenau eine ganz schwach geneigte, tiefere und den älteren Schottern vorgelagerte Terrasse, auf der auch Dormitz liegt und als ein dreieckiger Vorsprung, an der Spitze 870 m hoch, mit einem etwa 20 m hohen Hang gegen das Tal von Nassereith abfällt. Der größere Teil der Terrasse liegt links vom Bache. Aufschlüsse wurden in ihr nicht gesehen. Doch wird es sich nach Lage und Höhe wohl auch um ein Delta des Strangbaches in den auf 870 m gestauten See handeln.

Die Beobachtungen über die Imst-Tarrenzer Terrasse zusammenfassend, finden wir zunächst auch hier die Dreiteilung ihres Felssockels bestätigt, die uns im Oberinntal begegnet war, wenn auch die beiden oberen Stufen auf breiten Flächen zu einer einzigen Terrasse verschmelzen. Unter Zugrundelegung der von A. Penck versuchten Altersbestimmung lag der sog. präglaziale Talboden im untern Gurgltal bei etwa 1200—1250 m, entsprechend der Terrasse von Grist unterhalb von Landeck; die beiden tieferen Terrassen würden dann als Trogböden jeweils an den Anfang der beiden älteren Interglazialzeiten zu stellen sein; d. h. nach der Mindel-Eiszeit müßte der Talboden hier bei etwa 950 m gelegen haben. Darauf muß eine Eintiefung des Tales bis unter die heutige Talsohle erfolgt sein, da das Imster Konglomerat am Ausgang der Rosengartl-Schlucht, das nach dem Grade seiner Verfestigung und gewissen Analogien wohl am besten in das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen ist, mindestens bis zu diesem Niveau (800 m) herabreicht. Dieser Erosionsperiode folgte eine Zuschüttung der Täler, deren Reste uns in eben diesem Konglomerat und in den gleichartigen Nagelfluhbildungen des untern Salvesentales und des Strangbachtalles bei Nassereith entgegneten. Auf die Riß-Vergletscherung folgte abermals eine (interglaziale) Talvertiefung bis etwa zum heutigen Niveau, da die Moränen der letzten Eiszeit bei Imst wieder das Tal bis zu diesem herab auskleiden. Eine neuerliche Talverschüttung trat aber m. E. im letzten Interglazial im Gurgltal ebensowenig wie im Oberinntal unterhalb Landeck ein. Denn die mit den jüngsten Moränen in Verbindung stehenden, sie unterlagernden Schotter kann man nicht gut als interglazial bezeichnen; sie wurden vorwiegend unmittelbar vor den neuerlich vorrückenden Eisströmen abgelagert und gehen nach oben in Moräne über, wurden also sofort von dieser, bzw. dem Eise überlagert. Das ist der Fall, den Penck (18, S. 100) als eine der beiden möglichen Beziehungen zwischen Innschottern und Hangendmoränen definiert; doch beschränkt er sich hier auf die kleineren Lokalglotcher. Übrigens ist die Verbreitung dieser sog. Terrassensedimente hier wie auch im Oberinntal bisher viel zu groß angegeben worden; denn vielfach

handelt es sich auch hier entweder um echte oder um umgelagerte Moränen. Vielleicht aber geht in vielen Fällen diese Überlagerung von Moräne über Schotter auf einen neuerlichen Vorstoß der Lokalgletscher zurück, die nach beginnendem Rückzug des Hauptgletschers mehr Raum für ihre Ausbreitung gewannen, also um das, was H. Schar dt einmal im Rhônegebiet als Rekurrenzphase (der Juragletscher) bezeichnete. An eine selbständige Schlußvereisung braucht man in diesen Fällen nicht zu denken. Einer noch späteren Rückzugsphase gehören die Ufermoränenwälle bei Starkenberg an. Als dann der Inngletscher noch weiter zurückgegangen war, die Lechtaler Gletscher aber noch auf den Terrassenflächen lagen und vielleicht noch Pitztaler Eis den Inndurchbruch bei Karres ganz oder teilweise blockierte, bildete sich im Gurgltal bis oberhalb Nassereith und im Inntal, soweit eben der Inngletscher zurückgewichen war, jedenfalls nicht weit oberhalb der Gurgl-Mündung, ein Stausee mit einer Spiegelhöhe von 870 m, in den die einmündenden Bäche an vielen Stellen Deltas hineinbauten und in dessen inneren Teilen Bändertone aus Grundmoränenschlamm abgelagert wurden<sup>1</sup>. Dieser See konnte seinen Abfluß nur durch die Innenge von Karres finden, die aber erst von dem Zeitpunkt an, als der Seespiegel auf etwa 780 m gesunken war, zur heutigen Tiefe erodiert wurde. Die Tatsache, daß die Schotterterrasse von Arzl-Wald, soweit sie eine nahezu horizontale Fläche darstellt, gleichfalls bis ungefähr zur Höhe von 870 m hinaufreicht, scheint darauf hinzuweisen, daß auch das Niveau dieser Aufschüttung durch die Existenz eines in dieser Höhe gespannten Sees im Gurgl-Inntal reguliert wurde, wenn es dabei auch nicht zu eigentlicher Deltabildung, sondern zu Schwemmkegelaufschüttung vor dem Eisrand oder zwischen den Eiszungen kam.

#### Literaturnachweise.

1. O. Ampferer, Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. Jb. Geol. R. A. 1905.
2. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Z. f. Gletscherkde III. 1908.
3. — Beiträge zur Glazialgeologie des oberen Inntales. Jb. Geol. R. A. 1915. Wien 1916.
4. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte. Blatt Lechtal und Blatt Zirl-Nassereith. Wien 1924.
5. — Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Jb. Geolog. Bundesanst. 1930.

<sup>1</sup> Wehrli (26), der die Deltaschotter nicht kennt, beurteilt die Spiegelhöhe eines Stausees im Gurgltal nach der Höhenlage der Bändertone zu 800 m, was natürlich nicht ausreichend ist. Doch scheint die untere Terrasse im Inndurchbruch bei 780 m auf die längere Dauer eines Seespiegelstandes in diesem Niveau hinzuweisen.

6. O. Ampferer, Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jb. Geol. Bundesanst. 1930.
7. H. Börner, Vergleichende Talgeschichte des Montafon und Paznaun. Z. f. Geomorph. VI. 1931.
8. A. Burchard, Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen. Forsch. z. d. LVkde XXV, 2, 1927.
9. J. Cadisch, Zur Talgeschichte von Davos. Jber. naturf. Ges. Graubündens, N. F. 44, 1925/26.
10. K. Diwald, Die Lösung hochalpiner Formen (Morphogenese des oberen Rosannagebietes) und ihre Beeinflussung durch die Eiszeit. „Die Eiszeit“ IV. 1927.
11. W. Hammer, Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. Verh. Geol. R. A. 1912.
12. R. v. Klebelsberg, Das Antlitz der Alpen. Zeitschr. D. Geol. Ges. LXXVII. 1925. Abh. Nr. 3.
13. — K. Diwalds glazialmorphologische Forschungen und Anschauungen. Z. f. Gletscherk. XVII. 1929.
14. — Zur Frage der „Schlußeiszeit“ in den Alpen. Z. f. Gletscherkde. XX. 1932.
15. N. Krebs, Die Ostalpen und das heutige Österreich. II. Stuttgart 1928.
16. R. Leutelt, Über Diwalds morphologische Arbeiten. Geol. Rundsch. XX. 1929.
17. F. Machatschek, Morphologische Untersuchungen in der Innerschweiz und Graubünden. Mitt. geogr.-ethnogr. Ges. Zürich XXVII. 1928.
18. A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. Abh. preuß. Ak. d. Wiss. Jg. 1920, Berlin 1921.
19. — Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzber. preuß. Ak. d. Wiss. phys.-naturw. Kl. XX. 1922.
20. — Das Antlitz der Alpen. „Die Naturwissenschaften“ XII. 1924.
21. A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Leipzig 1902.
22. O. Reithofer, Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jb. Geol. Bundesanst. 1931.
23. W. Schmidt, Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. geol. B. A. 1922.
24. J. Sölch, Zur Geographie des Arlbergs. In „Gedenkboek etc. R. Schuiling“. Groningen 1924.
25. A. Spitz und G. Dyrenfurth, Die Engadiner Dolomite. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. 44, 1917.
26. H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. Geol. Bundesanst. 1928.
27. H. v. Wolf, Morphologische Forschung in den Alpen. Freie Wege vergleichender Erdkunde (Drygalski-Festschrift). München 1925.

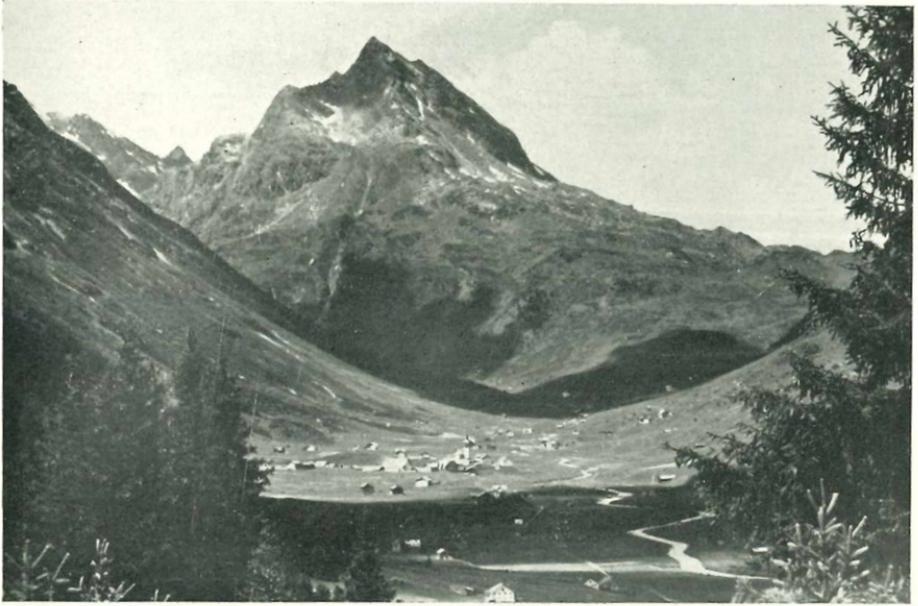


Abb. 1. Talschluß von Galtür, überragt vom Ballunspitz.

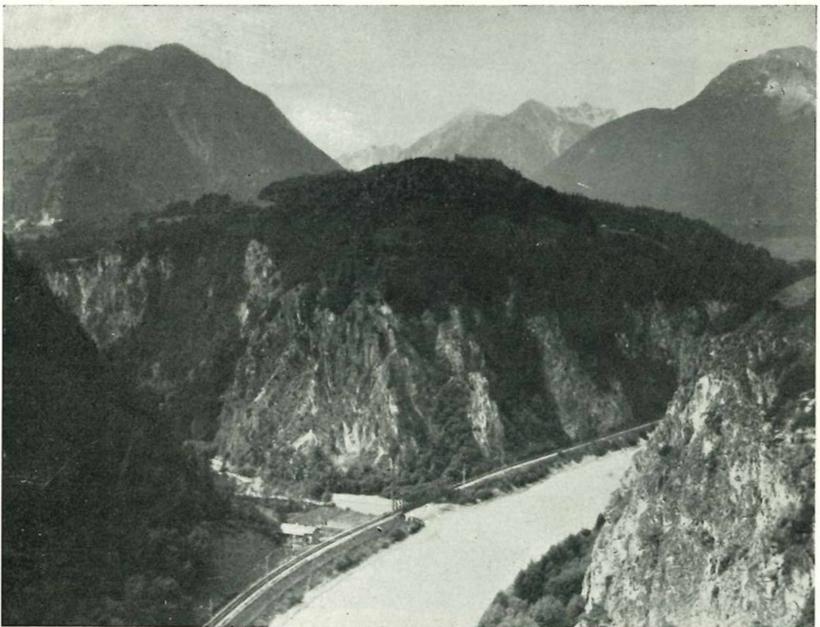


Abb. 2. Terrasse von Grins gegen die Lechtaler Alpen.



Phot. Lichtenecker.

Abb. 1. Der Inndurchbruch von Karres, nach O gesehen. Im Mittelgrund rechts die Terrasse von Arzl und Wald.



Phot. Lichtenecker.

Abb. 2. Der Inndurchbruch von Karres mit der Mündungsschlucht der Pitztaler Ache, nach W gesehen.

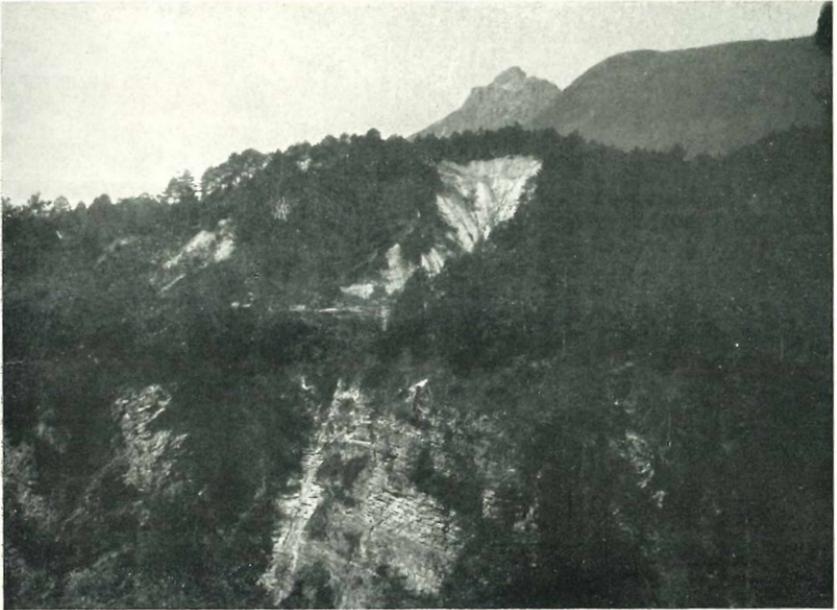


Abb. 1. Rechtes Gehänge der Salvesenschlucht. Schotter und Moräne über Hauptdolomit.



Abb. 2. Ausgang der Salvesenschlucht bei Altstarkenberg. Im Hintergrund die Heiterwand, davor rechts der Abhang des Rauchbergs mit den zwei Nasen.



Phot. Lichtenecker.

Abb. 1. Blick auf die Terrassen beiderseits der Salvesenschlucht.

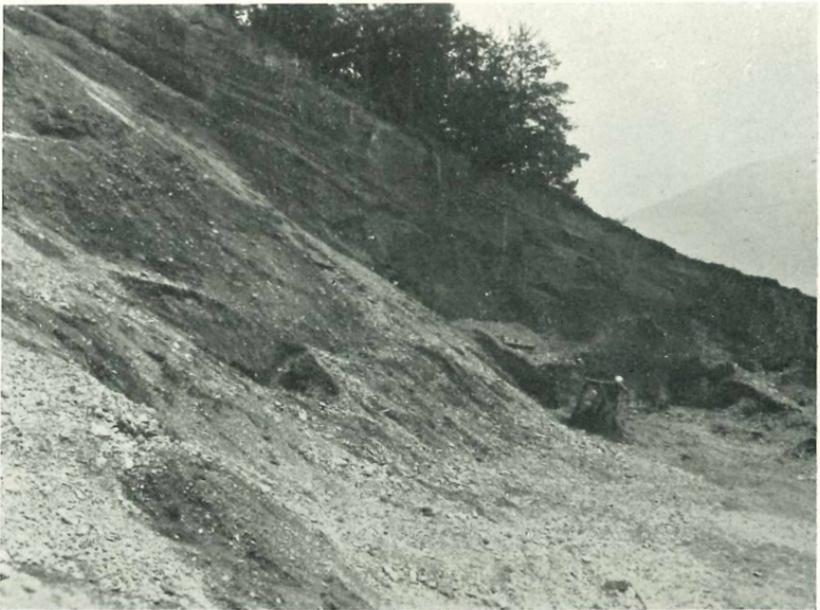


Abb. 2. Deltaschotter bei der Mauschelmühle.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1933

Band/Volume: [76](#)

Autor(en)/Author(s): Machatschek Fritz

Artikel/Article: [Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. 5-48](#)