© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Veröffentlichungen
des Museum Ferdinandeum
in Innsbruck. Heft 1.

Südtiroler Geomorphologische Studien.

Die Höhen zwischen Eisak- und Sarntal (Villanderer Alpe—Ritten)

von

R. Klebelsberg.

Gedruckt mit Unterstützung der Emergency Society for German & Austrian Science & Art in New-York.

INNSBRUCK
Verlag des Museum Ferdinandeum
1922.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

I. Geographisch-orographischer Ueberblick.*)

Vgl. hiezu Österr. Spezialkarte 1 : 75.000, Blätter Nr. 5347 (Klausen) und 5346 (Meran), und eine Übersichtskarte kleineren Masstabes. — Höhenangaben, die auf der Spezialkarte nicht enthalten, sind den Aufnahmsplänen 1 : 25.000 entnommen. Die meisten Oertlichkeiten sind auf der beigegebenen Skizze verzeichnet.

In weitem Bogen faßt der Hauptkamm der Sarntaler Alpen das Sarntal ein. Der Bogen holt in elliptischer Krümmung nach Norden aus. In seinem Scheitel, am Penser Joch, ist das Gebirge zu einer breiten flachen Senke (um 2300 m) erniedrigt, in den Seitenstücken des Bogens hat es seine Hauptentwicklung: Weißhorn (2707 m) — Hirzer (2785 m) — Iffinger (2553 m) im Westen, Tagwaldhorn (2706 m) — Jakobspitze (2745 m) — Kassianspitze (2583 m) im Osten. Die Konstanz der Höhen ist sehr auffällig.

Für die Strecken der genannten Gipfel hat die Kammregion den Charakter beginnenden Hochgebirges, schrofige Gipfel, schuttbedeckte, nur erst zum Teil felsige Einschartungen. Fast in gleicher geographischer Breite laufen die Schrofenkämme beider Seiten nach Süden hin aus; im Westen am Missinteiner Joch (2127 m) und Naifer Paß (2034 m) im Osten beim Latzfonser Kreuz (2302 m). In auffälligem Wechsel der Formen schließen nach Süden zu sanftere, breitgerundete oder flächenhafte Bergformen an, die sich kilometerweit nach Süden erstrecken, ehe stärkerer Abfall zur Tiefe eintritt, im Westen der Höhenzug des Kreuzjochs (2087 m), im Osten jener der Villanderer Alpe und des Rittnerhorns (2261 m). Im Westen ist der Formenwechsel mit einer starken Erniedrigung des Gebirges verbunden, auf 1 km Strecke sinkt die Kammhöhe von 2600 auf 2100 m ab, im Osten ist die Erniedrigung kaum halb so stark und nach einer 6 km breiten Einsenkung erhebt sich das Gebirge im Villanderer Berg (2511 m) wieder fast zur Höhe des letzten Schrofengipfels, der Kassianspitze, ohne gleichsinnige Aenderung im Formcharakter — dieser bleibt trotz der Erhö-

*) Vorliegende Arbeit ist die zweite Veröffentlichung der in der Zeitschrift des Ferdinandeums III. Folge, 56. Heft, 1912 begonnenen Folge „Südtiroler geomorphologische Studien". Der jene erste Veröffentlichung („Das mittlere Eisaktal" I. Teil) abschliessende II. Teil wird später erscheinen.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

hung breit gerundet - flächenhaft, nur einseitig mit Felsabbrüchen. Erst weitere 6 km südlich tritt hier im Streichen des Gebirges stärkerer Abfall zur Tiefe ein, am Hund (2072 m; Schwarzseespitze der Karte).

Der Wechsel im Formcharakter erfolgt, ohne daß die Tiefenlinien der angrenzenden Haupttäler von der Kammlinie weiter abrücken. Trotz der zunehmenden Vertiefung der Täler in gleicher Richtung entwickelt sich der Gebirgskamm mehr in die Breite, die Ausprägung seiner Firstlinie wird schwächer, statt der scharfen annähernd symmetrischen Gratschneide von früher ist es nunmehr ein ausgesprochen asymmetrischer, nur einseitig schroffer Kammrand oder die unscharfe Scheitelpartie stumpfer Rücken und Kuppen.

Mit jenem südöstlichen Teile der Sarntaler Alpen, der von der Kassianspitze in flächenhafter Kammentwicklung zwischen unterem Eisak- und Sarntal bis in die Weitung von Bozen vorführt, befaßt sich die vorliegende Arbeit.

Das Gebiet gliedert sich orographisch in das „Hochland" der Villanderer — Rittner Alpe, von der Kassianspitze bis zum Hund, 2500 — 1900 m. ü. M., und daran, nach steilem Abfall anschließend, die breite im einzelnen reich gegliederte „Mittelgebirgslandschaft" (im Sinne der Talbewohner) des Ritten, von Pemmern bis Oberbozen, 1500 — 1100 m. ü. M.

Das „Hochland" beginnt am Jocher Berg (2396 m), den ein niedriger Felsgrat mit der Kassianspitze verbindet. Von da verläuft der Kamm mit dem NW-Rande der Jocher-Alpe (Punkte 2250, 2191, 2167) längs des Gedrumtales absteigend SW gegen Guflreit (2162 m) und zum Mentlstein (Sp. K. 2092*). Von hier steigt die Kammlinie mit einem stumpf erhabenen Rückenstück (2225 m) wieder etwas an zum Sattel Am Toten (2194 m), dann mit raschem Aufschwung zum Villanderer Berg (2511 m). Von der Kammlinie nach Osten (SO) führen sanfte, wellige bis flächenhafte Abdachungen bis zu 5 km weit (rechtwinklig zur Streichungsrichtung gemessen) gegen das Eisaktal vor, das sind die Flächen der Jocher- (d. i. der kleinere nördliche Anteil, der zur Gemeinde Latzfons gehört) und Villanderer Alpe (der größere südliche Anteil, Ge-

* Der Name rührt davonher, dass hier vor ca. 50 Jahren einmal Murmeltein (Murmeltiere) ausgesetzt worden sind; der Kartograph hat einen „Wendelstein" daraus gemacht.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

meinde Villanders*), um dann mit scharfer Randlinie abzuschneiden, die, aus der Tiefe des Eisaktals gesehen, den Kamm des Gebirges vortäuscht. Dieser untere Höhenrand setzt im Gamberg (2150 m), SO des Jocher Bergs, ein und verläuft bei 2000 — 1800 m durch die obersten Verzweigungen des Thinnebach-Tales (Rot-, Finken-, Vildarbach, letzterer auf der Höhe Moosbach genannt) zum Villanderer Samberg (1829 m). Zwischen den tief eingerissenen Schluchten des Rot- und Finkenbaches springt der Höhenrand am Pfreiner Nock (1927 m) weit vor, vom Finken- zum Rotbach wird er von dem scharfen Abbruche der Rafuschgelwiesen gebildet, der dann wieder weitvorführende Rücken des Sambergs trägt die Alpenwiesen Foggay. Südlich letzterer schneidet der Zargenbach ein, der oberhalb Waidbruck in den Eisak mündet. Südlich des Zargenbaches folgen noch die Wiesenböden des Angerle (um 1800 m) und Angerle-Leger (1760 m). Jenseits der Kammlinie Am Toten gehört noch die Gegend Seeberg der Hochlandschaft an.

Vom Villanderer Berg läuft der Kammrand, mit bis 500 m tiefem Steilabbruch zum Sarntal, sanfter Abdachung nach SO bis O, im Bogen zur Sarner Scharte (2462 m), von da rascher absteigend gerade südwärts zum Gamser Berg (2150 m). Die Funktion der Wasserscheide aber geht vom Villanderer Berg auf einen stumpfen, nur NO steiler abböschenden Rücken über, der nach SO zum Gasteiger Sattel (2057 m) zieht. Zwischen ihm und dem Kammrand der Sarner Scharte liegt ein weites wenig gegliedertes sanftes Abdachungsgelände (Platten-, Schönberg-, Gasteiger-, Scheiben- und Schart-Alpe, hier zusammengefaßt unter dem Namen „Gasteiger Alpe" weiteren Sinnes), in dessen sonst ausgeglichenem Relief median die SO- ge-

* Die Bezeichnung „Villanderer Alpe" bedarf für ihre Verwendung einer etwas willkürlichen Präzisierung, da eine solche sonst nicht klar gegeben ist. Es wäre am einfachsten, die Grenzen nach jenen des Anteils der Gemeinde Villanders zu nehmen, doch würde sich dann der Bereich weit über die natürlichen orographischen Grenzlinien hinweg bis auf die Sarner Scharte und gegen Windlahn hinab dehnen. Für die Zwecke der vorliegenden Arbeit wurde daher die Reichweite des Namens auf das Alpengebiet der Gemeinde Villanders innerhalb der Wasserscheide des Eisaktales (gegen das Sarntal) beschränkt. Die Karten ziehen dem Namen noch engere Grenzen, sie beschränken ihn auf den Teil zwischen Zargen- und Moosbach und rechnen die Rafuschgelwiesen, die Mooswiesen und Gufreit nicht mehr dazu, während diese im Sinne der Villanderer gerade die Hauptteile ihrer „Alm" sind. Für die Villanderer selbst besteht die Bezeichnung „Villanderer" Alm naturgemäss eigentlich überhaupt nicht, wie derartige Namen ja allgemein von der Nachbarseite aus geprägt werden.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

richtete Talung der Schenant-Alpe einschneidet, die vom Tanzbach durch den tiefen Windlahngraben zur Talfer (Sarntal) entwässert wird.

Vom Gasteiger Sattel, weiter nach Süden bildet zunächst der breite flachkuppige Sattelberg (2180 m) den ungefähr medianen Höhepunkt einer an 3 km breiten Rückenwölbung. Auf seiner dem Eisaktal zugekehrten sanften Abdachung liegt die Barbianer Alpe (unterer Höhenrand 2050 — 1850 m), ein Randpunkt ist der Florberg (1944 m). Südlich des Sattelbergs schließt, aus der Mediane merklich nach Osten gerückt, die stumpfe, nur NO schrofig angebrochene Höhe des Rittnerhorns (2261 m) an, die nur mit obersten 60 Metern etwas steiler über die fast 2 km weit flach westwärts vorführende Rittner Alpe aufragt (westlicher Abbruchrand 2000 — 1900 m). Die Rittner Alpe dacht nach Süden sanft zum Sattel beim Unterhorner (2044 m) ab, der im Scheitel des Gonder- (östlich zum Eisak unterhalb Waidbruck) und Gießmann-Grabens (Osterbach, westlich zur Talfer) liegt.

Südlich des Sattels beim Unterhorner erhebt sich das Hochland nochmals um weniges zu seinem Ende im Streichen des Kammes, der flachen stumpfen Kuppe des Hund (Schwarzseespitze 2072 m). Dieselbe fällt nach Westen mit kurzem Steilhange zur breiten flachen Schulter „Auf der Schön" (1940 — 1880 m) ab. Weiter westwärts dacht das Gebirge zu dem breiten flachen Roßwagen-Sattel (1711 m) ab, von dem ein breiter, flacher Rücken, der Sam (1804 m), gegen das Sarntal vorführt. Auch im Osten liegt der Hund-Höhe eine ziemlich breite Verflachung (mit der „Schwarzen Lacke", bis 1950 m) vor, 200 m tiefer der steil zum Eisaktal abbrechende Saubacher Kofel (1769 m); in dessen Abhang ist der Diktele-Graben gerissen.

An den Südabfall des Hund schließt bei Pemmern (1532 m) die Mittelgebirgs-Landschaft des Ritten an. Eine mediane breit gerundete Kammregion führt fast in gerader Linie wie bisher weiter gegen SSW und bricht mit dem Krummeck (1113 m), SSO von Oberbozen, zur Tiefe von Bozen (240 m) nieder.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

II. Geologischer Ueberblick.*)

Der nördlichste Teil des Hochlandes, die Südabdachung des Jochberges, liegt in phyllitischen Schiefern mit Gneiseinlagerungen. Aber schon ½ km südlich des Berges setzen mit scharfer Grenze (Störungsfläche) violettrote Porphyrtuffe ein, welche nun zusammen mit Porphyrlaven in weiter Ausbreitung den Boden der Jocher Alpe und der südlich anschließenden Teile der Villanderer Alpe (Guflreit, Mooswiesen) liefern, von jüngerer Schuttbedeckung abgesehen. Gegen den Ostrand der Höhe, bei der Steiner Alpe (2075 m), auf den Rafuschgelwiesen (um 1900 m) und auf Foggay (1900 — 1800 m) kommt darunter in normaler Unterlagerung wieder der Schiefer hervor; am Moosbach folgt unter ihm schon bald der Klausner Diorit**). An den Abhängen zum Gedrumtal herrscht vorwiegend massiger Porphyr. Die andere, westliche Seite von Gedrum liegt fast ganz in Schiefer. Die stumpfen Rücken beiderseits Seeberg und der Talboden hinter den Seen werden vom Schiefer gebildet. Das Gschwendjöchl (2087 m, W) und der Sattel Am Toten (2194 m, O) liegen genau an der Grenze des Schiefers gegen die Porphyrdecke des Villanderer Bergs (2511 m), welche SO des Sattels Am Toten mit steilem Hange zu den Mooswiesen abböscht. Mitten durch diese Böschung aber greift der Schiefer der Unterlage an dem Uebergangspunkte 2157 bis auf die Höhe durch, um auch noch an der sanften südseitigen Abdachung (Schönberg) Anteil zu nehmen. Aehnlich steigt auch im Gasteiger Sattel die Schieferoberfläche gegenüber ihrer tieferen Lage in der Umgebung bis auf den Kamm des Gebirges an. Die Höhen südlich des Gasteiger Sattels, Sattelberg und Rittnerhorn, liegen in südwärts rasch zunehmender Mächtigkeit ganz in Porphyrgestein (Laven und Tuffen). Die Schiefergrenze steigt SO vom Gasteiger Sattel mit der Fußlinie steiler Hänge über das „Sattele" (am Nordostfuß des Florbergs) gegen Dreikirchen (1120 m) ab — an der Brücke über den Diktelebach bei Saubach schneidet sie der Weg von Waidbruck auf den Ritten — und erreicht bei der Törggeler Brücke (nächst der Südbahnhaltestelle Kastlrut) die Tiefenlinie des Eisaktals.

*) Genaueres wird in den Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt Wien 1922 mitgeteilt werden.

**) vgl. Teller. Geol.-petrogr. Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen. Jahrb. d. Geol. Reichs-Anst. 1882, S. 589—641.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

An der Sarntaler Seite steigt die Schiefer-Porphyr-Grenze vom Gschwendjöchl rasch zur Waldhütte in der Gröll (1700 m), von da in geringer weiterer Senkung zu den obersten Höfen von Riedelsberg, dann wieder steil zum Schlosse Reinegg bei Sarntein ab. Alles südlich dieser Linie, bis zur Vereinigung des Eisak- und Sarntals, liegt in Porphyr. Hier gibt im Allgemeinen nur mehr die Eruptionsfolge, der Wechsel von Laven und Tuffen und ihr Lagerungsverhältnis Anhaltspunkte für die geologische Orientierung. Einzelne größere, für weitere Strecken verfolgbare und morphologisch bedeutsame Tuffhorizonte werden wir gelegentlich der morphologischen Darstellung kennen lernen. Die geologische Abdachung ist im Allgemeinen mit der orographischen nach Süden gerichtet; in der Zone von Pemmern tritt zum allgemeinen Schichtabdachen nach Süd wahrscheinlich noch besondere tektonische Absenkung hiezu. Nach Süden fortschreitend kommt man daher in zunehmend höhere, jüngere Porphyrniveaus, bis schließlich auf dem Ritten über dem ganzen Porphyrkomplex die permotriadische Schichtfolge beginnt. Dieselbe ist zur Hauptsache allerdings nur mehr mit ihrem untersten Gliede, dem Grödner Sandstein, erhalten, in kleinen zerstreuten Denudationsresten aber kommen auch noch Bellerophon- und Werfner Schichten und Mendeldolomit vor (s. Verhandlungen d. Geol. Reichsanstalt Wien 1919, S. 71 — 78).

III. Die Grundgebirgsoberfläche.

Wiewohl der Uebergang von der Hochgebirgsform zur flächenhaften Erstreckung annähernd mit dem Auftreten porphyrischer Gesteine zusammenfällt, zeigt bereits der geologische Ueberblick, daß es sich bei dem Formwechsel nicht um eine rein selektive Erscheinung handeln kann. Die Hochlandsoberfläche sowohl wie jene des Ritten halten sich nicht irgendwie konstant an strati- (petro-) graphische Horizonte, sondern schneiden, namentlich erstere, die geologischen Grenzen, wechseln vom Schiefer- in den Porphyrbereich, innerhalb des letzteren von Tuffen in Laven, von einem Gliede der Eruptionsfolge ins andere, am Ritten findet Wechsel von Porphyr zu Grödner Sandstein statt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Wie von petrographischer so kann auch von tektonischer Selektion im Großen nicht allgemein die Rede sein. Solche ist wohl mit im Spiele bei dem Niveauabstand der Rittner Mittelgebirgslandschaft von dem Hochlande, indem sich die morphologische Grenzzone beider an eine Zone auch tektonischer Erniedrigung *) hält. Innerhalb jedes der beiden Gebiete selbst jedoch geht die Flächenentwicklung unbekümmert über die tektonischen Grenzen hinweg, soweit solche nachgewiesen oder wenigstens wahrscheinlich gemacht werden können: sie schneidet, ausgesprochen übergeordnet, die Grenze zwischen Schiefer und Porphyrtuff am Jocher Berg, indem sie gleichmäßig von dessen Höhe gegen Guflreit absteigt, setzt unverändert über die, tektonische, NW-Grenze des Porphyrkomplexes der Villanderer Alpe ins Schiefergebirge jenseits des Gedrumtales und auf Seeberg hinüber, und sie wird auch durch die tektonischen Störungen im Dioritgebiete der Thinnebach-Täler nicht irgendwie wesentlich alteriert, indem sie drüben an der Südabdachung des Kammes von der Lorenzispitze zum Angerberg korrespondierend wiederkehrt.

Die Flächenentwicklung wird auch nicht grundsätzlich beeinflußt durch ältere Formbildungen, wie sie für die präporphyrische Schieferoberfläche nachgewiesen oder wenigstens wahrscheinlich gemacht werden können: sie geht ganz unkonform über die eigentümlichen Schieferaufragungen am Kamm SO des Villanderer Bergs und am Gasteiger Sattel hinweg, tritt im Bereich der Villanderer und Jocher Alpe von der Schieferoberfläche allmählich in die Porphyrplatte ein und ist im gleichen Niveau wie mit der Schieferoberfläche nördlich des Zargenbaches südlich im Porphyr der Barbianer Alpe entwickelt. Am Ritten macht sich die alte (permische) der stratigraphischen folgende morphologische Porphyroberfläche wohl stark geltend in der Herausbildung des Unterrandes der Mittelgebirgslandschaft, der fast durchaus jener folgt, im übrigen aber besteht auch hier Unabhängigkeit der jüngeren Formentwicklung von der älteren.

Die Hochlandsoberfläche ist demnach allen älteren geologischen Oberflächensystemen ausgesprochen übergeordnet: sie verläuft sou-

*) vgl. Verh. G. St. A. 1922.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

verän über petrographische, stratigraphische, tektonische und ältere morphologische Grenzen.

Aus diesen Beziehungen geht hervor, daß die großen Züge der Oberflächengestaltung durch Abtragungsvorgänge geschaffen wurden, die in grundsätzlicher Unabhängigkeit von Gebirgsbau und der älteren geologischen Entwicklungsgeschichte, nur mit regionaler Anpassung daran, fortgeschritten sind. Damit soll nicht die Meinung vertreten werden, daß größere selektive Abhängigkeit derartige systematisch-morphogenetische Bedeutung ausschlösse. Auch wenn die ganze Oberflächenlandschaft selektiv verliefe, würde erst noch ihre Einpassung in den, nicht selektiven, morphologischen Rahmen der Umgebung ihren allgemeinen entwicklungsgeschichtlichen, nicht nur selektiven, Rang erweisen.

„Hochland" und „Mittelgebirgslandschaft" (im Sinne der Einheimischen) stellen ihrem bedeutenden Höhenunterschied nach getrennte, wesentlich altersverschiedene Etappen der Talentwicklung vor: das Hochland Reste der höchsten, ältesten im Gebiete noch einigermassen flächenhaft erhaltenen Gebirgsoberfläche, die Mittelgebirgslandschaft solche einer beträchtlich tieferen, jüngeren.

A. Das Hochland.

I. Die Jocher Alpe.

Die Hochlandsfläche setzt ein am Jocher Berg. Dessen Gipfel (2396 m) gehört südseitig schon der Flächenlandschaft an, nordseitig noch dem Gebirge im Norden mit seinen beginnenden Hochgebirgsformen. In sanfter gleichmäßiger Abdachung (14 %) senkt sich die Oberfläche vom Jocher Berg nach Süden, zur Jocher Alpe. Die seitlichen Begrenzungslinien der Fläche divergieren vom Berge weg wie die Seiten eines gleichschenkeligen Dreiecks. Sie sind als deutliche Kanten gegenüber ungleich steilerem Gehänge unterhalb ausgebildet, das NO zum Blankenbach, NW ins Gedrumtal abfällt. Die Abdachung hält bis an 2220 m ungefähr gleichmäßig an, dann verflacht sie noch mehr, stellenweise bis fast zur Verebnung. An der Kammlinie im NW vermindert sich die Wölbung wiederholt bis auf ein Minimum, bei P. 2191 z B.. und auf dem Steinboden (2171 m), ebenso auf

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

dem breiten Riedel zwischen Rot- und Finkenbach von 2150 bis 2070 m. Gegen den südwestlichen Talzweig des Rotbachs streichen die fast verebneten Flächen, nördlich bei 2100 m, südlich bei 2110 bis 2090 m unvermittelt über steileren Hängen aus und lassen inzwischen eine bis zu mäßiger Tiefe eingesenkte Talung frei. Der breit gewölbte Kammrand im NO verflacht bei 2150 m etwas stärker, beschreibt dann eine kleine seichte Senke und erhebt sich aus dieser wieder zu der sanften Rückfallskuppe des Gampbergs (2150 m). Mit diesem und seinen sanften SW-Abhängen setzt die Hochlandsfläche nach SO hin scharf ab über steilem tieferen Gehänge, das mit einer nicht weiter verfolgbaren Gesimsebildung bei 1930 m, sonst fast ununterbrochen gegen Runggallen (2100 m) abfällt. Der Abfall nach NO, zum Blankenbach, ist auf der ganzen Länge noch steiler und gleichmäßiger.

Gleich südlich des Jocher Berges ist aus der sanften Abdachung eine kleine hufförmige, seichte, dabei relativ breite, nach SO offene Bucht ausgenommen mit flachem Boden, mäßig geneigten Rück- und Seitenhängen. Am Vorderrande des Bodens, wo die Jocher Saltnerhütte (2240 m) steht, ragen flachwölbig zugeschliffene Felsbuckel vor, rück- und seitwärts davon sind wenig überhöhte moorige Flecken aufgestaut. Die Bucht trägt mit ihrer wenn auch noch so seichten Felsbeckenbildung glaziale Formgestaltung, durch lokale Vergletscherung, zur Schau. Der Anlage nach stellt sie den rückwärtigen, abschließenden Erosionsrand einer keinerlei glaziale Züge aufweisenden leicht gegliederten Talmulde in der Hochlandsfläche vor, aus der der nördliche Zweig des Rotbaches kommt. Die Talmulde fügt sich, wenn schon erst nachträglich herausgebildet, noch in den Rahmen der Hochlandsfläche ein. Einseitig (W) kommen zwar schon steilere Böschungen zustande, das Gehänge der anderen Seite aber (O) neigt sanft und gleichmäßig, nur wenig steiler als oben am Jocher Berg zur Tiefenlinie, bis etwa 1960 m. Erst kurz oberhalb der Vereinigung mit dem südwestlichen Zweige des Rotbachs schneidet das Gerinne stärker ein, um nun rasch zu der steil eingerissenen, stark vertieften Furche des vereinigten Rotbaches überzuleiten. Im Winkel der Talvereinigung ist noch in Form eines flach vortretenden Absatzes (2000 — 1980 m) ein Rest der alten Felssohle erhalten, auf der hier früher, am Ende der Funktionszeit der Hochlandsfläche,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

die Vereinigung stattfand. Nur oberseitig und von SW her betrachtet scheint dieser Absatz ganz in Akkumulationen zu liegen, Blößen am Ostabhange erschließen die Felsunterlage (Schiefer).

Der südwestliche Talzweig des Rotbaches schneidet, wie erwähnt, schon beiderseits mit steilen, vorerst immerhin niedrigen (40 — 60 m) Hängen in die sanft abdachende, stellenweise fast verebnete Fläche der Jocher Alpe ein. Seine Sohle aber verläuft im Längsprofile bis knapp vor jenen Felsabsatz korrelativ mit diesem so flach, daß man auch diese Eintiefung noch der Hochlandschaft zuzählen kann, jedoch schon im letzten Stadium ihrer morphologischen Funktionsperiode. Dabei ist für die Tiefe der Einschneidung und die heutige Sohlenlage ein selektives Moment maßgebend: Unterschneidung und Steilhänge liegen in der leicht erodierbaren Porphyrtuffdecke, die flache Sohle ist der Schiefer-Oberfläche genähert. Stärkere, tiefere Unterschneidung, die den jähen Hauptgefällsbruch zum vereinigten Rotbache bringt, beginnt auch hier erst bei zirka 1960 m.

Aber auch nach Abzug dieser — erst späteren, nur im weiteren Sinne noch gleichalterigen — Gliederung bleibt für den Formcharakter des Hochlandes im Gebiete der Jocher Alpe noch ein beträchtliches Bewegungsmoment übrig. Nur beschränkte Stellen der Fläche sind vollkommen ausgeglättet oder verebnet, im Uebrigen wechseln nicht nur im Kleinen Erhabenheiten und Vertiefungen, sondern auch die — später tiefer eingeschnittenen — Gerinne des Rotbaches sind, breiter, flacher und sanfter, schon über dem Unterschneidungsniveau in der Hochlandsfläche vorgebildet. Die breitgerundeten bis abgeflachten Riedel, die diese alten Mulden trennten, sind fast unversehrt erhalten geblieben, die Muldensohle hingegen ist vertieft worden.

Dieselben Grundzüge der Oberflächengestaltung herrschen auch in dem größeren südlich angrenzenden Einzugs- und Erosionsbereiche des Finkenbachs, der den Bereich der Jocher Alpe (Gemeinde Latzfons) von dem der Villanderer Alpe (Gemeinde Villanders) trennt. Die obersten Verästelungen des Finkenbaches — sie greifen bis nahe an den Kammrand gegen Gedrum zurück — schneiden allmählich zunehmend 20 — 40 m in die darüber hinweg streichende Hochlandsfläche ein. Allenthalben läßt auch diese schon in ihrem Zuge leichte Einsenkungen erkennen. Nur eben die Gerinne sind

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

um soviel vertieft, die Einmuldungen im Großen bestehen schon in der Hochlandsfläche und ihre nur wenig höheren Sohlen ergeben sich aus der Verbindung der merklich sanfteren Hangprofile über der etwas steiler eingeschnittenen tieferen Furche. Noch mehr aber als das geringe Ausmaß der Unterschneidung im Querprofile erweist der für lange Erstreckung flache und gleichmäßige Verlauf des Längsprofils bei unbedeutend erniedrigter Höhenlage die Zugehörigkeit auch der tieferen Talrinne noch annähernd zum Systeme der Hochlandsfläche. Auch das selektive Moment ist wieder im Spiele; ähnlich wie am Rotbach ist die Unterschneidung, besonders in den obersten letzten Verzweigungen, vornehmlich im Porphyrtuff gelegen, der der Schieferoberfläche auflagert, während die Sohle dieser nahe liegt. Die beiden Hauptäste (Gefälle 10 — 14 %) vereinigen sich bei 1940 m zu einem bis 30 m breiten ganz sanft eingesenkten und fast ebenen (nur mehr 5 % Gefälle) Wiesentälchen, dessen Bach in kleinen Mäandern über vermutlich unmittelbar autochthonen Schieferschutt fließt. Bei 1920 m streicht die Schiefersohle frei aus und der Bach verläßt sie mit kleinem Wasserfalle in kurzer Klamm. An 30 m tiefer aber verflacht das Längsprofil zunächst noch einmal — vielleicht selektiv auf dem Diorit, dessen Oberfläche man ein paar Hundert Meter weiter talaus WNW in den Berg hineinsetzen sieht — erst dann folgt, noch jäher als am Rotbach der definitive große Gefällsbruch: ein wilder, steil eingerissener unwegsamer Graben, ganz in Diorit, führt mit einem Gefälle von durchschnittlich 50% hinab zur Vereinigung (1168 m) mit dem Moos-(Vildar)bach.

Auf der Strecke zwischen Rot- und Finkenbach ist der Rand der Hochfläche durchaus deutlich ausgeprägt, teils in stark konvexer Profilkrümmung, teils als scharfe Kante oberwärts flachen glatten Terrains mit sehr steilen schrofigen Hängen unterhalb. Er liegt SW der Stelle, wo der Rotbach das Hochland verläßt, in 2090 m, und verläuft an der Margger Hütte (2080 m) vorbei SO zu dem breit gerundeten flachen Vorsprung bei der Steiner Hütte (2080 — 2060 m). Von da führt nach nur kurzem (60 m) Abfall ein zirka 700 m langes mäßig zugeschärftes Kammstück fast horizontal nach Osten vor; es endigt im Pfreiner Nock (zirka 1950 m; das Wetterkreuz, 1927 m, liegt etwas tiefer, vorgeschoben) und bricht dort mit steilen Schrofenhängen

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

zur Tiefe ab. Dieses Kammstück stellt einen gleichsam linearen Abtragungsrest der Hochlandsfläche vor, der bis in oder wenigstens nahe an deren Niveau aufragt. Von der Steiner Hütte steigt der Rand das sanfte Gehänge des Finkentals schräg schneidend nach SSW ab, bis zirka 2040 m, verläuft von da unscharf mit der Grenze höheren sanfteren und tieferen steileren Gehänges talein zu der Stelle (1920 m), wo der Finkenbach das Wiesentälchen verläßt. Hier schließt anderseits, unmittelbar über dem kleinen Wasserfall, die Abbruchkante der Rafuschgelwiesen an, welche die Hochlandsfläche in schönster Entwicklung, fast verebnet, nach Süden fortsetzen.

Die NW-Grenze der Hochlandschaft fällt zusammen mit dem bei P. 2191 und 2171 verebneten, sonst flach gewölbten Kammrücken, aber nur ungefähr. Im Genaueren verläuft sie, großenteils scharf, als Abbruchrand, entwickelt, erst knapp jenseits der Scheitellinie, parallel zu dieser, zirka 200 m NW und 20 — 40 m unter ihr. Dazwischen liegt ein Hangstreifen von gleich glatter und sanfter Oberflächenbeschaffenheit wie die Abdachung auf der anderen (SO) Seite. An den seichten Sattel (2160 m) zwischen P. 2191 und 2171 (Steinboden) schließt entsprechend eine kleine, sanft NW absteigende Mulde an, deren flacher Boden bei 2120 m in gleicher Linie wie die Gehängereste rechts und links davon unvermittelt über steiler Schrofenflucht abschneidet. Die alte Kammregion ist also noch mit Resten der jenseitigen Abdachung erhalten und die Annahme kommt nicht in Frage, daß hier mit der jüngeren Tiefenerosion eine Verschiebung der Wasserscheide stattgefunden hätte. Zugleich zeigen diese kleinen korrelativen Flächenreste der jenseitigen Abdachung besonders sinnfällig die alte Rumpfnatur des Hochlandes als einer durch beiderseitigen jüngeren Tiefenanschnitt außer Funktion gesetzten alten Gebirgsoberfläche.

Das Hochland der Jocher Alpe hebt sich durch seine flächenhafte, ausgeglättete Formentwicklung auffallend ab von dem steilen und schroffen Relief der Umgebung, ebenso sehr gegenüber den jäh und viele Hunderte von Metern eingerissenen Tiefen im NW, NO und SO, wie den schroffigen, gratigen Kämmen und Gipfeln des beginnenden Hochgebirges im Norden. Es ist keine Ebene oder Fastebene, sondern vorwiegend ein im Kleinen reich beweg-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

tes, in stumpfe Riedel und zwischenliegende Mulden gegliedertes Abdachungsgelände mit noch erhaltener Hauptwasserscheide im NW. Letztere steigt gegen SW ab und mit ihr ist eine allgemeine Abdachungsrichtung NO — SW gegeben zu einer NW — SO gerichteten Linie, um Beträge bis 300 m (von 2400 bis 2100 m), den sekundären Formelementen nach hingegen dacht die Flächenlandschaft in ähnlichem Ausmaße gegen SO bis SSO ab.

Die Grenzen, längs derer das Hochlandsstück aus seinen ehemaligen Zusammenhängen herausgeschnitten ist, sind scharf, großenteils fast linear, so daß sie für große Strecken Abbruchrändern gleichen, und sind im Wesentlichen einheitlich, d. h. der große Gefällsbruch setzt sich nicht oder nur untergeordnet aus einer Mehrzahl kleinerer Knicke zusammen. Man kann geologisch daher zur Hauptsache von einem Zeitpunkte sprechen, in welchem die Hochlandsfläche außer morphologische Funktion gesetzt worden ist, der Akt der Tieferlegung der Erosionsbasis begonnen hat. Bis zu diesem Zeitpunkte waren die Gliederung, Zertalung der Hochlandsfläche nur erst — vielleicht infolge langsamen, stetigen, jedenfalls vergleichsweise geringfügigen Absinkens der Erosionsbasis — in sehr bescheidenem Maße fortgeschritten, die Gerinne nur erst wenig und großenteils nur selektiv unter die allgemeine Hochlandsoberfläche vertieft worden.

2. Anschlüsse nach Norden

(Ritzlar, Gedrum, Latzfonser Alpe).

Jenseits der angrenzenden Tiefen findet das Hochland der Jocher Alpe im NW und NO ausgedehnte und augenfällige Aequivalente. Zunächst in den nördlich des Jocher Bergs konvergierenden obersten Talgründen des Blanken- und Gedrumbachs. Im Einzugsgebiete eines nordwestlichen Zuflusses des Blankenbaches liegt hier am Südfuße der Kassianspitze die Alpengegend Ritzlar mit der Wallfahrtskirche Latzfonser Kreuz (2302 m). Die Kirche steht am östlichen Felsrand eines sanft von NNW gegen SSO abdachenden Schuttbodens, der vermutlich eine flach-konkave Felsmulde bedeckt. Knapp SSW der Kirche kommt die Felssohle zum Vorscheine in Form eines flach rückfälligen oberseits gletschergeschliffenen Buckels (2277 m), der nach außen

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

schrofig abbricht. In der Mediane der gedachten Mulde hält die verhältnismäßig sanfte Neigung noch weiter hinab an; bei 2180 m heben sich vom Abhang des Jocher Berges kleine Verflachungen ab. Der definitive Haupt-Gefällsbruch folgt erst noch ein Stück tiefer bei 2079 und 2044 m. Das sind Randpunkte einer letzten untersten Verflachungszone des Gehänges, von denen ab dann ununterbrochen steiles, z. T. schrofiges Gehänge zum Blankenbach (1742 m) niedersetzt. Nach oben endigen die sanft geneigten Böden von Ritzlar schon bald, an einer Linie, die von der Kirche nach NW zieht, bei 2300 — 2350 m. Höher hinauf herrscht steileres Blockschutt- und Schrofengehänge, das mit zwei Rasten (bei 2400 und 2474 m) zum Kamm der Kassianspitze ansteigt.

Weit ausgedehnter ist flaches Gelände entsprechender Höhenlage in den obersten Verzweigungen des Gedrumtales erhalten. Die talwärtige Begrenzung ist in einem auffallenden Gefällsbruch ausgeprägt, dessen Oberrand knapp westlich des Lückl (2375 m) bei etwa 2300 m liegt. Eine 100 m hohe, z. T. schrofige Steilhangzone, fast nach Art eines Trogschlusses, trennt hier den Talgrund (2140 m) von den oben ausstreichenden sanft geneigten Alpenböden, die noch 1 — 2 km rückwärts reichen und in der Kammeinfassung (Kassian- — Gedrumspitze) nur einen schmalen Saum steileren Gehänges über sich aufragen lassen; am tiefsten Punkt (2428) beträgt dessen Ueberhöhung nur zirka 50 m, weiter westlich, am Fuß der Gedrumspitze (2594 m), wächst sie bis zu 200 m. An der Westseite des Tales setzt sich der Oberrand des Gefällsbruches im Talinnern allmählich absteigend in einem deutlichen Gehängeknick zur Gedrum-Alpe (2100 m) fort. Höher am Hange spitzt die sanfte Fläche des obersten Talhintergrundes in einen gemäßigten Hangstreifen um 2200 m aus, der eine nur kurz unterbrochene Verbindung schafft mit dem Unterrande ähnlich sanft geneigter, zu unterst fast verebneter Böden im Grunde einer ersten breiten Seitenbucht des Gedrumtales. In orographisch linken (NO-)Partien brechen diese Böden mit steilem niedrigen Felsrande zum Gedrumtal ab, median und rechts setzen sie sich mit unwesentlicher Unterbrechung bis zu dem flach vortretenden Boden bei der Aeußeren Gedrumer Saltnerhütte (2097 m) fort. Bei 2100 — 2090 m setzt dann auf breiter Front unvermittelt steileres tieferes Gehänge ein. Die Oberflächenformen sind großenteils glazial ausgestattet (schöne Gletscherschliffe

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

auf dem schmalen Randstreifen bei der Inneren Gedrumer Saltnerhütte, 2102 m, und auf der Felsrippe westlich des Lückls, unterhalb des Steiges).

Am Buge des Gehänges hinaus ins Durnholzer Tal, über Reinswald, randen bei 2120 — 2040 m auf der Bichlberger Alpe korrespondierende Gehängeverflachung bis fast -verebnungen.

An der linken Seite des Gedrumtales, also am Steilabfall der Jocher Alpe, fehlen bezeichnender Weise ähnliche konstante Verflachungsreste. Zwei kleine nördlich beschränkte Absatzflecken können nicht dafür in Betracht kommen. Sie differieren bei gleichem Abstand von der Mittellinie des Tales und kaum 1 km Entfernt in der Längslinie vertikal um 100 m (2267 beziehungsweise 2174 m). Hier fungiert als korrelativer Oberflächenrand eben der Kammrand selbst.

Jenseits des tief eingeschnittenen Blankenbachs ziehen sich korrespondierende Verflachungen in den höheren Teilen der Latzfonser Alpe von der Rungger Saltnerhütte (2035 m) längs des SO-Fußes der Lorenzispitze zwischen 2020 und 2200 m in die breite flache Lorenzischarte (2202 m) und von da an die Südabdachung des Angerbergs. Dort sind sie zwischen 2160 und 1950 m auf über 1 km verbreitert, an der Kante gegen das Velturner Gehänge treten sie am Kuhberg (2001 m) leicht rückfällig vor. So sanft die Abdachung des Gebirges hier im Bereiche der Latzfonser Alpe auch sonst im großen ganzen ist, hebt sich der Rand der Verflachungszone unter- wie oberwärts doch deutlich hervor, indem die Neigung wenigstens in den unmittelbar angrenzenden Gehängestreifen fast durchaus stärker ist, so besonders über der Klausner Hütte (Kompatsch, 1919 m) und östlich davon bis zum Kreuz bei 2025 m (steht am unteren Rande der Verflachung), dann wieder darüber am schon erwähnten Kuhberg.

3. Die Villanderer Alpe.*)

Vom Jocher Berg bis in die Tiefenlinie des Finkenbachs hat sich die Hochlandsfläche im Großen um rund 300 m gesenkt. Südlich (SSW) schließt nun, im Großen zunächst

*) Bezüglich des Namens vgl. Fussnote auf Seite 5.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

fast söhlig entwickelt, die Villanderer Alpe an. Wenn man von der geringen (20 — 40 m) sekundären Eintiefung des Finkenbachs absieht, vollzieht sich der Anschluß ohne Rückfälligkeit, die Böden der Villanderer Alpe streichen gegen den Finkenbach hin ohne jegliche Emporwölbung, Riedelbildung mit konvex abbiegendem Rande flach aus. Die sekundäre Eintiefung ist annähernd in der Winkellinie mit der Jocher Alpe erfolgt.

Das zunächst anschließende Stück der Villanderer Alpe läßt in der südwestlichen Abdachungsrichtung nur mehr ein ganz minimales Oberflächengefälle (kaum 3 %) erkennen, es überwiegt ausgesprochen die Abdachung von NW nach SO (durchschnittlich 8%). Die Planaufnahme 1:25.000 war hier allenthalben veranlaßt, 10 m Isohypsen zwischen die 20er einzuschalten; am Steilhang unterhalb des Höhenrandes konnte sie sich mit 100 m Linien begnügen und auch diese verlieren sich großenteils in Fels.

Am Kammrand gegen das Gedrumtal werden die flachen Böden überhöht von der ums Kennen rascher (8.5 %) ansteigenden flachen, breit gerundeten Kuppe des Guflreiter Bergs (2162 m). Mit großartiger Schärfe, in gerader Linie mit dem Rand der Jocher Alpe, bricht hier die Flächenlandschaft, zu oberst mit Schrofenwänden, an 400 m tief ins Gedrumtal ab. Ebenso unvermittelt wie die Gipfelfläche schneiden auch die sanften glatten S- bis SW-Abhänge über Schrofenfluchten dahin ab. In allen Ansichten, im Profile von NO oder SW, in der Ansicht von unten und von oben, aus der Tiefe von Gedrum, wie wenn man selbst auf der Höhe des Berges steht, ist die Schärfe vorbildlich, mit der die alte hochgelegene, ausgeglättete Flächenlandschaft am Erosionsrande ausstreicht.

Zu beiden Seiten der Guflreiter Höhe bestehen instruktive Einzelheiten. In den flachen, glatten Senken, welche die Höhe im Kamme leicht isolieren, — die nördliche liegt im Zuge des Finkenbachs — ist der Abbruchsrand jenseits der Wasserscheide gerückt. Schon am Rand der Jocher Alpe war uns aufgefallen, daß sich Scheitellinie und Abbruchrand nicht völlig decken, sondern letzterer zwar knapp, aber immerhin merklich auswärts ersterer verläuft. Nun aber in den Sätteln beiderseits Guflreit, besonders in dem breiteren südlichen (2070 m, am Mentlstein), liegt der Abbruchrand um ganz beträchtliche Strecken, 500 — 900 m, jen-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

seits und auch um merkliche Höhenbeträge, 30 — 70 m, unter der Scheitellinie. Die Rumpfstücke der jenseitigen Abdachungen sind Mulden mit sanften glatten Hängen und ausgeglichenem Längsprofil, genau von demselben Formcharakter wie die, nur ungleich ausgedehnter erhaltene, Flächenlandschaft diesseits der Wasserscheide. Den Boden der breiteren südlichen Mulde hat der gegen Gedrum abfließende Bach in weichen Tuffschichten und Tuffkonglomeraten zu einer schmalen steilwandigen Rinne unterschnitten. Die Unterschneidung beginnt mit Miniaturbeträgen schon in den obersten kleinen Verzweigungen des Gerinnes (hier z. T. nur in Moränenschutt) und vertieft sich allmählich, noch vor Erreichen des Abbruchrandes, zu einer kleinen engen bis an 10 m tiefen Schlucht, deren Wände scharf mit den flachen Muldenhängen kanten. Vorne gehen dann die Unterschneidungsränder ohne Trennung in die etwas weniger scharfe Knicklinie über, die, leicht eingebuchtet, den Abbruchrand von Guflreit schräg durch die Mulde zum Mentlstein fortsetzt. Das Gehänge unterhalb gegen den Knappenbach hinab ist durchaus steil, z. T. schrofig und kontrastiert in Neigung und Kleinformen aufs schärfste mit der Flächenlandschaft oben.

In den Sätteln beiderseits Guflreit ist also aufs schönste die Kammregion der alten Flächenlandschaft auf uns gekommen. Sie fügt sich mit ihrer niedrigen breiten Wölbung vollkommen entsprechend ins übrige Relief des Hochlandes ein. Die Sättel selbst liegen im Scheitel jener beiden Muldenzüge der breiten SO-Abdachung, die für längste Erstreckung erhalten sind: der nördliche in der Linie des Finkenbaches, der südliche in jener eines linken Astes des Moosbaches. Zwischen diesen annähernd parallelen Tiefenlinien ist die Hochlandsfläche noch mannigfach durch untergeordnete Gerinne gegliedert. Die breiten niedrigen Riedel dazwischen sind oberseits verflacht, fast verebnet, die Mulden im Grunde leicht vertieft nach dem Muster jener im Bereiche der Jocher Alpe. Es sind im wesentlichen zwei Zuflüsse des Moosbaches, die diese untergeordnete Gliederung bewirken, der eine mündet noch im Bereich der Hochlandsfläche, der andere, dessen Erosionssphäre nicht über halbe Breite der Flächenlandschaft zurückgreift, erst unten (P. 1671) in der Dioritschlucht. Der Felsgrund, größtenteils Porphyrtuffe und -konglomerate, ist für große Erstreckung mit Moräne bedeckt, kommt aber doch ab und zu, besonders in den Tiefenlinien, zum Vorschein.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die untere, südöstliche Hälfte der Abdachung sind die Rafuschgelwiesen. Sie führen in 2000 bis 1920 m flach vor (Randpartien in Schiefer) gegen die Schlucht des Vildarbaches und schneiden gegen diese mit großartig scharfer und konstanter, fast horizontaler Randkante ab; nur unbedeutend und ganz allmählich sinkt dieselbe von NO gegen SW von 1938 (südlich des Finkenbachs) auf 1900 m (am Moosbach). Unterhalb setzen steile, völlig unwegsame Felsabbrüche und Schutthänge (größtenteils Diorit) ohne Rast zur Schluchttiefe (1671 — 1168 m) nieder. Der Abbruchrand der Rafuschgelwiesen gehört zu den markantesten Zügen der Morphologie des Gebietes.

In die Fläche der Rafuschgelwiesen greift mit seichtem, im Längsprofile ausgeglichenem Gerinne jener zweite untere Zufluß des Moosbaches ein, der erst unten in der Schlucht mündet. Ebenso unvermittelt wie die Fläche rechts und links davon bricht auch sein Längsprofil ab, nur für ein kurzes Stück ist die Kante hier eingekerbt.

Die Rafuschgelwiesen streichen gegen den Finkenbach, wie erwähnt flach aus, seine geringe Eintiefung ist etwas jüngeren Datums. Nach SW hingegen biegen sie allmählich in konvexer Kurve zum Moosbach herab. Die viel größere, breitere und auch tiefere Mulde, die diesem entspricht, erweist sich dadurch als zu größerem Betrage und in engerem Sinne gleichalterig mit der übrigen Flächenlandschaft; im Grunde der Mulde aber ist auch hier eine engere, steilwandige, bis 30 m tiefe Rinne eingeschnitten (in Schiefer), die auf eine etwas jüngere Unterschneidung, gegen das Ende der morphologischen Funktionsdauer der Hochlandschaft, gedeutet werden muß. Auch hier aber hat diese späte Vertiefung der Hochlandschaft noch nicht annähernd Beträge erreicht, die vermitteln würden zu der unvergleichlich stärkeren Unterschneidung, welche die Ränder der Hochlandschaft prägten, zu dem großen Gefällsbruch gegen das tiefere Tal. Ebenso wie im Oberlaufe des Rot- und Finkenbachs repräsentiert sie auch hier nur gleichsam ein letztes, eben noch, und zwar relativ allmählich, angebahntes Entwicklungsstadium vor Aktschluß, das nur durch die Gleichsinnigkeit der grundsätzlichen Tendenz — Talvertiefung — vorbereitend oder vorläufig genannt werden kann, mit Bezug auf die dann gefolgte, rascher, unvermittelter einsetzende und ungleich tiefer fortschreitende Tiefenerosion.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die Kante der Rafuschgelwiesen biegt in der „Plumpf" (1880 m, Latschenbrennerei) kurz zum Moosbach ein und bildet hier den großen Knick in dessen Längsprofil. Die flache, ausgeglichene Profilstrecke des Moosbachs von NW her streicht aus und unmittelbar unterhalb der Wegübersetzung beginnt der Bach in kleinen Fällen steil zur Tiefe der Vildarschlucht abzustürzen. Gleich scharf wie an den Rafuschgelwiesen verläuft die Kante dann südseitig am Rande der weit nach Osten vorführenden Fläche Foggay zum Samberg hinaus, den dazwischen einspringenden Schluchtzipfel scharf umfaßend. Die Veränderungen im Quer- und Längsprofil entsprechen sich nicht nur vollkommen, sondern hängen auch linear zusammen.

Südlich der Tiefenlinie Mentlstein — Plumpf heben sich die am Moosbach flach eingemuldeten, nur wenig unterschnittenen Alpenböden wieder sanft bis an den Fuß des Steilhanges, der vom Sattel Am Toten zum Gasteiger Sattel zieht. Hier liegen — eines der flachsten und unversehrtesten Stücke der Hochlandschaft — die „Mooswiesen". Längs kleiner rechtsseitiger Zuflüsse des Moosbaches ist die Fläche sanft eingemuldet, in ganz geringen Beträgen, wenige Meter, in den Porphyrtuff geschnitten. Die Hauptverflachung liegt zwischen 2000 und 2100 m. Nach Norden geht sie ganz allmählich in den Sattel (2070 m) südlich Guflreit über, nach NW tritt über 2100 m etwas stärkerer, aber immerhin noch sanfter Anstieg zu den breitgerundeten Höhen (2224 m) NO des Sattels Am Toten ein. Letztere gehören mit dem Sattel (2194 m) selbst einem unversehrten Teile der alten, korrelativen Kammregion an, die hier von der Villanderer Alpe (s. str.) ein äquivalentes altes Flächenstück an der Sarner Seite scheidet: Seeberg (s. u).

Die Fußlinie der Mooswiesen gegen den Steilhang im Süden (SSW) verläuft fast gerade OSO aus dem Winkel (2140 m) unter dem Totensattel zur Klammwiese am obersten Zargenbache hinüber. Sie ist fast durchgehends sehr scharf ausgeprägt, ohne vermittelnden Gefällsübergang setzen die flachen Böden von dem steilen Gehänge ab. Von unten betrachtet schließt die Flächenlandschaft hier ab.

Die Mooswiesen sind Einzugsbereich des Moosbaches. Sie dachen im Bogen von Westen bis Süden her zu ihm ab und bilden im Großen betrachtet den Gegenflügel der weiten flachen Mulde, zu der jenseits des breiten, im Querschnitt fast ebenen Mittelstücks zwischen Moos- und Finkenbach von

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

der anderen Seite her die Jocher Alpe abdacht. Das ist wohl das größte und älteste Gliederungselement unserer alten Oberfläche, daß hier von einer niedrigen, sanft gewölbten und leicht gesattelten Kammregion gegen das Sarntal (Jocher Berg — Steinböden — Guflreit — Totensattel) eine breite flache Seitenmulde mit SO gerichteter Längsaxe dem korrelativen alten Eisaktal zugeordnet war. Erst nach und nach dürfte sich die seichte Gliederung in untergeordnete Mulden und Riedel nach den gesonderten Tiefenlinien des Rot-, Finken- und Moosbaches angebahnt haben und als letztes Entwicklungsstadium innerhalb des alten Oberflächensystems die leichte steilwandige Unterschneidung der Gerinne im Grunde dieser Sekundärmulden hinzugekommen sein.

Gerade vom Gesichtspunkt dieser Entwicklung innerhalb des alten Oberflächensystems selbst ist nun das Verhalten jenes weiteren Abschnittes der Villanderer Alpe interessant, der am Samberg weit gegen das Eisaktal vorführt: Foggay. Das Stück fällt schon durch Lage und Form besonders auf. Es ist ein über 3 km weit fast gerade W-O verlaufender, zwischen den tiefen Erosionsfurchen stehen gebliebener schmaler (durchschnittlich kaum 1 km breiter) Streif flachen, z. T. fast verebneten Hochlandes, das in ganz allmählicher Senkung, einerseits in ununterbrochenem Zusammenhang, anderseits über die tiefe Schlucht des Vildarbaches hinweg genau korrespondierend, aus der übrigen Fläche der Villanderer Alpe hervorgeht. Der Zusammenhang ist erhalten südlich des Moosbaches, wo eine breite, flächenhafte, nur ganz schwach gewölbte Wasserscheidregion die Mooswiesen vom Einzugsbereiche des Zargenbaches trennt und ostwärts ohne Abgrenzung in gleichmäßiger Abdachung (durchschnittlich 10%) von 2000 auf 1850 m in die Foggay überführt. Bei 1850 m verflacht diese Abdachung von Westen her, stellenweise fast verebnet, zu einer breiten Senke, die das Mittelstück des ganzen Streifens ausmacht (tiefste Stelle 1772 m). Oestlich davon steigt die Fläche wieder mit zirka 10% zu der flachen verebneten Kuppe des Samberges (1829 m) an. Die Senke liegt nun genau in der südöstlichen Verlängerung der axialen Partie jener alten Großmulde der Villanderer Alpe nach SO, über die Schlucht des Vildarbaches hinweg — hier scheint jene Großmulde, in der Gegend hoch über Waidbruck, ins korrelate alte Haupttal gemündet zu haben.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der Samberg ist dann der vorgeschobenste Rest des alten Trennungsriedels zwischen Neben- und Haupttalbereich.

Dabei läßt die Senke an ihrem Nordrande eine Untergliederung in zwei Mulden erkennen. In südlichen Teilen der Senke sind dieselben bereits breit und gleichsohlig, mit versumpften Böden, in einander verflossen. Die westliche, seichtere (1790 m*), dabei ums Kennen rascher abfallende Muldung ist NW — SO orientiert und entspricht im Genaueren der Fortsetzung der Tiefenlinie des Moosbaches, die östliche, tiefere (1772 m) ist NNO — SSW gerichtet und läßt sich nicht so ohneweiters in Verbindung mit einem zugehörigen Einzugsbereiche bringen, vermutlich aber ist es das Mündungstück eines, durch die Vildarschlucht zerstückelten, alten Unterlaufs des Finkenbachs. Die beiden Mulden in der Senke von Foggay lassen so auch noch die Entwicklung der Großmulde in ihre spätere Untergliederung verfolgen.

Außer der Gefällsorientierung auf die mediane Senke hin läßt der Flächenstreif der Foggay auch eine allmähliche Abdachung vom Nord- zum Südrande erkennen. Der Nordrand ist, wie schon erwähnt als mehr weniger scharfe Kante gegen sehr steiles tieferes Gehänge ausgebildet, die mit jener der Rafuschgelwiesen korrespondiert. Der Südrand der Foggay ist zwar keine so scharfe, abbruchsweise Kante, immerhin aber eine ebenso deutliche wie konstante Knicklinie kaum oder nur sanft geneigter Flächen oberhalb zu ungleich steilerem Gehänge unterhalb. Korrespondierend mit dem Nordrande steigt sie von West nach Ost erst leicht ab bis in den Bereich der Senke, dann wieder, am Samberg, leicht an, liegt aber durchaus um 30 — 50 m tiefer. Sie setzt bei 1780 m am Zargenbach, kurz oberhalb der Schafer Kaser (1741 m), ein und läuft zunächst mit auf zirka 100 m anwachsender Ueberhöhung dem Zargenbache annähernd parallel bis an die Stelle, wo der Boden (1750 m) der medianen Senke nach Süden hin ausstreicht.

Dort schwenkt der Zargenbach in rasch vertiefter steilhangiger Furche (Längsgefälle 25 %) gegen SO ab. Der Südrand der Foggay hingegen verläuft zunächst in ungefähr gleicher Richtung wie früher weiter gegen Ost, um dann bei 1760 m NO ans Gehänge hoch über Villanders auszubiegen. Er ist hier insoferne nicht mehr einheitlich und ein-

*) Der benachbarte P. 1792 ist auf der Spezialkarte irrtümlich mit 1892 angegeben.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

deutig ausgeprägt als kurz (zirka 50 m) unterhalb nach einem kurzen steileren Hangabfall bei 1700 m eine, jedoch nur schmale, Verflachung mit abermaliger Kantenbildung folgt. Die obere, vermutlich maßgebende Randlinie führt NO in eine weitläufige, auffallende Kammverflachung zwischen 1800 und 1750 m über, auf der Höhe des Hoaderer(Heiderich)-Berges (1750 m). Es ist das der östliche Abfallsrücken des Sam, der weiterhin das Vildar-Thinnebachtal im Süden begrenzt. Die Gipfelkuppe des Sambergs (1829 m) dacht mit kurzem, mittelsteilem (23 %) Hangstück zu der Kammverflachung ab. Die Strecke dieser auffälligen Verflachung ist 600 m lang, das Durchschnittsgefälle beträgt nur mehr 10%, verteilt sich aber nicht gleichmäßig, sondern leicht gestuft und mit einer ganz flachen Sattelung knapp östlich der Mitte.

Oestlich des Hoaderer Bergs fällt die Bergkante von 1740 m an rascher ab zur „Ladstatt" (1520 m) am Pfunderer Berg. Zwar sind auch auf dieser Strecke wiederholt kleine Absätze zwischengeschaltet (bei 1710, 1690, 1630 m), aber am Gehänge seitwärts davon entsprechen ihnen nicht ähnlich fortlaufende Gesimsebildungen; das Gesimse bei 1700 m SO des Sambergs ist durch fast 1 km gleichmäßig steilen Gehängeverlaufs davon getrennt. Die Verflachung des Hoaderer Bergs hingegen kommt bei ihrer Lage östlich am Samberg in genau entsprechender Höhe wie der Rand der Senke westlich von ihm als Gehängerest des korrelativen alten Eisaktals in Betracht. Mit der sanften Abdachung des Sambergs stehen die Reste der beiden äquivalenten Oberflächenbereiche im Süden um ihn herum noch mit einander in Verbindung, der Samberg erweist sich als die terminale Auslaufshöhe des alten Riedels, der Haupt- und Seitentalbereich trennte.

Am Oberlauf des Zargenbaches, von 1780 m oberhalb der Schafer Kaser an aufwärts, steht die bisher besprochene Flächenlandschaft der Villanderer Alpe noch mit einem kleinen südlichen Anhängsel in Zusammenhang, dem Angerle. In der angegebenen Strecke ist das Gerinne des Zargenbachs nur in jenem ganz geringem Ausmaße wie jenes des Moosbaches etwas steiler (dem Querschnitte nach) in den Boden einer im übrigen breiten, flachen Mulde eingerissen. Die Mooswiesen biegen in sanfter Wölbung SO zu der Mulde herüber und deren Mittelpartie verbindet ununterbrochen mit der sanft NO abdachenden Fläche des An-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

gerle, als dem südlichen Muldenflügel. Das Längsprofil des Zargenbachs verläuft in sanft konkaver, ausgeglichener Kurve von den Quellen bis zu jener Stelle bei 1780 m. Hier setzt der Südrand von Foggay in den völlig korrespondierenden N (NO)-Rand des Angerle über und der Zargenbach beginnt rascher abzufallen in einen zunehmend tiefer gefurchten Graben mit steilen, ungestuften Hängen. Der Angerle-Rand führt fast genau mit der 1700er Linie, scharf, z. T. als Abbruchrand entwickelt, nach SSO vor, tritt dann an einem kleinen, seitlichen Erosionsbereiche (Kreßbrunn, Reste einer Einsiedler-Behausung aus dem XVII. Jahrhundert) leicht ansteigend zurück, um beim Angerle-Leger in 1760 m an den Fuß des Steilabhanges der Barbianer Alpe zu schließen. Südlich jenes kleinen Seitengrabens ist in korrespondierender Höhe ein kleiner Rest der Angerle-Terrasse erhalten in Form des vom Sattele (1750 m) fast horizontal nach Osten vortretenden Absatzes des Sattelecks (1739 m). Unterwärts folgt auf der ganzen Linie steiler, ungestufter Hangabfall zur Tiefe des hier schon mehrere Hundert Meter eingefurchten Zargengrabens. Mit der Fußlinie des bis 200 m hohen steilen Abhanges der Barbianer Alpe setzt die sanfte Fläche des Angerle bergwärts scharf ab. Im Sattele liegt die Grenze bei 1750 m, von da nordwärts steigt sie am Angerle-Leger vorbei ziemlich rasch bis auf 1900 m an. Diese auffallende Winkelbildung ist ausgesprochen selektiv, sie folgt, wenigstens annähernd, dem Ausstrich der Schiefer-Porphyrgrenze. Das vermag die Höhe und Steilheit des darüber ansteigenden Gehänges lokal zu erklären im Gegensatz zu der flächenhaften Erstreckung, die in dieser Höhenlage weiter im Norden und NW herrscht.

Das Selektionsprinzip kann auch für die lateral-erosive Herausbildung der Hangflucht geltend gemacht werden, die das Gehänge zwischen Angerle-Leger und Barbianer Alpe in fast gerader Linie NW des Gasteiger Sattels bis zum Sattel Am Toten fortsetzt. Auf der ganzen Linie grenzt die sanfte, stumpf gegliederte Flächenlandschaft von Norden her auffallend scharf gegen steil darüber aufsteigendes, 100 — 250 m hohes fast ungegliedertes Gehänge, worauf an dessen Oberrand neuerdings der Flächencharakter einsetzt, um in ganz entsprechender Entwicklung und annähernd gleicher Höhenlage weit nach Süden anzuhalten, wie die Jocher- und Villanderer Alpe nordwestlich davon. Wenn schon

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

am Gasteiger Sattel und in der kleinen Senke 2157 m bis oben Schiefer den Abhang bildet, sind das doch nur ganz beschränkte Stellen, während auf der ganzen übrigen Strecke die Hangflucht im Porphyr liegt und die Fußlinie annähernd mit der Grenze gegen die basalen Tuffe zusammenfällt, welche nordwärts die Mooswiesen unterteufen. Zum wenigsten dürfte der Gesteinswechsel die Ausbildung des auffallend steilen Steilrandes gefördert haben, der hier an der Grenze zweier verschiedener getrennter Einzugsbereiche auch ohne solche Akzessorien aus Verschiedenheiten der lokalen Erosionsbasis, durch assymetrisches Fortschreiten seitlicher Erosion, als Prallstelle o. dgl. erklärt werden kann.

Der Umstand, daß lediglich an der Grenze der beiden Flächenbereiche gegeneinander eine derartige inkorrelative Uebersteilheit auftritt, im Uebrigen die Hochlandschaft im Norden und Süden fast gleiche Höhenlage hat, schließt jedenfalls aus, daß es sich um morphologisch verschiedene Oberflächensysteme handle.

Näher gegen den Sattel Am Toten hin nimmt der Oberrand der Steilabfallszone schroffe Abbruchformen an. Im Winkel mit der zum Sattel vorführenden Porphyrrippe verflacht die untere Hangpartie oberseitig zu einem hübschen, frontal durch eine quer gestreckte flachgeschliffene Felskuppe (2219 m) abgegrenzten, westlich vertieften Karboden mit kleiner Wasseransammlung (2190 m), die Rückwand wird von Blockhängen und darüber dem Schrofenrande einer Vorhöhe des Villanderer Berges gebildet. In dieser stark beschatteten (NO - Exposition) und orographisch begünstigten kleinen Bucht konnte sich die Lokalvergletscherung sehr lange halten, man braucht vermutlich trotz der tiefen Lage (mindestens 600 m unter der heutigen klimatischen Firnlinie) nicht wesentlich über die Zeit des Daunstadiums zurückzugehen, um hier noch wenigstens Firnflecken annehmen zu können.

Die Hochlandschaft der Villanderer Alpe gehört bei nur ganz oberflächlicher und auch da nur unscharfer gegenseitiger Begrenzung mit jener der Jocher Alpe zusammen zu einer breiten, flachen Seitenmulde des alten Eisaktales an dessen Wasserscheide gegen ein gleich altes Sarntal. Die alte Wasserscheide ist großenteils erhalten geblieben in Form einer stumpfen, flachgewölbten niedrigen Kammregion, im Anschluß an die im Gebiete von Seeberg noch ein Stück einer gleich

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

alten jenseitigen Talung erhalten geblieben ist. In einem ursprünglichen Stadium, vor Wiedereintritt erosiver Tiefenentwicklung, stellte die Hochlandschaft eine im wesentlichen einheitliche, nur ganz untergeordnet gegliederte breite flache Großmulde vor mit NW - SO gerichteter Axe und rechtwinklig dazu abdachenden sanften Gehängen. Die Mittelpartie der Mulde wird von dem im Querschnitt heute noch (von sekundärer Auswaschung abgesehen) fast söhligen Anteil zwischen Finken- und Moosbach gebildet, der linke (NO)-Flügel der Mulde von der heute noch einseitig abdachenden Jocher Alpe, der rechte, südliche, von den großenteils noch nach NO abdachenden Mooswiesen. Die Mittelpartie der Mulde findet jenseits der tief und steil eingerissenen Vildarschlucht ihre geradlinige Fortsetzung in der breiten flachen, von ähnlich weitläufigen Alpenböden gebildeten Senke auf Foggay und streicht damit in der Gegend hoch über Waidbruck aus. In der Großmulde trat später durch schwache Tiefenerosion eine leichte sekundäre Gliederung in seichte flache Einzelmulden und breite flach gewölbte niedrige Riedel ein. Im Bereiche der Jocher Alpe schwenkte diese sekundäre Entwicklung schon merklich von der südwestlichen Abdachungsrichtung ab gegen S und bis SSO, im mittleren und südlichen Teile folgt sie noch annähernd der Orientierung der Großmulde. Diese erste Gliederung gab die Anlage der heutigen Wasserläufe im Bereiche der Hochlandschaft, des Rot-, Finken- und Moosbaches. Im Scheitel der beiden letzteren waren spätestens jetzt schon die breiten flachen Sättel beiderseits Guflreit ausgebildet und nahe der Mündung, auf Foggay, bestand, wenn nicht schon früher, eine leichte Zweiteilung, in eine rechte, Moosbach-, und eine linke, vielleicht Finkenbach-, Mulde. Dann trat rundum unvermittelt starke, gleichsam exzessive Tiefenerosion ein, die die angrenzenden Haupttäler um Hunderte von Metern vertiefte, von diesen her tiefe steilwandige Gräben und Schluchten einriß und im Gesamtergebnis aus der alten harmonischen Gebirgsoberfläche scharfrandig das Rumpfstück herausschnitt, das heute als Rest der Vergangenheit die weitgedehnten flachen Hänge und Böden der Jocher- und Villanderer Alpe vorstellen, inmitten völlig fremdartiger steil ausgefurchter, unausgeglichener und ungeglätteter Tiefen. Damit wurde die Hochlandschaft morphologisch außer Funktion geschaltet, ein totes oder fossiles Flächenstück.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

4. Seeberg.

Das Stück alter Kammregion, das zwischen Guflreit und dem Sattel am Toten erhalten geblieben ist, dacht nach der Sarner Seite hin ähnlich sanft wie gegen die Mooswiesen zu dem Alpengebiete „Seeberg" ab. Es ist das der verflachte Oberteil des Knappenbachtales.

Der Knappenbach mündet (1688 m) WNW unter den Steilhängen von Guflreit in den Gedrumbach. Er kommt hier aus einem kurzen waldigen Seitental, das, im Unterlaufe nur mäßig geneigt (16 %), bald rückwärts, zwischen 1900 und 2000 m, mit steilen (30 %) Hängen abschließt. Der fast horizontale Verlauf der Oberkante dieses Abschlusses quer durch eine relativ breite Talöffnung läßt aber schon erkennen, daß das Tal oben eine verflachte Fortsetzung findet: die Hochlandschaft Seeberg. Mit der Nomenkultur trennt auch der Verlauf der Gemeindegrenze das obere von dem unteren Tal ab, die geschichtliche Entwicklung ist hier ausgesprochen der morphologischen gefolgt, sie verbindet Seeberg von altersher mit Villanders, entgegen der hydrographischen Zugehörigkeit zu Sarntal.

Der Talboden von Seeberg randet vorne gegen das steile tiefere Gehänge in 2020 m. Er ist hier für einen an 100 m breiten medianen Streifen fast verebnet, für ein mehr als dreimal so breites Oberflächenstück nur ganz flach eingemuldet. Der verebnete Mittelstreif breitet sich rückwärts rasch zu einem alten, größtenteils verlandeten oder wenigstens versumpften Seeboden aus. Nur an zwei Stellen ist das Wasser noch zu kleinen „Seen" gesammelt. Zugrunde liegt offenbar eine seichte Konkavität der Felsoberfläche, vorn gegen den frontalen Abfallsrand hin kommt diese an zwei Stellen, in der Sohle und etwas links davon, zum Vorschein. Der Seeboden geht einwärts in ein flach geneigtes kleines Schwemmfeld über (2036 m), das zwischen Schutthängen und -kuppen bald auskeilt. Letztere zusammen mit alten Bergbauhalden verdecken die Grundgebirgsoberfläche. Nach NW steigt dieselbe zu einem ähnlichen nur ganz sanft gewölbten Kammstück wie im Osten an (dem Seeberg der Sp. K., 2151 m), das im Längsprofil für fast 1 km zwischen 2150 und 2120 m bleibt und sich in der linken Begrenzung des Knappenbachs mit ähnlich breiter stellenweise verebneter Rückenfläche nach NO bis auf 2016 m senkt. Dort setzt dann unvermittelt steiler

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Abstieg (durchschnittlich 50 %) in die Mündungsecke mit Gedrum ein. Im Süden wird das Kammstück durch das an der Grenze gegen den aufliegenden Porphyr flach eingesenkte Gschwendjöchl (2087 m) von dem kurzen Nordgrate des Villanderer Bergs getrennt. Vom Seeboden aus ist der Anstieg zur Kammhöhe so steil (über 30 %), daß man hier eine Prallstelle der alten Erosion annehmen muß. Kurz weiter vorne hingegen erhebt sich das Gelände ganz allmählich (weniger als 20 %) zur Höhe. Hier ist die rechte Seite steiler, die weiter südlich, im Winkel Am Toten verflacht. Rechtsseitig läßt sich die sanfte Seeberger Flächenlandschaft in wenig geneigten Hangpartien über den Frontalrand hinaus gegen den Mentlstein verfolgen. Westlich von diesem ist ein steiler Graben eingerissen, der die Verbindung mit dem Sattelgelände südlich Guflreit bis an 2080 m hinauf unterbricht. Knapp oberhalb führt, bei 2090 m, auf der flachen Randpartie des höheren sanften Gehänges der Heuweg nach Villanders durch.

Die Höhenlage des Seeberger Bodens hält sich im Genaueren an die Schiefer-Porphyr-Grenze. Die Abraumhalden vor den alten Stollenmündungen zeigen nur mehr Schiefermaterial. Die Mächtigkeit der auflagernden Porphyrplatte des Villanderer Bergs beträgt fast 500 m, ihr Abbruch zur Seeberger Mulde ist beträchtlich höher als der drüben zu den Mooswiesen. In ungefähr mittlerer Höhe sind unter den obersten Schrofenwänden zwei kleine trümmerbedeckte Kaare ausgenommen, das linke, westliche halbkreisförmig mit verflachter Mitte. Oben, über den Steilabbrüchen setzt ganz unvermittelt die breit gewölbte Rückenfläche des Villanderer Berges ein, die jenseits sanft und ununterbrochen zu den Seeberg und der Villanderer Alpe gleichwertigen Hochlandsflächen der Gasteiger etz. Alpe abdacht. Die Zwischenschaltung zwischen äquivalente Flächensysteme im Norden und Süden läßt auch hier trotz der Höhe des Steilrandes diesem nicht die Bedeutung einer morphologischen Trennungszone zusprechen, sondern macht seine Erklärung aus der Zugehörigkeit zu getrennten Erosionsbereichen mit verschiedener relativer Erosionsbasis unter selektiver Beeinflussung nötig. Die (lokale) Erosionsbasis für die von Norden her erfolgte Ausbildung der Seeberger Oberfläche lag der Erhebung des Villanderer Berges näher als die Basis, nach der dessen jenseitige Abdachung eingestellt ist. Die weiter abliegende Erosionsbasis des ganzen Gebietes ist beiden gemeinsam, ihr und dem Alter nach sind beide gleichwertig, zum selben Flächensystem gehörig.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die Hochlandschaft Seeberg ist der Rest einer der Villanderer Alpe entsprechend seichten Talmulde an der anderen Sarntaler Seite der alten Kammregion zwischen Gufl-reit und dem Sattel Am Toten. Sie gehört nicht nur dem Flächensystem nach mit der Villanderer Alpe zusammen, sondern stimmt auch der Höhenlage nach damit überein und geht annähernd im Niveau ununterbrochen aus ihr hervor.

5. Gasteiger-Alpe.

Ein Gebiet einheitlicher und kontinuierlicher Oberflächenerstreckung reicht von dem Höhenrande des Villanderer Berges, den wir als südliche Grenze der Villanderer Alpe s. str. kennen gelernt haben, nach Süden bis an den steil eingerissenen Windlahngraben, jenseits dessen ihm, im Gasteiger Sattel ohne Unterbrechung verbunden, noch die NW-Hänge des Sattelberges zugehören. Das Gebiet wird nach dem Windlahngraben und durch diesen ins Sarntal entwässert. Der Windlahngraben verzweigt sich oberwärts in zwei Furchen, jene des Scheibenbachs, der NO vom Gasteiger Sattel kommt, und jene des Tanzbachs, der NNW aus dem Tale Schenant kommt. Gasteiger Alpe im engeren Sinne heißt der Teil nördlich des Scheibenbaches, nächst dem Gasteiger Sattel. Daran schließt WSW zwischen Scheiben- und Tanzbach die Scheibenalpe („auf der Scheibe"). Die Hänge nördlich davon gegen den Villanderer Berg hinauf heißt man Schönberg, die obersten, fast blanken Felsböden am Villanderer Berg die „Platten". Diese ziehen sich durch die obersten Gründe von Schenant zur Sarner Scharte hinüber. So nannte man ursprünglich ohne Zweifel die kleine Scharte (2380 m) in der Mitte des dem Sarntal zugekehrten Abbruchrandes, wo allein der Uebergang leicht durchführbar ist, heute ist der Name allgemein üblich für die scharf nach Westen vorspringende Ecke (2462 m) nördlich davon (zweithöchster Punkt des Kammes), die in dem klassischen Bilde Bozens von der Haselburg den nördlichen Abschluß gibt und in dieser Ansicht — eine sanft nach links ansteigende, dann jäh abbrechende Fläche — weithin das Wahrzeichen unserer Hochlandschaft ist. Die Hänge SSO der Scharte sind die Schartalpe, die noch zugehörigen Hänge links des Scheibenbachs, am Sattelberg, heißen Sprafal.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Dieser ganze Flächenbereich ist gewissermaßen das Gegenstück zu dem der Villanderer Alpe s. str.: eine NO-SW orientierte Seitenmulde des alten Sarntals. Nur ist sie weniger symmetrisch entwickelt, mehr einseitig. Das rechte nordwestliche Gehänge überwiegt weit über das linke, südöstliche. Die Sohle der alten Großmulde ist der linken, SO-Seite genähert. Sie verläuft aus der Gegend des Gasteiger Sattels nach SW. Ihre Reste sind erhalten geblieben in dem flachen Sattelboden (2057 m), in den randlichen Verflachungen der Gasteiger Alpe s. str. bei 2060 — 2020 m längs des Weges zur Scheibenalpe und dann besonders in dieser selbst. Von der flachen, fast söhligen Erstreckung, in der hier der Alpenboden auf der Höhe des Sporns zwischen Scheiben- und Tanzbach von 2000 bis 1960 m vorführt, stammt ja auch der Name „die" oder „auf der Scheibe" her. Ein nordöstlicher Zufluß des Tanzbaches hat in sie oberwärts nur erst ein ganz seichtes, großenteils noch nicht unter die akkumulative Bedeckung eingreifendes Gerinne geschnitten, erst wo der Bach die Fläche verläßt (1950 m), und am Gehänge darunter schneidet er stärker ins Anstehende ein. Nach 130 m raschen Abstieges vereinigt er sich bei 1821 m unten in der Grabentiefe mit dem Tanzbach. im Längsprofile des Sporns zwischen Tanz- und Scheibenbach vollzieht sich der Abstieg ungleich sanfter bis zu einer Rast bei 1811 m, erst dann auch hier rasch bis zur Vereinigung (1600 m) der beiden Bäche. Die Verflachung oben (2000 — 1960 m) ist aber so stark, daß der Rand gegen den tieferen Abfall trotzdem deutlich hervortritt. Gegenüber am linken Gehänge des Scheibenbachs liegt SW der Sprafalhütte eine kleine Verflachung bei 1970 m im Niveau der Scheibenalpe. Sonst kann man dort, von Sprafal bis gegen den Gasteiger Sattel hin, nur von einer Milderung der Gehängeneigung von 2000 m an aufwärts sprechen, erst mit der Annäherung an den flachen Sattelboden tritt stärkere Verflachung ein, mit der das sanfte Sprafaler Gehänge nordwärts in die randlichen Verebnung der Gasteiger Alpe übergeht. SO, nach der Höhe zu, biegt das Sprafaler Gehänge schon bald, bei 2120 — 2140 m, in die flache Oberseite des Sattelberges (2180 m), um, die schon der alten Kammregion gegen den südlich benachbarten Flächenbereich der Barbianer und Rittner Alpe angehört.

Zu dieser Tiefenpartie der alten Großmulde dacht der stumpfe, breit gerundete Höhenrand im Norden mit sanftem,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

unterwärts zunehmend verflachendem Gehänge (Schönberg) ab. Es ist von seichten, in gleicher Richtung absteigenden Mulden leicht gewellt und gegliedert, erst unten auf der verebneten Randpartie ist der Muldengrund zu engeren und seitlich steileren Gerinnen eingefurcht, großenteils nur in der akkumulativen Ueberlagerung. Eine breiteste und flachste Mulde läuft ganz im Osten dem relativ scharf gebliebenen Kammstück nördlich des Gasteiger Sattels entlang gegen die im Schiefer gelegene kleine Senke 2157 hin. Sie entspricht dem alten Oberlauf eines Stammzweiges des Scheibenbaches, der sich bei zirka 2040 m gleichsöhlig mit einem zweiten, kürzeren vom Gasteiger Sattel her vereinigte. An der Vereinigungsstelle ist heute die Sohlenfläche schon um 20 — 30 m unterschnitten. Die Riedel zwischen den Mulden sind völlig stumpf, breit gerundet und treten nur wenig hervor. Ein westlichster von ihnen, der in einer breit verflachten Kuppe (2355 m) des Höhenrandes entspringt und zur Scheibenalpe absteigt, begrenzt das durchschnittlich Süd-exponierte und allgemein sanftere Schönberggehänge gegen die Talung von Schenant. Am Höhenrand selbst verflacht die Neigung von jener Kuppe an westwärts noch mehr, mit breit gewölbter Rückenfläche steigt hier der Kamm zur Vorhöhe 2433 des Villanderer Berges an, relativ steile Hangstreifen gegen Schenant hin kehrend. Das sanftere Schönberggehänge wird auf der anderen Seite von Schenant korrespondierend durch das mäßig steile, ausgeglichene, glatte Gehänge der Schartalpe fortgesetzt; über das Tal hinweg verbinden sich die Gehänge zu der annähernd einheitlichen gleichmäßigen Abdachungsfläche des Villanderer Berges in die alte Großmulde.

Schönberg und Schartalpen-Gehänge stellen unversehrt gebliebene Reste der alten Abdachungsfläche vor. Die Talung von Schenant hingegen ist zwischen beiden in sie eingetieft worden. Dabei verflacht das Längsprofil des Tales aber nach z. T. steilem Verlauf unten bei der Schenantalpe (2100 m) zu einer fast ebenen Sohle und flachen linken Fußgehänge, womit es fast 1 km weit korrelativ ins Niveau der Scheibenalpe vorführt. Das flache Sohlenstück streicht kurz vorher über niedrigem Steilabfall aus, das flache Fußgehänge links führt verschmälert in den Boden der Scheibenalpe über. Die Talung von Schenant basiert also trotz ihrer beträchtlichen Eintiefung (150 m) doch noch auf dem Boden der Großmulde und fällt in ihrer Erstreckung bis an 2000 m

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

herab, wenn schon als spätes Entwicklungsstadium, noch innerhalb desselben Oberflächensystems wie die Großmulde im Ganzen. Der niedrige Abfall unter 2000 m hält nur bis 1960 m an, wo sich die Sohle unter starker Verflachung (bis 1880 m) zur sg. Wildebene erweitert. Erst nachher setzt dann endgiltig die jüngere Tiefenerosion des Tanzbachs ein. Die Zugehörigkeit der Wildebene zur Scheibenalpe wird durch 60 — 80 m hohes steiles Zwischengehänge unwahrscheinlich gemacht.

Die Schenanter Talhänge sind streckenweise, besonders rechts, sehr steil, z. T. schrofig. Links (O-NO) schalten sich in 2240 — 2180 m Verflachungen ein. Verschmälert ziehen dieselben in ungefähr gleicher Höhe durch die Talmitte, eine Stufe (2220 — 2200 m) im Längsprofil bewirkend, an die rechte Seite hinüber, wo sie wieder verbreitert, zwischen 2240 und 2200 m eine deutlich vortretende, unterwärts in Schrofen abbrechende Plattform bilden. Mangels ersichtlicher selektiver Anhaltspunkte deutet diese Verflachungszone auf ein vorübergehendes Innehalten der Tiefenerosion im Rahmen der Großmulde hin.

Das steile Stück unter der Verflachungszone bildet einen untersten Talschluß, die Hänge oberhalb einen zweiten mittleren. Darüber folgt ein verbreiterter, unregelmäßig verflachter obersten Einzugsbereich, die kahle, öde, fast karstähnliche, im großen schildförmige, im Kleinen reich gegliederte Fläche der „Platten". Die ungezählten kleinen und größeren Felsbuckel, die sie zusammensetzen, sind alle mehr weniger gletschergeschliffen, in den Vertiefungen dazwischen, kleinen Felsbecken, glitzern zahlreiche versteckte, nur von oben sichtbare Wasseraugen. Im Genaueren beginnt die Verflachung bei 2260 m mit kleinen Felsbuchten, deren Böden leicht vertieft sind, und im Grunde kleine Seeaugen bergen. Eine 20 — 50 m hohe mäßig steile Hangzone um 2300 m trennt davon einen oberen Felsboden (2334 m) mit 4 weiteren Seeaugen ab, der im NO, wo er am breitesten ist, scharf mit dem steilen obersten Abhange der Höhe 2434 m winkelt, nach N und NNW in weniger steilen Hängen zum Villanderer Berg ansteigt. Im W und SW erheben sich über die hier minder deutlich getrennten Böden sehr steile, bis 100 m hohe Hänge, über die der letzte Anstieg zur Sarner-Scharte (2380 m) hinanführt. Seitlich der schmalen Einschartung kanten die Hänge oberwärts scharf mit dem sanften, glatten, ausge-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

glichenen Abdachungsgelände rechts (SW) über dem Schenanter Tal. Von der abgeflachten Höhe 2406 m südlich der Scharte greift dasselbe, durch die Scharte selbst nur kurz unterbrochen, auf den Gipfel (2462 m) über und liefert dort in sanftem, gleichmäßigem Anstieg von 2420 m (SO) auf 2460 m (NW) die schöne schiefe Ebene, die in der Ansicht von Süden so charakteristisch hervortritt. Im Sattel (2398 m) zwischen Sarner Scharte und Villanderer Berg reicht die Schildfläche bis auf die Kammhöhe hinan, anderseits gehen hier die sanften Kammformen der beiderseitigen Erhebungen in einander über. In dem Sattel verfließen so die alten Kamm- und Abdachungsflächenreste und der Hintergrund der unterwärts stark eingetieften Tallandschaft in einander.

Die Talung von Schenant ist demnach eine jüngere, aber noch gemeinsam basierte Eintiefung in dem rechten Abdachungsbereiche der alten Großmulde der Gasteiger Alpe. Sie ist später glazial ausgestaltet, ausgeschliffen worden. Daß ihre Ausbildung in beträchtlicherem Maße durch Gletschererosion erfolgt wäre, ist nicht wahrscheinlich wegen der Schärfe der Umrandung und der bedeutenden Breiten- und Tiefendimension, der nur ein kleines glaziales Einzugsgebiet gegenübersteht .

Die Entstehung der sehr scharf einsetzenden Steilabbrüche gegen das Sarntal hin ist selektiv gefördert worden durch das Ausstreichen weicherer Schichten am Fuße der in massigem Porphyr gelegenen Wände. Im Westen sind es Tuffe, im Norden (Seeberg) der basale Schiefer. Die Spuren starker Nachbrüche und Bergstürze finden sich in mächtigen Blockansammlungen am Fuße.

Auf der Höhe des Villanderer Berges sind deutliche Anzeichen solcher Nachbruchbewegungen gegeben in Form zweier fast geradliniger Randspalten; sie konvergieren knapp nördlich und südlich des höchsten Punktes spitz gegen Ost, sind zirka 20 m breit, maximal 10 m tief, im Grunde verschüttet. Die nördliche Spalte läuft fast ½ km weit dem Abbruchrande entlang; der breite Felsstreif nördlich davon ist mit seiner zur breiten Rückenfläche 2434 — 2355 passenden Oberseite ein paar Meter tief abgesunken.

Im Gebiete der Schartalpe ist nur altes Abdachungsgelände erhalten, das bei 1920 — 1820 m ziemlich scharf an das steile tiefere Gehänge des Tanzbachgrabens grenzt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die der Scheibenalpe entsprechende Sohlenverflachung käme hier, korrelativ fortgesetzt, schon tiefer in den jüngeren Erosionsbereich des Tanzbaches zu liegen. Knapp unter der Schartalpenhütte (1870 m) schickt sich das Gehänge bei 1840 m eben an, etwas sanfter zu werden, doch bevor es noch zu einer stärkeren Verflachung kommt, setzt bei 1820 m der Gefällsbruch zu dem merklich steileren Gehänge von Windlahn (Winterstall) ein.

6. Die Barbianer und Rittner Alpe.

Die Mulde der Gasteiger Alpe wird im SO von dem niedrigen weich geformten Rücken des Sattelberges (2164 — 2180 m) eingefaßt. In flacher Wölbung biegt auf seiner Höhe das nur mäßig geneigte Sprafaler Gehänge in eine noch sanftere SO-Abdachung um, je eine Mulde, in östlichen Teilen zum Eisak-, in westlichen zum Sarntal, schließt an. Zwischen den beiden Muldenbereichen ist der Hauptkamm des Gebirges zu einer seichten Senke verflacht, fast verebnet. Die Südflügel der beiden Mulden schließen nach Süden hin ums Rittnerhorn herum zu einem breiten, sanften axialen Abdachungsgelände zusammen. Der Großteil auf Seite des Eisacktales ist Barbianer Alpe, auf Seite des Sarntales Rittner Alpe (die Gemeindegrenze verläuft entlang der Mauer auf der westlichen Seite des Rittnerhorns und weist dieses mit der Ober- und Unterhorn-Alpe der Gemeinde Barbian zu). Barbianer- und Rittner Alpe mit den Höhen des Sattelbergs und Rittnerhorns bilden einen neuen einheitlichen und zusammenhängenden Flächenbereich unserer Hochlandschaft. Weithin erstreckt sich hier das Gelände in ausgeglichenen und geglätteten Formen, an vielen Stellen fast verebnet, korrelat in allen Teilen, sanft gewölbt die Höhen der Kämme, gleichmäßig abdachend am freien Gehänge wie in breiten Einmuldungen und rundum mit großer Schärfe grenzend gegen steile, unausgeglichene Tiefen.

Die Grenze setzt hoch am südlichen Gehänge des Windlahngrabens mit scharfer Kante bei rund 2000 m ein. Der sanfte Abhang des breit gerundeten Sattelbergrückens tritt hier mit verflachtem Rande westwärts etwas vor (P. 2023) und bricht dann unvermittelt, zu oberst schrofig, ab. Von da fährt die Randlinie bei ungefähr 2000 m jene Seitenmulde aus,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

die vom Sattelberg herabzieht. Im Zuge des tieferen, steil eingerissenen Grabens ist hier auch oberwärts in dem sonst ausgeglichenen Grunde eines südöstlichen Muldenastes ein steilwandiges jüngeres Gerinne eingefurcht (Abfluß einer starken Quelle auf der Oberhornalpe). Jenseits des Grabens springt der Flächenbereich dann wieder weit gegen Windlahn vor und randet dort bei P. 2036 scharf über steilen, schrofigen Abbrüchen. Weiter südwärts steigt die Grenze, einige Gräben passierend auf 1860 m nördlich und bei der Gießmanner Alpenhütte (1860 m) ab. Dort ist sie wieder besonders schön und markant ausgebildet. Die Hütte liegt im Sattel des nach Westen vorgeschobenen Gießmann-Nocks (1926 m), auf dessen abgeflachte runde Kuppe die Oberfläche in sanftem Anstieg vorführt. Nach drei Seiten hin streicht die Flächenlandschaft hier hoch über steilen Waldhängen aus. SO der Hütte ist der Rand weniger scharf, der steile Abfall schließt dort in konvexer Kurve an die Fläche der Wölbung der Höhe 1927 m an. An deren Ostseite biegt die Grenze, wieder schärfer ausgeprägt, zurück in die Umfaßung des Lahner Grabens, quert bei 2020 m den oberwärts sanften Südhang der Berger Aste (2111 m) und führt auf der anderen Seite bei 2000 m wieder vor an den Rand des Gießmann-Grabens (P. 2006), an dessen Nordgehänge sie weiterhin etwas verwischt in den Sattel (2040 m) beim Unterhorner verläuft. Oberhalb dieser Grenzlinie herrscht allgemein flächenhafter Formcharakter. Auf den Höhen verflacht das Gelände zu fast ebenen Böden, auf der Berger Aste und der Oberhornalpe z. B.

Im Sattel beim Unterhorner verbinden flache, am tiefsten Punkt leicht eingekerbte Böden nach Süden zum breiten abgeflachten Rücken des Hund. Oestlich des Sattels zieht der Rand zunächst scharf bei 2040 — 2030 m über dem steil eingesenkten Talschlusse des Gonderbaches zu den sanft abdachenden Wiesen und Weideböden SSO unter dem Rittnerhorn; mit diesen und östlich angrenzenden Waldböden springt er südlich bis in 1950 m vor. Von da um die Ecke nach Norden verläßt die Grenze den Porphyrhorizont, dem sie bisher gefolgt, und ist nun für ein kurzes Stück nicht sonderlich deutlich ausgeprägt. Bald NNO aber setzt sie bei der Veltuner Alpenhütte (1873 m) und jener knapp SSW davon (1892 m) wieder deutlich ein am SO-Rand der weiten Flächen der vom Sattelberg herunterkommenden flach

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

eingemuldeten Barbianer Alpe. Die schiefe Ebene, die von hier sanft und gleichmäßig bis auf den Sattelberg und in die Senke südlich von ihm ansteigt, entspricht im Wesentlichen der, stellenweise noch tuffbedeckten, Porphyrunterlage des Tuffpakets, das aus dem oberen Gondertal in das Liegende des Rittnerhorn-Porphyrs ansteigt und dort durch seine Auswitterung zu ausgedehnten Nachbrüchen (Blockhalden) Veranlassung gegeben hat. Felsabbrüche und Steilhänge bringen dort stärkere Unregelmäßigkeiten in den Verband der sonst gleichmäßig sanften Hochlandschaft. Je weitläufiger dieser stratigraphische Horizont auch selektiv herausgearbeitet ist (Pedöller Mahder — Schrützen Hölzl — Mittelberg), umso bemerkenswerter ist das Absetzen der Hochlandsfläche von ihm bei 1850 — 1900 m.

In der Abdachungsrichtung (SO) randet die schiefe Ebene bei 1870 — 1850 m unscharf gegen nur mäßig steilere tiefere Hänge. Umso schärfer aber ist dann wieder ihre linke (O bis NO) Außenbegrenzung mit der Kante des Florberges (1944 m). Ohne randliche Ueberhöhung streicht sie nach dieser Richtung hin glatt über Hunderte von Metern hohen Steilhängen (45°) zum Eisaktal hin aus. Aus dessen Tiefe gesehen erscheint der Flächenrand als Kammlinie. Stellenweise tritt noch nahe und unmittelbar am Rande fast Verebnung ein. Vom Florberg steigt die Kante NW gegen den Gasteiger Sattel bis auf 2080 m an, wobei sie sich, von einzelnen verebneten Stellen abgesehen, zu einem stumpfen Knick flachen höheren Gehänges zu steilem tieferen umbildet und die Fläche der Barbianer Alpe in ähnlicher Weise jene des Angerle (Oberrand 1750 — 1900 m) überhöht wie oben die Kante des Villanderer Berges die Fläche der Mooswiesen.

In die etwas nach rechts (SW) gerückte Tiefenlinie der Mulde der Barbianer Alpe hat der unterwärts steiler und tiefer eingerisssene Kaserbach (ein Zufluß des Gonderbaches) bereits ein enges, steilwandiges, streckenweise klammförmiges, oberwärts gabelig verzweigtes Gerinne eingefurcht, dessen oberste Ausläufer bis an den Merlboden (2114 m) heranreichen, eine oberste Verebnung der Barbianer Alpe am sanften Abhange des Sattelberges.

In der Mittellinie des Flächenbereiches der Barbianer und Rittner Alpe, nach Süden vorgeschoben, ragt als höchster Punkt der alten Kammregion das Rittnerhorn (2261 m) auf.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Im Längsprofil des Kammes bildet es eine sanfte, breite, oberwärts flache Aufwölbung. Von Westen her erhebt es sich mit kurzem, glattem, 20 — 60 m hohem Steilhang über den fast verebneten Boden der Oberhornalpe (2160 — 2200 m). Wie wohl die lokale Relation den Namen „Horn" gerade in der Ansicht von dieser Seite her rechtfertigt, fügt es sich hier doch ganz harmonisch dem Formschatz des Hochlandes ein. Ostseitig hingegen ragt der Bergrücken schroff über die schiefe Ebene der Barbianer Alpe auf, die in ihrem Anstieg gegen NW sanft und gleichmäßig in die Rückenhöhe überführt. Die Schroffheit konzentriert sich auf zwei Wandstreifen, mit denen die flache Höhe des Rittnerhorns stufenförmig niederbricht. Zwischen beide ist eine fast verebnete Stufenfläche (2184 m) geschaltet. Der untere Abbruchrand ist sicher selektiv begründet, er gehört einer N ansteigenden Porphyrdecke an, die von dem schon erwähnten Tuffpaket unterlagert wird und dahin nachgebrochen ist (große Blockhalden).

Die Stufenkante setzt im Terrain die Kante des Flächenrandes östlich von Unterhorner in raschem Anstieg an die NO-Seite des Rittnerhorns fort. Die Stufenfläche liegt in grusigem, vermutlich tuffigem Porphyrmaterial und ist wahrscheinlich, mit dem oberen Abbruche, gleichfalls selektiv; denn auch dessen Gestaltung geht auf Nachbrüche zurück. Dieser obere Abbruchrand verläuft fast gerade NO. Unten (30 — 40 m) am Fuße entlang ziehen die abgebrochenen, dabei z. T. geborstenen Massen auf der Stufenfläche liegend einen bis 8 m hohen Wall, der mit der steilen Abbruchwand einen bis 10 m breiten abflußlosen Graben bildet (hier halten sich kleine Schneereste mitunter den ganzen Sommer).

Diese einseitige Ungleichmäßigkeit des Reliefs vermag die Zugehörigkeit der Gipfelform zur alten Hochlandsfläche nicht zu stören. Der sanfte Verlauf der Kammlinie und die nur unbedeutende Ueberhöhung gegen Westen geben hiefür positive Anhaltspunkte genug.

Der Bereich der Barbianer und Rittner-Alpe stellt, zum Unterschied von den früher betrachteten Teilen der Hochlandschaft, ein annähernd symmetrisch aus der alten flachen Kammregion geschnittenes Oberflächenstück vor, das, von untergeordneten Unregelmäßigkeiten abgesehen, sanft und

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

gleichmäßig nach beiden Seiten und auch axial in der Kammrichtung abdacht, mit flach eingesenkten Mulden oder mit flachem, stellenweise fast verebnetem freien Gehänge. Axial senkt sich die alte Kammregion, nachdem sie vom Gasteiger Sattel her zum Sattelberg und Rittnerhorn angestiegen, mit ebenso sanften Hängen wie an den seitlichen Abdachungen in den Sattel beim Unterhorner.

7. Der südliche Endabschnitt (Saubacher Kofel— Hund — Sam.)

Im Sattel beim Unterhorner schnüren die tiefen Gräben des Gonder- und Gießmannbachs die Hochflächenlandschaft fast ab. Nur mit einem schmalen axialen Streifen hängt sie mit ihrer südlichen Fortsetzung noch zusammen. Die beiden Gräben sind bis an den Sattel heran mit ziemlich scharfem Oberrand, bei zirka 2000 m, eingerissen. Von da führt der Kamm flach vor zum Hund (2072 m). An seiner Westseite, über dem Gießmanngraben, verläuft eine schmale, selektive (Tuffhorizont) Gehängeverflachung von 2000 m allmählich absteigend gegen SW, wo sie in die breite fast ebene Schulterfläche „Auf der Schön" (1940 — 1890 m) überführt, die einerseits (O) mit deutlichem Winkel von dem ziemlich steilen höheren Hange des Hund absetzt, anderseits fast 1 km weit flach, nur sehr sanft absteigend nach Westen vorführt. Winkelung und Steilhang sind vermutlich an die Stelle einer älteren gleichmäßig sanften Westabdachung des Hund getreten.

Die flache, fast ebene Höhe der Schön geht nach Süden ohne merkliche Grenze ganz allmählich in eine zunächst sanfte, erst unter 1820 m etwas raschere Abdachung über. Untere Lagen führen allmählich in die offenkundig schon nicht mehr zum Hochlandsbereiche gehörigen Verflachungen bei der Saltner Hütte (1660 m) über. Es leitet hier die selektiv herausgearbeitete Abdachung der Porphyrniveaus (Tuffhorizont an der Westseite des Hund und bei der Saltnerhütte) von höheren zu tieferen Formelementen über.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Westwärts dacht die breite Schulterfläche der Schön von 1890 m an sanft mit lokalen Verflachungen zu den Grünwalder Höfen (1740 m)* und in den flachen Roßwagen-Sattel (1711 m) ab. Das ist der östliche Teil einer breiten (1½ — 2 km), seichten, selektiv an der Grenze zwischen Porphyr und Grödner Sandstein ausgenommenen Senke. Deren westliche Einfassung bildet die sanfte breite Höhe des Sam (1804 m). Die ideale Fortsetzung des Profiles von der Schön bis hieher, die wohl der alten Hochlandschaft entspricht, ergibt ein Gefälle von nur 100 m auf 3300, also rund 3 %. Am Sam bricht die flache Rückenlandschaft unvermittelt mit sehr steilen Hängen viele Hunderte von Metern zur Tiefe des Sarntals ab. Ebenso steil und unvermittelt setzt die Rückenfläche auch nach Norden, zum Gießmanner Graben nieder. Jenseits desselben streichen am Gießmann-Nock in korrespondierender Höhe die Flächen der Rittner Alpe aus. Nach Süden dacht der Samrücken sanft und allmählich mit der Porphyroberfläche (Grödner Sandstein - Basis) gegen Oberinn ab. Auch hier bewirkt Selektion nach dem statigraphischen Abbdachen ein Unscharfwerden, Verwischen des Unterrandes der Hochlandsfläche. An die Stelle der sonstigen Steilabfälle tritt ein ganz sanftes Abdachungsgelände.

Ostwärts verläuft dem flachen Rücken des Hund zunächst ein nur wenig niedrigeres, über 1 km breites, unregelmäßig gemuldetes, flach kupiertes Plateau entlang, in einer mittleren breitesten und flachsten Mulde liegt die winzige „Schwarze Lacke" (1977 m, vorn leicht durch Schutt abgedämmt). Das Plateau randet scharf über steilen Hängen. Die Randlinie steigt nach Osten auf zirka 1850 m ab. Südseitig ist einem obersten Steilabfall um nur 100 — 40 m tiefer ein kleineres Plateau (1836 m) vorgelagert, das morphogenetisch wohl noch dem größeren anzuschließen ist. Oestlich des letzteren folgt mit nicht ganz 100 m hohem Steilhang eine Winkelbildung ähnlich jener an der Schön, wahrscheinlich auch selektiver Anlage, wenn schon der vermutete Tuffhorizont oder wenigstens die Trennungsfuge der Lavadecken nicht nachgewiesen werden konnte. In der Winkellinie verläuft eine zirka 200 m breite, flache, moorige Mulde (Oerschenmoos 1777 m). Oestlich davon führen abgeflachte

*) Der Obergrünwalder, 1740 m, ist die höchstgelegene Siedelung des ganzen Gebietes zwischen Eisak- und Sarntal.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Porphyrhöhen (1800 — 1760 m) über 1 km weit gegen das Eisaktal vor, die vorderste (1769 m) ist der Saubacher Kofel. Ueber die Oerschenmulde hinweg, ideal, verbinden sie sich in sanft ansteigender Profillinie mit dem Plateau der Schwarzen Lacke. Der Saubacher Kofel dacht ostwärts zunächst noch sanft bis 1680 m ab, dann folgt scharfer Abbruch zur Tiefe des Eisaktals, nordwärts zum Gonder-Graben. Aus dem Tale gesehen erscheint der Saubacher Kofel als First des Gebirges, die Höhenlage entspricht, korrelativ gesenkt, jener des Hoaderer Bergs über Villanders.

Nach Süden böscht die breite Höhe des Saubacher Kofels und seiner Umgebung, zuletzt steil, zu einer ähnlich breiten flachen Vorlagerung bei 1650 m (Kircher Lacke, Laden) ab. Am Rande gegen das Eisaktal ist der Abfall nur niedrig (50 m), nach Westen wächst er bis 200 m. Die Fläche der Kircher Lacke und des Laden kann daher ebenso wie jene bei der Saltner Hütte, in die sie unter Vermittlung der Glöckwiese (1690 m, an der Ecke nördlich über Bad Sieß) übergeht, nicht mehr zum Hochlande gerechnet werden. Vermutlich ist sie selektiv, nach demselben Tuffhorizonte wie bei der Saltnerhütte, erodiert. Immerhin begegnet die Abgrenzung der Hochlandsfläche hier Schwierigkeiten, nur der Rand des Plateaus der Schwarzen Lacke und die Höhen Schön, Sam, Saubacher Kofel geben einigermaßen sichere Grenzpunkte. Für diese Abgrenzung spricht auch das Bild der Landschaft: in der Linie Sam — Schön — Hund — Saubacher Kofel streicht das Hochland nach Süden hin aus und grenzt im Blicke von Süden der Horizont, nur stellenweise schauen einzelne Punkte nördlicheren Gebietes darüber vor, ebenso wie sie den Blick von den weiten Alpenflächen des Nordens nach Süden abfängt und erst ganz draußen, gegen Oberbozen hin, wieder Boden fassen läßt. Das Profil Sam-Saubacher Kofel gibt mit flach gewölbtem Gesamtverlaufe gegenüber jähen Außenabfällen das erniedrigte, verflachte und verbreiterte südliche Ende der alten Kamm- und Flächenregion zwischen Eisak- und Sarntal, mit dem diese hier gegen die weite alte Talvereinigung hin ausläuft. Allgemein tritt in dieser Linie entschiedenes Abfallen nach Süden hin ein, bis im Winkel von Pemmern bei rund 1500 m die Nordgrenze der Mittelgebirgslandschaft des Ritten erreicht ist.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

B. Die Mittelgebirgslandschaft des Ritten.

Mit steilen Hängen erhebt sich „der Ritten" aus dem unteren Eisak- und Sarntal. Der Anstieg aus den engen Schluchttälern ist für fast 1000 m so steil, das Gelände oben im Gegensatz dazu so sanft, daß sich wie in vielen ähnlichen Fällen der Erinnerung leicht die Vorstellung eines Plateaus aufdrängt. Von kleinen verebneten Plätzen abgesehen aber ist nirgends Plateaucharakter gegeben; statt dessen eine breite Rückenlandschaft von geringem Relief, aber reicher Gliederung. Die Firstlinie ist zwar im Genaueren streckenweise unscharf, doch im großen deutlich ausgebildet in stumpfen, flach gewölbten Rückenstücken. Sie verläuft nahezu median von NNO nach SSW, aus der Gegend von Pemmern (1547, 1510 m) durch den Sattel von Kematen (1323 m) zum Höldboden (1400 m) und Gstrahl (1361 m). Dann allerdings verliert sie sich in der breiten Südabdachung und statt einer führen zwei Kammlinien an den Abfallsrand gegen Bozen vor. Die eine, niedrigere, Oberbozen (1193 m) — Krummeck (1113 m), liegt in der Fortsetztung der früheren einheitlichen Kammregion, die andere, höhere, Wallnereck (1303 m) — Signater Köpfe (1166 m) läuft letzterer SO parallel. Der Verlauf dieser Höhenlinien ist im Ganzen einfach, fast gerade, genauer aber, Hand in Hand mit der erwähnten Unschärfe, z. T. sehr gewunden.

Die Hauptkammregion geht nach beiden Seiten hin in breite sanfte Abdachungen über. Dieselben sind reich gegliedert, vielfach gemuldet und in ihrem morphologischen Detail — zudem ausgedehnte Waldbedeckung hinzukommt — sehr unübersichtlich. Eine Eigentümlichkeit aber tritt mehrfach hervor: der Abfall ist zunächst, in oberen Lagen, merklich steiler, geht dann, z. T. winkelig, in sanfteres Abdachen über und verflacht gegen die Ränder hin am stärksten. Diese verflachten Randpartien sind die Hauptstätten der Siedlung, Klobenstein, Wolfsgruben, Oberbozen, Oberinn liegen auf ihnen.

Diese Einzelheiten stehen z. T. in Beziehung zur Struktur Die verflachten Randpartien gehören zur Hauptsache der Oberfläche des festen, massigen Porphyrs an. Sie haben als lokale selektive Erosionsbasis für das rückwärts anschließende Gelände gedient. Der erste, sanftere Anstieg liegt meist in tiefen Grödner Sandstein-Lagen. Die Winkelbildung,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

bezw. der Gefällswechsel gegen die steileren höheren Partien entspricht einer Grenze des Rückwitterns, Rückwärtseinschneidens von der lokalen Erosionsbasis am Rande aus. Die Kammhöhen werden von den dahinter stehen gebliebenen Resten höherer Grödner Sandstein-Auflagerungen gebildet. Nur zum Teil fällt die Winkelbildung mit der Grenze der Gesteine zusammen (Porphyr-Grödner-Sandstein), da ist sie dann besonders deutlich ausgeprägt. Das ist z. B. der Fall bei zirka 1400 m ober den Verstaller Höfen (NNW von Klobenstein) und längs des Weges von Oberbozen zum Loamer und Lobis. Hier grenzt der höhere steilere Abfall, der in Grödner Sandstein liegt, fast unmittelbar an die verflachte porphyrene Randpartie; auf breiten, flachen, gleichsam Schicht-Terrassen stehen die beiden Höfe; mit dem Grenzniveau der Gesteine sinkt nach Westen hin auch das morphologische, die Fläche des Loamer läuft dort in den abgeflachten Vorsprung (1168 m) beim Bürschling aus; auf der Grödner Sandstein-Ueberlagerung darüber liegt der Migler (1271 m). Aehnliches, nur mit Tuffen, statt Grödner Sandstein, wiederholt sich, in etwas höherer Lage im Abschnitt von Oberinn; Kirche (1300 m) und umgebende Häuser liegen auf randlicher Porphyrterrasse, über deren westlicher Fortsetzung (Plattner, Auf der Eben) am Rückwitterungshange ein Tuffhorizont ausstreicht. Gleiche oder andere am Rande ausstreichende Oberflächenniveaus massigen Porphyrs lieferten die lokale Erosionsbasis der kleinen Täler auf der Höhe, die in der Folge flach rückwärts verlaufen bis zu einer Stelle unvermittelter Gefällszunahme, z. B. das Tälchen des Emmerbachs von Gebrack gegen Pemmern, der Kölblbach nördlich Mittelberg, das Tälchen unter Bad Sieß, das Trockental zwischen Klobenstein und Lengmoos, das auf der Randpartie am „Plattl" ausläuft.

Auch von den lokalen Unregelmäßigkeiten der Abdachung gehen viele auf solche der Porphyroberfläche zurück. Z. B. wird die breite, längs gestreckte Rückfallskuppe (1451 m) südlich der Tann von einer Aufragung des massigen Porphyrs über die allgemeine Grenzfläche gegenüber dem Grödner Sandstein gebildet. Auch das Wallnereck (1303 m) und die Bühel (bis 1262 m) südlich Wolfsgruben sind Porphyrerhebungen, während NW davon in gleichen Höhen schon Grödner Sandstein herrscht.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

In diesen und ähnlichen Einzelheiten ist die Oberfläche des Ritten ein Abbild des Untergrundes. Die Selektion nach der Porphyroberfläche und dem Aufbau der Porphyrplatte ist hier ohne Zweifel in sehr weitgehendem Maße bestimmend geworden für die Oberflächengestaltung.

Aber die geologische Oberfläche der Porphyrplatte hat nicht lediglich aus sich selbst heraus so große Bedeutung für die posttektonische Formentwicklung erlangt. Die flachen Randpartien liegen zugleich — und das ist der springende Punkt für die morphogenetische Beurteilung — annähernd in dem Niveau, das einer wichtigen Etappe der allgemeinen Tiefenentwicklung des ganzen zugehörigen Talsystems (Etsch-Eisak) entspricht. Nicht nur flußaufwärts genommen — nur dann könnte man schließen, daß die Porphyroberfläche im Großen als regionale inneralpine Erosionsbasis für das flußaufwärts gelegene Gebiet gewirkt hätte, ähnlich wie sich im Kleinen jene Tälchen des Ritten nach der Oberfläche massiger Porphyrlagen als ihrer unmittelbaren lokalen Erosionsbasis eingestellt haben, — sondern auch alpenauswärts. Unabhängig von der Porphyroberfläche ist schon vom Alpenrande her ein entsprechendes Hochflächenniveau feststellbar. Daher kann die Porphyroberfläche als solche nur von untergeordneter Einwirkung gewesen sein im weiteren Rahmen einer im Verhältnis der Alpen zu ihrem Vorlande gegebenen allgemeinen Erosionsbasis.

Die Anhaltspunkte für die morphogenetische Beurteilung des Rittner Höhenrandes im Sinne eines allgemein wichtigen Tiefenstadiums der Talentwicklung müssen so in den Beziehungen zu den morphologischen Fixpunkten des flußauf- und abwärts gelegenen Gebietes außerhalb der Porphyrplatte gesucht werden, also gewissermaßen außerhalb unseres engeren Gebietes selbst.

Am Schiefergehänge bei den oberen Höfen von Villanders tritt in zirka 1350 — 1200 m eine Zone von Gehängemäßigungen bis Verflachungen in unser Gebiet ein, die sich weither aus der Brixner Gegend leitet. Vielfach unterbrochen, kehrt sie immer wieder in sanfteren Hangstreifen, deren Lage mit dem Anschnitt, je nach dem Seitenabstand von der Tiefenlinie, etwas wechselt. Hoch ober Barbian tritt sie bei 1300 in in basale Porphyrlagen über. Südlich des Diktele Grabens

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

wird sie, schon höher im Porphyr, von der Tuffterrasse beim Schrützen Hölzl übernommen, um nun mit ihr — im Einzelnen freilich schwer fixierbar — gegen Klobenstein weiterzuziehen. Hier geht sie in den breiten verflachten Randpartien des Rittens auf, die gegen die erodierte Tiefe hin nur mehr ein ganz geringes Gefälle zeigen, dann scharf abschneiden.

Ebenso wie der Rittner Höhenrand setzt sich sein Aequivalent an der Ostseite des Eisaktals, der Rand der Porphyrhöhen um Kastlrut (Laranzer Wald, um 1150 m, Tagusner Bühel um 1200 m) nordwärts mit der breiten Abstufung von Lajen (1100 m) und den Verflachungen um 1200 m über Freins (ob Klausen) in ähnlicher Höhenlage weit ins Schiefergebiet hinein fort. Vom Alpenrande her läßt sich ein entsprechendes Hochflächenniveau unabhängig vom Wechsel der Gesteine von 800 — 900 m in den Dreizehn Gemeinden bis auf die Höhen an der Salurner Klause (Kronberg 1037 m, Geiersberg 1084 m) verfolgen. Weiter nördlich stören zunächst, zwischen Salurn und Auer, tektonische und Schicht-Terrassen das Bild, dann aber schließt der Rand (1080 — 1200 m; je nach der Horizontallage schwankend) der Porphyrhöhen von Aldein — Petersberg — Deutschnofen nahe an das Südende der Rittner Mittelgebirgslandschaft an. Im Ausgangstück des Eisaktals knapp östlich von Bozen entsprechen sich die einander zunächst kommenden Reste beider Seiten der Höhe nach fast genau: auf der Rittner Seite Krummeck, 1113 m, und Signater Kopf, 1166 m, auf der Deutschnofner Seite Bauernkohlern, 1140 m, und Herrenkohlern, 1180 m, ohne daß die morphologischen Analoga auch stratigraphische Homologa wären; auf der Rittner Seite ist es durchaus die Porphyroberfläche (Grenze gegen den Grödner Sandstein), in Kohlern hingegen eine tiefer im Porphyr ansetzende Verflachung (nicht einmal ein Tuffhorizont!), während sich die Porphyroberfläche hier um ein paar Hundert Meter höher erhebt (Stadlegg 1619 m).

Die grundsätzliche Unabhängigkeit von Selektion in der Fortsetzung weiter alpenein- und -auswärts, bei aller selektiven Anpassung im Gebiete selbst, erweist den höheren, allgemeiner entwicklungsgeschichtlichen Rang des Rittner Höhenrandes als morphologischen Leithorizonts im unteren Eisaktal.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der Verlauf des Rittner Höhenrandes im Sinne dieser allgemein wichtigen Etappe der Talvertiefung ist im Einzelnen nicht durchaus scharf und daher nicht überall genau feststellbar. Streckenweise löst er sich in ein paar Staffeln auf und dann ist oft schwer zu entscheiden, was noch und was nicht mehr zur Höhenlandschaft zu rechnen ist. Als Fixpunkte können gelten: der Föhnbergrand (1180 m) bei Lengmoos, Klobenstein (Rand außerhalb, 1159 m), Wolfsgrubensee (1177 m), Signater Kopf (1166 m), Krummeck (1113 m). Schon unterhalb bleiben als Hangterrassen des Eisaktals die Verflachungen von Lengstein (972 m), Siffian (998 m), Unterinn (904 m). Aus der reichen Gliederung in viele kleine Erhebungen und Vertiefungen des Geländes auch noch in diesen Randpartien ist wohl zu schließen, daß man sich noch nicht in unmittelbarer Nähe der Tiefenlinie des zugehörigen alten Talbodens befindet, sondern mehr weniger abseits davon, es wären denn die vielen Unebenheiten nur solche der geologischen Porphyroberfläche. Dieselbe starke Gliederung erschwert anderseits die Konstruktion der zugehörigen Tiefenlinie, es fehlen auf der ganzen Strecke geeignete Profilstücke zur Verlängerung und Verschneidung mit solchen der gegenüberliegenden Talseite. Nur die Verbindung mit Kohlern läßt vermuten, daß dort, am Ausgang des Eisaktals gegen Bozen, die Tiefenlinie bei etwa 1100 m oder unweit darunter lag. In der übrigen Strecke macht zudem der Umstand Schwierigkeiten, daß an der gegenüberliegenden Talseite sichere Aequivalente fehlen. Die geologische Porphyroberfläche ist dort im Abschnitt zwischen Seis und dem Tierser Tal gegenüber den Anschlußstücken im Norden (Laranzer Wald, um 1150 m) und Süden (Gummerer Berg, rund 1200 m) so stark gesenkt (St. Konstantin 914 m, Völs 880 m, Pröbels 888 m, Oberaicha 868 m), daß sie nur mehr als selektives Aequivalent nicht als morphogenetisches aufgefaßt werden kann (die Abräumung der Porphyroberfläche erfolgte hier in einer tieferen jüngeren Entwicklungsphase des Tales). *

*) Die Begrenzung dieses tiefergelegenen Stückes der Porphyroberfläche im Norden und Süden ist dabei so scharf, dass der Gedanke an tektonische Absenkung nahe gelegt wird, zudem die Begrenzungslinien in der Fortsetzung teils bekannter (Tierser Tal), teils angenommener (Schlern-NO-Rand) Störungen liegen. Füs die weitere Fortsetzung der letzteren kommt jene Grenze im Rittner Porphyr in Betracht, an der die stratigraphisch höheren Lagen mit den auflagernden Triasresten (Klobenstein, Schartner) gegen die stratigraphisch tieferen nördlich davon grenzen (Zone von Pemmern).

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Wenn schon der Verflachungsrand noch nicht die Talsohle selbst bedeutet, kann er uns doch das Niveau vorstellen, von dem aus dann nach Stabilisierung der Tiefenentwicklung im Wege seitlicher Erosion das sanfte, aber reich gegliederte Mittelgebirgsrelief des Ritten geschaffen wurde.

An der westlichen, Sarntaler Seite verläuft der Verflachungsrand in selektiver Anpassung an Porphyrniveaus, wie schon ausgeführt, bis über Oberinn (1300 m) hinaus. Weiter nördlich an dem steilen Sarntaler Gehänge paßt in die Fortsetzung des Oberinner Verflachungsrandes zunächst gut ein Gesimse, das, hoch über Wangen, vom Gereiner (1348 m) zum Sulfertaler (1383 m) zieht. Es entspricht der Unterfläche eines Tuffpakets; wo dessen Ausstrich nordwärts schräg am Gehänge unter das Niveau des Verflachungsrandes absteigt, ist es bezeichnender Weise nicht mehr morphologisch herausgearbeitet. Schon unterhalb bleibt, als Hangterrasse des Sarntals, die schöne Verflachung von Wangen (1081 m). An den steilen nordwärts anschließenden Hängen fehlen brauchbare Anhaltspunkte — Tuffhorizonte bleiben ohne förmlichen Ausdruck —, erst an der Kante gegen den Gießmann-Graben folgen wieder auffällige Verflachungen und zwar in 3 verschiedenen Niveaus je 100 m übereinander (1467, 1561, 1667 m). Am breitesten und schönsten ausgebildet ist die mittlere, der sg. Lentschboden (1561 m), ohne daß ihr ein Tuffhorizont entspräche. Umso bemerkenswerter ist, daß genau im selben Niveau über dem tief eingerissenen Graben drüben die schöne breite Stufenfläche von Gießmann (1577 m) ausmündet, die sich mit ihren sanft geneigten grünen Feldern unvermittelt zwischen die steilen höheren und tieferen Waldhänge schaltet, im Längsprofile des Tales von Osten nach Westen absteigend (die inneren Höfe, beim Jöch, liegen auf 1634 m). Auch für die Stufe von Gießmann fehlt eine entsprechende strukturelle Anlage, der massige Porphyr setzt insbesondere im breiteren westlichen Abschnitt der Verflachung ununterbrochen von unten nach oben durch. Der Rand, mit dem die Verflachung nach Westen hin ausstreicht, ist außerordentlich scharf, die Korrespondenz mit dem Lentschboden eine vollkommene: wir haben hier ein morphogenetisches Relikt vor uns, wie es schöner kaum gewünscht werden kann. Die relativ hohe Lage erklärt sich daraus, daß wir uns weit abseits der Tiefenlinie des Haupt-(Sarn-)Tales, in einem Nebentalbereiche befinden.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

In einem ähnlichen Niveau, zwar näher dem Tale, dafür jedoch auf einer Rückenlinie, tritt nördlich des Windlahngrabens weithin auffallend das flache Rückenstück beim Jöchlbauern (1550 — 1500 m) vor, scharf absetzend von den steilen Felsabhängen des Gamser Bergs und steil abfallend in die begleitenden Nebentäler. Die Rückenhöhe ist nun zwar ausgesprochen selektiv ausgebildet an der Basis des mächtigen Tuffpakets vom Fuße der Sarner Scharte, reiht sich aber zugleich sehr gut in unsere Verflachungszone ein. Für eine Strecke von über 1 km bleibt hier die Profillinie des östlichen Sarntaler Gehänges, in sanften Wellen auf und abschwankend, zwischen 1550 und 1500 m.

Mit dem raschen und hohen Anstieg der Porphyrniveaus an der Sarner Scharte und am Villanderer Berg rückt unser morphologisches Niveau weiter nordwärts in der Porphyrserie immer tiefer. Wo es in deutlicher Ausprägung wiederkehrt, knapp über den obersten Höfen von Riedelsberg (Riedler 1514, Pichler 1513 m), da liegt es schon tief im Porphyr, nicht mehr weit über dessen Grenzfläche gegen den liegenden Schiefer. Die breiten flachen Böden, zu denen hier bei 1530 m das Sarner Gehänge nach steilem Anstieg aus der Tiefe verflacht, sind im Profil der Grundgebirgsoberfläche vielleicht noch breiter als im Gelände, indem ihr bergseitiger Rand unter Schutt begraben liegt. Aus diesem Grunde ist auch nicht festzustellen, ob Selektion mit im Spiele ist. Höher oben streichen wiederholt Tuffhorizonte aus, ein großer, einheitlicher, dem die Verflachung entspräche, ist nicht zu sehen; ihr talseitiger Rand liegt, beim Pichler, in massigem Porphyr.

Am linken, östlichen Gehänge des Durnholzer Tales zieht in entsprechenden Höhen (1550 — 1650 m) eine lange Reihe kleiner Verflachungen, schon tief im Schiefer, einwärts bis in die Gegend des Sees (1551 m).

Mit Riedelsberg — Jöchl — Gießmann — Oberinn korrespondieren Abstufungen an der gegenüberliegenden, westlichen Seite des Sarntales: das breit verflachte Gelände zwischen 1500 und 1400 m bei den Höfen (Bachmann etz.) W über Schörgau; Rotwandhof (1480 m); die für ½ km Längserstreckung zwischen 1520 und 1420 m breit abgeflachte Gehängerippe W über Bundschen; der breite Waldboden bei 1510 m über Salbenberg und die südwärts daran anschließende Verflachung beim Stallner (1448 m); denkt

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

man sich letztere in gleicher sanfter Neigung südwärts fortgesetzt, so verfließt sie mit der Terrasse der Höfe von Vormeswald, die hier hoch am Hange eines von Westen kommenden Seitentales (Marterloch) verläuft. Am Abhang zum Tal von Afing entspricht der verflachte Rand (1400 — 1300 m) mit den Höfen von Schwarzegg (Nocker etz.), südlich der Mündung des Afinger Tales die flache Höhe des Trifaler Bühels (1260 — 1280 m), die talein mit den Verflachungen der Höfe von Hinternobls (Tomanegger etz.) gegen Flaas (1351 m) ansteigt. Am Trifaler Bühel befinden wir uns bereits gegenüber dem Rittner Höhenrand vom Lobis zum Loamer (1220 — 1180 m). Auch auf der Westseite des Sarntales wird das morphologische Niveau talauswärts von immer höheren stratigraphischen übernommen.

Auch auf der Sarntaler Seite zeigt sich so, daß der verflachte Rand des Ritten nicht einfach selektiv dem Ausstrich der geologischen Porphyroberfläche folgt, sondern im Zuge eines Gesimsesystems liegt, das in grundsätzlicher Unabhängigkeit von der Struktur des Untergrundes, dieser lediglich streckenweise angepaßt, ein Stadium der allgemeinen Tiefenentwicklung der Täler vorstellt. Der an sich ausgesprochen selektive Rittner Höhenrand geht taleinwärts beiderseits, im Osten und Westen, in ein System von Hangterrassen über, das, unabhängig von der Struktur des Untergrundes, eindeutig in der allgemeinen Entwicklungsgeschichte der Täler begründet ist. Zwischen die in die beiden Täler divergierenden Terrassenzüge schaltet sich, ohne Formvermittlung mit steilen Hängen darüber aufragend, der stehengebliebene Rumpf eines viel älteren Oberflächensystems. Vorne hingegen im Sporn zwischen den konvergierenden Terrassenrändern ist das zwischenliegende Gelände schon in den Formausgleich des den Terrassen entsprechenden alten Talbodens mit einbezogen und zu einem nur mehr sanft überhöhenden Mittelgebirge abgetragen und umgestaltet worden. Darin besteht die morphologische Eigenart der Rittner Mittelgebirgslandschaft: nach der Stabilisierung der Tiefenentwicklung im Niveau der Terrassen bezw. der durch sie vertretenen alten Talböden, sind diese zum Ausgange seitlicher Erosion und Abtragung geworden, durch die auch die Auftragungen, welche zwischen ihnen noch übrig geblieben

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

waren, zu ihrem heutigen nur mehr niedrigen Mittelgebirgsrelief abgeschwächt wurden.

Grundsätzlich dasselbe ist in einem früheren Stadium der Formentwicklung, als die Tiefenerosion in einem höheren Niveau zum Stillstande gekommen war, mit dem „Hochlande" geschehen. Auch dieses geht, wenn wir seine verflachten Unterränder nordwärts verfolgen, divergierend in Gehängeterrassen der beiderseits angrenzenden Täler über, verflachte oder wenigstens gemäßigte Hanggelände, über denen am Kamme zwischen den Tälern unvermittelt die Reste einer noch älteren, höheren Gebirgsoberfläche, das Hochgebirge, aufragen; vorn, im Sporn der alten Talvereinigung hingegen, ist dasselbe zu dem weitläufigen sanften Hochlande der Villanderer-Rittner Alpe abgetragen und ausgeglichen worden, das morphologisch auch einer Mittelgebirgslandschaft entspricht.

Darin besteht denn auch die gemeinsame Eigenart der beiden hier behandelten Gebiete, Villanderer-, Rittner Alpe und Ritten, die sie selbständig, von der Morphologie der Täler losgelöst, behandeln ließ: in jedem der beiden Bereiche hat der Formausgleich von einem Stadium der Tiefenentwicklung der angrenzenden Täler aus übergegriffen auf das dazwischen liegende Gebirge und seine Oberfläche einigermaßen den Tälern angeglichen, vermittelnde Uebergänge von der breiten flachen Talsohle zum stehen gebliebenen Sporn geschaffen. In späteren Stadien der Tiefenentwicklung kam es zu keinem solchen Ausgleich mehr, schroff und unvermittelt fällt der trennende Sporn in den Winkel der tiefsten, jüngsten Talvereinigung ab und die Gesimse bleiben bis zu vorderst Hangterrassen, laufen nicht mehr in Hochflächenränder aus, sondern schneiden an den steilen Hängen des Talsporns ab.

In zwei zeitlich und vertikal weit von einander abstehenden Niveaus ist hier die Gebirgsoberfläche zwischen den Tälern zu Mittelgebirgsformen abgetragen und ausgeglichen worden, in zwei durch steiles Hanggelände getrennten Höhenlagen treffen wir sanfte, hügelige, kuppige bis fast verflachende Oberflächenerstreckung, einmal in der Almregion, über 1700—1800 m (Höhepunkte Villanderer Berg 2511 m, Rittnerhorn 2261 m), das zweitemal auf dem Ritten, zwischen 1100 und 1500 m. Darüber und darunter hingegen herrschen schroffe, felsige Steilhänge, die sich den Neigungs-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

verhältnissen nach in unserem Gebiete nicht sonderlich von einander unterscheiden, nur sind die unteren Steilgelände nach oben hin von Mittelgebirgsformen begrenzt, das obere hingegen wird nach oben zunehmend schroffiger, zackiger — Hochgebirge.

IV. GLAZIALGEOLOGIE.

I. Vergletscherungsbereiche.

Der Eisakgletscher reichte zur Zeit seines Höchststandes in der Gegend von Klausen bis über 2200 m hinan (Phyllitstücke auf Raschötz).*) Aehnlich hoch dürfte das Eis im Sarntale gestanden sein, wenn schon genauere Anhaltspunkte dafür noch nicht zur Verfügung stehen. Der Höhe nach hätten somit die angrenzenden Haupttalgletscher noch unser ganzes Hochland (Villanderer — Rittner Alpe) mit Ausnahme der höchsten Erhebungen (Villanderer Berg 2511 m, Rittnerhorn 2261 m) überfluten und über den Kamm hinweg mit einander in Verbindung treten können. Trotzdem ist dies nach den angestellten Beobachtungen nicht der Fall gewesen, der Eisakgletscher drang nicht weit über den ihm zugekehrten Rand des Hochlandes vor, vom Sarntaler Gletscher findet sich keine Spur, daß er je auf dasselbe übergetreten wäre.

Dieser Befund stützt sich nicht nur auf negative Anhaltspunkte — statt von fremdem Eise waren die Höhen der Villanderer Alpe bedeckt von einer eigenen Plateauvergletscherung, deren Spuren in Form eigener, lokaler Moränen weit verbreitet nachgewiesen werden konnten. Die Plateauvergletscherung der Villanderer Alpe hielt die angrenzenden Talgletscher auseinander und verhinderte ihr Uebertreten auf die Höhen. Ihr Studium wird uns unter einem auch die Einflußsphäre des Eisakgletschers kennen lehren, während von einem Uebergreifen des Sarntaler Gletschers auf die Höhen überhaupt nicht die Rede sein zu können scheint.

*) Vgl. Trautwein: Zur Geologie der Geislergruppe. Diss. Tübingen, 1920, S. 66.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

2. Die autochthone Höhenvergletscherung der Jocher- und Villanderer Alpe zur Zeit des Höchststandes der Vereisung.

Die Kette der östlichen Sarntaler Alpen, soweit sie, mit ihren mäßigen Hochgebirgsformen, vom Penser Joch an südwärts die Gletscher des Eisak- und Sarntales schied, endigt am Jocher Berg (2396 m). Derselbe hat uns schon im morphologischen Teile als Ausgangspunkt gedient. Für die Vergletscherung hat er die Bedeutung eines Sporns, mit dem das über die Gletscheroberfläche aufragende Gebirge ausläuft. Von hier an war, nach den maximalen Eishöhen in den angrenzenden Tälern beurteilt, die Möglichkeit eines Ueberfließens der Wasserscheide gegeben.

Beiderseits des Sporns wurzelten, in Ritzlar (Latzfonser Kreuz) und im Hintergrund des Gedrumtales, Lokalgletscher. Von ihnen zeugen Schliffe und Moränen, letztere noch aus später Rückzugszeit, zu der die beiden Gletscher, namentlich der Gedrumer, schon volle Selbständigkeit erlangt hatten (Endmoräne im Talgrunde unter der Inneren Gedrumer Saltnerhütte, bei 1980 m, — Gschnitzstadium).

Die breitgewölbte Höhe am Kamm SW des Jocher Bergs liegt von etwa 2200 m an abwärts dem Anstehenden nach in Porphyrgestein. Umso auffallender ist es, daß allenthalben Schieferstücke darauf herum liegen, die sich weiter SW bald zu einer scheinbar geschlossenen Schuttdecke mit vielen großen Schieferblöcken verdichten, während Porphyrmaterial in dem Schutte ganz untergeordnet ist. In einer kleinen Einbuchtung des Höhenrandes gegen Gedrum, bei 2250 m, bestätigen Aufschlüsse, daß hier tatsächlich die Porphyroberfläche von einer bis zu 8 m mächtigen Schieferschutt-Decke überlagert wird, die bei der Sanftheit der Neigung vom Jocher Berg her, zumal hier am Kamme, nicht als Gehängeschuttbildung aufgefaßt werden kann. Es ist Moränenschutt: in lehmigem Grundgemenge stecken zahlreiche große und kleine, kantige, eckige und stumpfe Schieferblöcke mit nur erst ganz geringer Porphyrbeimengung; mit scharfer Grenze schneidet der Schutt am Abfall gegen Gedrum über der flachen Porphyroberfläche ab. Bei der Mächtigkeit und Ausbreitung des Schuttes geht es nicht an, ihn einfach von dem kurzen Stück darüber aufragenden Schiefergehänges

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

am Jocher Berg herzuleiten, der Schutt stammt aller Wahrscheinlichkeit nach — die Gesteinsbeschaffenheit stimmt dazu — vom Gedrumer und Ritzlarer Gletscher her, die zur Zeit des Höchststandes, durch die großen Gletscher der angrenzenden Haupttäler in ihrem Abfluß behindert, dem Kamme entlang nach Süden abgedrängt worden waren.

Von der Einbuchtung bei 2250 m verfolgt man den schieferreichen Moränenschutt am Kamm weiter nach SW in den Sattel (2160 m) am Steinboden (2171 m). Hier setzt die zusammenhängende Schuttbedeckung aus und nur kleine Moränenreste und lose Schieferstücke im eckigen autochthonen Porphyrschutt gehen weiter bis in den Sattel (2088 m) NO von Guflreit. Die Höhen (2133, 2121 m) der Jocher Alpe, die SO dem Kamm entlang verlaufen, entbehren stärkerer Moränenbedeckung, in ausgedehnten Blößen tritt dort der Porphyrgrus der Unterlage frei zutage. In den Mulden aber, die gegen das Eisaktal vorführen, gewinnt Moränenschutt wieder große Verbreitung und Mächtigkeit. Hier ist es nun nicht mehr vorherrschend Schieferschutt, sondern Schiefer- und Porphyrmaterial in wechselndem Verhältnis gemischt, wobei das Porphyrmaterial unter Verhältnissen, die nicht auf fluviatilen oder Gehängeschutt-Transport deutbar wären, weit unter die Schiefergrenze hinabgreift. Dieselbe Zunahme der Porphyrkomponente in dem Geschiebeschutt beobachtet man auch in der Kammregion weiter nach SW fortschreitend; der Moränenporphyr hebt sich durch Stumpfung, Rundung, Glättung, vereinzelt auch Spuren von Schrammung meist deutlich von dem rauheren, schärferen Verwitterungsgrus und schutt ab.

Wären so die Verhältnisse am Kamm unmittelbar SW des Jocher Bergs geeignet, den Eindruck einer Mittelmoräne zu erwecken, die sich an die Kammscheide zwischen den Hauptgletscherbereichen Eisak- und Sarntal hält, so macht das Auftreten porphyrreichen Moränenschuttes in der südlichen und talwärtigen Fortsetzung, bei Fehlen jeglicher weiterher stammender Erratika, gewiß, daß die Hochfläche selbst eine starke Vergletscherung nährte und das schieferführende Eis nur gerade im Anschluß an den Sporn des Jocher Bergs überwog.

In der Kammregion läßt die Verbreitung der Schiefergeschiebe eine dem Kamm entlang vom Jocher zum Guflreiter Berg gerichtete Gletscherströmung erkennen. Am Guflreiter Berg scheint dieselbe ans süd-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

östliche Gehänge abgeschwenkt zu sein, denn einerseits werden Schiefergeschiebe an den sanften SO-Hängen des Berges über 2000 m gleich sehr selten, anderseits fehlen auf den Schieferhöhen südlich des Guflreiter Bergs, am Nordrande der Mooswiesen, Porphyrgeschiebe.

Im Bereiche der Mooswiesen selbst (östlich unter dem Sattel Am Toten) erlangt dann lokaler Moränenschutt, Porphyr-Schiefer gemischt, neuerdings große Ausbreitung. Er nimmt hier maßgebenden Anteil an der Aufstauung der ausgedehnten Moorflächen .Ueberall, wo Wege oder Bäche Einschnitte liefern, sieht man ihn erschlossen, längs des Weges von P. 2006 gegen 2104, an der linken Seite des kleinen Grabens bei P. 2016, in der Gegend der Almhütte des Moar in der Lahn (2007 m) — ja wenn nicht an anderen Stellen der weiten Villanderer Alpe autochthoner Porphyrgrus die Moorböden trüge, würde man ohne Bedenken den Moränenschutt allein als den Wasserstauer betrachten. Auf den „Mooswiesen" spielt er jedenfalls eine führende Rolle, auch entschieden geneigte Flächen, die er trägt, sind hier versumpft.

Gleicher Moränenschutt liegt SO der Mooswiesen am Fuß der steil darüber aufragenden Porphyrhöhen, beim Maungger Astl (1929 m) und weiter gegen den Gasteiger Sattel (2052 m) hin.

Die Moränendecke der Mooswiesen setzt sich in stellenweise mächtige Ansammlungen gleichen Schuttes (Porphyr-Schiefer gemischt, ohne Erratika) fort, welche in den zum Eisak vorführenden Mulden der Hochlandsfläche liegen (s. u.). Außer dieser unmittelbar talwärts gerichteten Strömung — die, wie die Ueberlegung ergeben wird, großenteils erst jüngeren Datums gewesen sein dürfte, — bestand aber auch hier eine solche über die Höhen dem Gebirge entlang. Das geht mit Sicherheit aus der Verbreitung der Schiefergeschiebe hervor. Südlich der Mooswiesen ragt mit steilem Hang der Höhenrücken auf, der vom Villanderer Berg zum Gasteiger Sattel zieht. Dieser Rücken wird nur für ein ganz kurzes Stück, zwischen 2160 und 2140 m, wo ihn der Weg zum Rittnerhorn überschreitet, von anstehendem Schiefer gebildet, sonst liegt er ganz in Porphyr. Schiefergeschiebe nun aber reichen an dem Rücken gut 100 m höher, sind schon auf der verflachten Höhe 2262 m in Menge ausgestreut. Sie können nur mit Eis von der Villanderer Alpe dahin gelangt sein, das hier, durch den Eisakgletscher am direkten Ab-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

fluß gehindert und entlang zu strömen gezwungen, den Rücken überflutet hat und an die Sarner Seite des Gebirges übergetreten ist.

Die Schiefergeschiebe auf 2262 m geben aus unserem Gebiet selbst einen Mindestwert für den Höchststand der Gletscheroberfläche.

Anschließend ist auch die Abdachung gegen Süden (Schönberg), zur Scheiben- und Gasteiger Alpe, nach unten zunehmend bedeckt mit schieferführender Porphyrmoräne — bei P. 2059 staut sie einen kleinen Moorfleck auf —, wiewohl das Gehänge fast ganz im Porphyr liegt. Unten am Weg vom Gasteiger Sattel zur Scheibenalpe ist die Moräne hin und hin in typischer Ausbildung erschlossen, die kleinen Gräben, die hier das sanfte Gehänge zerfurchen, decken stellenweise Mächtigkeiten von mehreren Metern auf. Gar nicht selten findet man geschliffene und geschrammte Porphyr- und Jaspisgeschiebe darin. In der breiten Mulde, die von dem Uebergangspunkt bei 2157 m zum Gasteiger Sattel herabzieht, liegt flach ausgebreiteter blockreicher Schutt, vorwiegend Porphyr, doch mit viel Schieferstücken, der mit leichter längsverlaufender Wölbung (flache Kuppen und Wallstücke) vom Fuß des östlich begleitenden Porphyrkammes einen Moorstreifen abdämmt. Die Felskuppen (2118 m) dieses Rückens sind gerundet und geschliffen.

Besonders auffällig äußert sich die Strömung dem Kamme entlang dann wieder südlich des Gasteiger Sattels (2052 m). Das ganze Gelände, (Sattelberg, Rittner Alpe, Rittnerhorn) liegt im Porphyr. Auf der Porphyroberfläche aber steigen zahlreiche, z. T. nur wenig gerollte Schiefergeschiebe — keinerlei weiterherstammende Erratika — bis auf die Höhen des Sattelberges (bis 2160 m) und der Rittner Alpe (2169 m), und sie lassen sich von da westlich unterm Rittnerhorn vorbei noch weiter nach Süden verfolgen bis zur Oberhorner Alpe, zusammen mit den Schiefergeschieben auch geschliffene, gerundete Stücke ortsfremder Porphyrvarietäten. Auch diese Vorkommnisse können nur mit Eis von der Villanderer Alpe hergeleitet werden, zu einer Zeit höchsten Gletscherstandes, als ein Abfließen direkt ins Tal nicht möglich war.

Westlich dieser medianen, fast genau dem Kamm folgenden Gletscherkomponente kam anderes lokales Eis von der Abdachung des Villanderer Berges und der Sarner Scharte,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

besonders aus dem Tale der Schenant. Der Gletscher aus der Schenant lagerte schieferfreie Porphyrmoränen ab (Aufschlüsse mehrfach am Weg von der Gasteiger zur Schenantalpe, die Grenze gegen die schieferführende Moräne folgt ungefähr der Kante NNW über der Scheibenalpe) und hinterließ schöne Gletscherschliffe (äußerster an jener Kante, wo sie der Weg überschreitet, bei 2080 m) mit Schrammen in der Richtung des Tales, die schönsten an den Felsen westlich über den innersten Alpenhütten (2100 m, Schrammen weithin sichtbar). Talabwärts, zum Scheiben- und Tanzbach, schließen auch hier, wie drüben in den Mulden der Villanderer Alpe, mächtige Ansammlungen gleichen Moränenschuttes an, die erst aus späterer, frühpostglazialer, Zeit stammen dürften.

Das Rittnerhorn (2261 m) bleibt frei von Spuren jeglicher Eisüberflutung; nur von eigenen Firnansammlungen mag es bedeckt gewesen sein. Das dem Kamm entlang strömende Eis der Villanderer Alpe schwenkte vom Sattelberg an die Westseite, zu kleineren Teilen auch an die Ostseite des Rittnerhorns ab. Von letzterem Wege zeugen schieferreiche Moränenreste am Merlboden (2119 m, südlich unter dem Sattelberg) und in oberen Lagen der Barbianer Alpe. Die Komponente des Höheneises aber, die hier abfloß, wurde bald vom Eisakgletscher überwältigt, gleichsam an die Wand gedrückt: Granitgeschiebe (Brixner Granit) im Hintergrund des Gießmann-Grabens, bei P. 1634, und ganz vereinzelte Erratika granitischer Gesteine auf der Schön (1921 m) machen es wahrscheinlich, fast gewiß, daß im Sattel (2040 m) beim Unterhorner der Eisakgletscher, wenn auch nur mit geringen randlichen, so doch schon granitführenden Komponenten, über den Kamm des Gebirges an die Sarner Seite hinüber getreten ist und damit die ganzen lokalen Strömungslinien hier bereits an die Sarner Seite abgedrängt waren. Die außerordentliche Spärlichkeit sicherer Erratika (Brixner Granit) im Moränenschutt des Gießmann-Grabens und auf der Schön bis gegen die Saltnerhütte hinab, sowie die Ueberlegung, daß die zunächst gelegenen Komponenten des Eisakgletschers von dem granitfreien Schalderer und Latzfonser Eise geliefert waren, macht wahrscheinlich, daß es sich bei diesen Erratika nur um solche handelt, die aus älteren Schotter- oder Moränenablagerungen an der West-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

seite des mittleren Eisaktales entnommen worden sind. (Für solche sekundäre Uebernahme aus älteren Schottern spricht auch das Vorkommen von Geschieben von Dolomitengesteinen in Moränen an der Westseite des mittleren Eisaktales, bei Schnauders und Velturns z. B.).

Erst unten auf den Porphyrtuff-Böden bei der Saltnerhütte werden Eisaktaler Erratika häufiger. Dort trat der Eisakgletscher schon mit ein paar Hundert Metern Mächtigkeit auf die Sarntaler Seite über.

So läßt sich für die Zeit des Höchststandes der Vergletscherung das Bestehen einer autochthon gespeisten Gletscherkomponente erkennen, die auf den Höhen der Jocher- und Villanderer Alpe ungefähr dem Kamm entlang nach Süden abfloß, indem sie durch den bis in gleiche Höhe angeschwollenen Hauptgletscher des Eisaktales an dem Abfluß ins Eisaktal gehindert wurde. Vom Hauptgletscher des Sarntales war diese Höhenkomponente getrennt durch die ganz an die Sarner Seite gerückte Kammlinie, nur aus dem obersten Gedrumtale ist ebenso wie aus Ritzlar sehr wahrscheinlich Eis auf das Hochland übergetreten, das sind aber lediglich unmittelbar angrenzende Lokalgletscher beider Seiten, die eben dié Hauptgletscher nicht herankommen ließen.

Eine Sonderstellung in der Vergletscherung der Höhen nahm das Gebiet von Seeberg ein. Dessen Gletscher konnte nicht mit der Höhenvergletscherung abfließen, sondern blieb ausgesprochen dem Sarntaler Gletscher zugeordnet.

3. Stadiale Entfaltung der autochthonen Höhenvergletscherung.

Das weiteste Vordringen des Eisaktaler Hauptgletschers gegen den Bereich der Höhenvergletscherung wird erwiesen durch den Fund eines Blockes Brixner Granit bei 1940 m am Wege auf den Rafuschgelwiesen. Es ist zwar ein alter bischöflich brixnerischer Grenzstein — er trägt die Jahrzahl 1547 — doch von einer Größe, daß künstlicher Transport von weiterher ausgeschlossen erscheint. Nach der Höhenlage zu schließen, ist es ein hocheiszeitliches Relikt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Wenn schon das Vorkommnis ganz vereinzelt ist, macht es doch wahrscheinlich, daß zur Zeit des Höchststandes der Vergletscherung das Eis des Eisaktaler Hauptgletschers allgemein bis an die entsprechende Linie herangereicht und die Höhenvergletscherung hier ungefähr gegen das Eisaktal hin gegrenzt hat.

Im Zuge der Täler hingegen, die von der Hochlandsfläche zum Eisaktale vorführen, greift erratikafreies Moränenmaterial anschließend an die Moränenbedeckung der Höhen weit hinab. Erst weit unter der maximalen Obergrenze der Vergletscherung erscheinen dort die ersten, obersten Erratika. Diese Moränenablagerungen gehen zurück auf Zeiten, da der Haupttalgletscher nicht so hoch reichte, die Höhenvergletscherung aber gut entwickelt war. Das dürfte gewesen sein, b e v o r der Haupttalgletscher den Höchststand erreicht hatte. Da hat die Lokalvergletscherung, die rascher auf die Depression der Schneegrenze reagierte, den nächsten Abflußwegen folgende Zungen in die randlichen Täler entsenden können. Die Orientierung der Strömungsbahnen mußte damals eine andere gewesen sein, als zur Hocheiszeit. Die Höhenvergletscherung setzte sich der vorgegebenen Formgliederung entsprechend aus einer Reihe durch niedrige Firnscheiden getrennter Einzelbereiche zusammen, deren jeder seine eigenen Strömungsbahnen und Gletscherabflüße hatte. Auch in der frühen Postglazialzeit, als der Hauptgletscher so weit zurückgewichen war, dürfte es wieder zu einer Selbständigmachung der lokalen Gletscher gekommen sein, aber da werden ihre Zungen kaum mehr in dem früheren Ausmaße wieder aktiv geworden sein, weil bei der geringen Ueberhöhung der Schneegrenze das Hochlandsgebiet dann schon nicht mehr genügend Firn geliefert haben dürfte. Sowie die Senkung, mußte sich eben auch die Hebung der Schneegrenze an der autochthonen Vergletscherung rascher, früher geltend machen, als an den weither genährten Haupttalgletschern. — Mit der Umorientierung der Strömungsbahnen in der Höhenvergletscherung sind jene stadialen Gletscherzungen in tote Winkel der Gletscherbewegung geraten und hier vielleicht dann erst beim allgemeinen Gletscherrückzug als totes Eis zum Abschmelzen gelangt. Dies könnte den auffälligen Mangel charakteristischer Moränen-Oberflächenformen erklären, den die mächtigen Schuttablagerungen großenteils zeigen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß es künftig gelingen wird, auch

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

in ihnen Erratika zu finden; es könnten solche von dem nachfolgenden oder vorangegangenen Höchststande der Haupttalvergletscherung übernommen worden sein, wie dies auch für die tatsächlich gefundenen Erratika am unteren Ende der Lokalmoränen durchaus möglich ist.

Stadiale Zungen der Höhenvergletscherung lassen sich fast in allen Talungen der Hochlandsfläche nachweisen.

Im Tale des Rotbaches steigen mächtige Ablagerungen lokalen Moränenschuttes bis gegen die obersten Höfe von Runggallen ab. Sie leiten sich aus beiden Aesten des Oberlaufes her, besonders aber aus dem rechten, südlichen, der von den Jocher Wiesen kommt. Der Grund dieses Talzweiges ist erfüllt mit, großenteils porphyrischem, Moränenschutt, der in schönen beiderseitigen Terrassenstufen am Fuße steileren Schiefergehänges eine wieder ausgewaschene Mittelfurche begleitet. Auf der nördlichen, linken Terrasse verläuft der Almweg und liegen die Hütten (Thinner-Schupfe, 2000 m, Matischt Schupfe 2010 m), sie ist besonders von der Matischt Schupfe an aufwärts gut erhalten. Viele der Porphyrgeschiebe zeigen gute Rollung, Schliff und deutliche Schrammen; außer dem Quarzporphyr und Schiefer ist stellenweise auch viel dunkles basisches Eruptivmaterial dabei. Die Oberfläche der Terrassen ist etwas gehöckert, im Querprofil flach gewölbt. Der, spärlichere, Moränenschutt des nördlichen Talastes entbehrt morphologischer Ausprägung, er führt nur wenig Porphyr, vorherrschend Schiefermaterial. Im obersten Einzugsbereiche dieses Talastes liegt der gletschergeschliffene blocküberstreute Felsboden bei der Jocher Saltnerhütte (2240 m). Der Sporn an der Vereinigung beider Talzweige ist zwischen 2000 und 1980 m oberseits abgeflacht (Hofstatter Schupfe), die Verflachung liegt aber großenteils in Fels (Schiefer), nur auf der Seite des rechten Talastes z. T. in der Moränenmasse. Mit der Talvereinigung beginnt das steilere tiefere Einschneiden eines jüngeren Entwicklungsabschnittes. Am Weg entlang der Nordseite des vereinigten Tales verfolgt man den lokalen Moränenschutt in dünnen porphyrführenden Resten am Schiefergehänge talaus, am Weg nach Runggallen hinab bildet er in etwas größerer Menge die Oberfläche; schlammiges Grundgemenge, Porphyr- und geschliffene, sowie undeutlich geschrammte Geschiebe ermöglichen die Bestimmung des vor-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

wiegend Schiefer-Schuttes als Moräne. Irgend eine morphologische Ausprägung des Moränencharakters und mit ihr die Möglichkeit scharfer Begrenzung fehlt. Bald unterhalb der Prackwiese (1840 m), bei etwa 1760 m, erscheinen am Weg die ersten Granitgeschiebe, sie gehören in rasch zunehmender Zahl weiter hinabreichender Schiefermoräne an, welche bei etwa 1700 m in schmaler Leiste vom höheren Gehänge absetzt, um dann über P. 1689 weiter abzuböschen (Quellaustritte, Gehängerutsche). Es scheint hier eine verwaschene Uferwallbildung des Haupttalgletschers vorzuliegen.

Die sanfte, flachsohlige Alpenmulde des Finkenbachs streicht zu bald über den steilen wilden Hängen der Thinnebach-Schlucht aus, als daß es zu stärkerer Moränenentwicklung käme. Man trifft die Spuren lokaler Moränenablagerungen in unteren Lagen des nördlichen Gehänges (um 1940 m), wo der Weg gegen die Pfrein hinaus führt (wasserstauender Schieferschutt mit einzelnen Porphyrgeschieben). Anschließend steigen kleine geschliffene Porphyrgeschiebe in dünngestreutem Schieferschutt (kleine Quelle) bis auf die breite flach gewölbte Höhe bei der Steiner Schupfe (2070 m, SO P. 2075) hinauf, als Zeugen der Höhenvergletscherung auch abseits der Täler. Auch am Weg nordwärts über die Margger Schupfe zum Rotbach hinab (2070 — 2000 m) ist Schutt mit geschliffenen Porphyrgeschieben ausgestreut, die Schieferoberfläche zeigt Spuren von Gletscherschrammen.

Die dünne Moränendecke (Porphyr vorherrschend, Schieferbeimengung wechselnd, häufig geschrammte Geschiebe) der Rafuschgelwiesen (mit dem Granitstein) verbindet vom Finkenbach hinüber zum Moosbach. In dessen Bereich hat der Lokalmoränenschutt wieder große Ausbreitung. Er zieht sich in dünner Decke von den Guflreiter Höhen herab (zu oberst nur ganz vereinzelte Schiefergeschiebe, unterwärts stellenweise massenhaft). Wo der Fels frei zutage liegt, zeigt er mehrfach Gletscherschliffe, den schönsten (mit deutlichen Schrammen in Richtung Süd) bei 2030 m nördlich der Moar in der Lahn-Hütte (auf Porphyrtuffkonglomerat, das Konglomerat tritt auch als Geschiebe in der Moräne auf). Hier staut Lokalmoräne in typischer Entwicklung einen Moorfleck auf. Weiter abwärts wird die Moränendecke etwas mächtiger (1 m, bei der Gostner Schupfe über 2 m), Wege und Rinnsale schneiden sie an, mehrfach trägt sie Moorboden.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

In der Plumpf kommt darunter stellenweise die geschliffene Schieferoberfläche zum Vorschein (hier halten sich in der Moräne Porphyr und Schiefer fast die Wage).

In der Plumpf kommt anderseits auch die Moränendecke der Mooswiesen in den Talgrund herab. Sie ist, wenigstens zur Hauptsache, der Moorträger. Ueberall wo überhaupt Aufschlüsse gegeben sind, in den Wegeinschnitten und Wassergerinnen, schaut der Lokalmoränenschutt vor (Porphyr- überwiegt Schiefermaterial). Beiderseits der Plumpfbrücke könnten die Oberflächenformen eine leichte Querwallbildung vortäuschen, genaueres Zusehen ergibt aber, daß diese wenigstens großenteils in Fels (Schiefer) begründet und soweit überhaupt Schutt beteiligt ist, nur Erosionsformen vorliegen.

Unterhalb des Höhenrandes ist das Tal des Moosbaches (Vildarbach) zu steil und schluchtartig eingerissen, als daß sich dort Moränenreste in größerer Ausdehnung hätten halten können. Hingegen greift auf den flachen Höhen südlich der Schlucht (Foggay) die Moränendecke weit gegen das Eisaktal vor. Streckenweise sieht man davon zwar nichts als vorschauende Schiefer- und Porphyrblöcke, dem südlichen Rand der Höhen entlang aber, wo der Abfall zum Zargenbach beginnt, sieht man den Lokalmoränenschutt wieder in schönster Ausbildung weithin und zum Teil in großer Mächtigkeit an den nach Villanders hinausführenden Wegen erschlossen (auf Schieferunterlage Porphyr- und Schiefermaterial zu ungefähr gleichen Teilen gemischt, Grundmasse schlammig, wasserstauend). Der Schutt bildet eine einfache Verkleidung, ohne sonderliche Moränenformen, auch hier ist er vielfach Moorträger trotz geneigter Oberfläche. Die Geschiebe sind vorwiegend klein, z. T. gut gerollt und geschliffen, die Porphyre häufig noch deutlich geschrammt. Die mediane Senke ist oberflächlich im Süden und Norden von dem Moränenschutt abgedämmt; im SW scheint eine breite, flachgewölbte, sanft gegen SO absteigende Wallform zu bestehen, deren grubig-höckerige Kleinformen in der gleichen Richtung angeordnet sind. Der gleiche typische (bald Porphyr bald Schiefer vorherrschend) porphyrreiche Moränenschutt bedeckt auch noch die flache Schieferkuppe des Sambergs (1829 m) selbst, verliert sich hingegen gleich östlich davon. Am Rücken zum Hoaderer Berg (1747 m) finden sich nur mehr einzelne Schiefergeschiebe, die ev.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

noch glazial deutbar sind. Bei 1680 m östlich unter dem Hoaderer Berg erscheinen bereits einzelne Geschiebe von Brixner Granit, wenig weiter östlich und unterhalb kommen solche im Verbande einer Schiefermoräne zusammen mit einzelnen Porphyrgeschieben vor. Dieses Vorkommen kann wohl nur so gedeutet werden, daß hier der Haupttalgletscher aus den Bereichen des Rot- und Moosbaches bereits porphyrführendes Eis der Höhenvergletscherung in sich aufgenommen hatte.

In oberen Lagen des Abhanges zum Zargenbach verfolgt man den Moränenschutt bis an die Ausbiegung des Gehänges gegen Villanders hinaus (Widn-Angerle 1680 m). Noch vorher aber erscheinen in ihm Geschiebe von Brixner Granit und das Porphyrmaterial verliert sich.

Damit sind wir schon in den Bereich des Zargenbaches übergetreten. Die Moränendecke der Mooswiesen zieht sich auch hier herab und erlangt dabei örtlich große Mächtigkeit und auch teilweise morphologischen Ausdruck. Unter dem Maungger Astl begleitet eine wallförmige Moränenaufschüttung das rechte Ufer des eben vereinigten Baches gegen P. 1806 hinab (Schiefer- und Porphyrmaterial zu ungefähr gleichen Teilen gemischt), wenig weiter südlich steigt, leicht konvergierend, ein zweiter Wall nach Osten ab. Es scheinen das Mittelmoränenwälle zu sein zwischen Gletscherkomponenten, die von den Mooswiesen und vom Gasteiger Sattel herkamen. Der zweite, südlichere Wall geht von einer kleinen Verflachung beim Maungger Astl aus, die oberflächlich von gleichem Schutt gebildet wird. Im weiteren südlichen Anschluß liefert eine sanft geneigte flach gewölbte Decke gleichen, mächtigen, blockreichen Moränenschuttes (etwas stärker porphyrisch) die moorigen Wald- und Wiesenböden des Angerle (1860 — 1800 m), auch darüber hinauf bis an den Fuß des steileren Anstiegs (Schiefer-Porphyr-Grenze, zirka 1900 m) liegt mächtiger Moränenschutt. Das nördliche Gehänge des Zargenbachs liegt von der Gegend der Schafer Kaser (1741 m) an auswärts oberflächlich größtenteils in dem Moränenschutt. Derselbe ist hier reich an schlammiger Grundmasse, Porphyr Schiefer gemischt, ersterer fast überwiegend, die Schieferstücke vorherrschend klein und wenig oder nicht gerundet, die Porphyrblöcke in der Moräne mitunter sehr groß, bis 2 und 3 m größten Durchmessers, und meist stärker gerundet und geschliffen (Auf-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

schlüsse hin und hin). Halbwegs zum Speckboden (1530 m, Pflanzgarten, an der Kante des Villanderer Gehänges unter dem Widn-Angerle) nehmen die Moränenablagerungen leichte Verbauungsform an, indem hier vom Gehänge bei zirka 1650 m eine Schuttpartie flach vortritt und dann steil zum Bache abfällt; hier führt der sonst noch lokale, porphyrreiche Schutt (geschrammte Geschiebe) bezeichnender Weise aber schon Granit: die Verbauung ist unter der Einwirkung des Eisakgletschers zustande gekommen. Nichts desto weniger reicht der vorwiegend porphyrische Moränenschutt noch weiter talaus, erst gegen den Pardumer (1513 m, erster Villanderer Hof) hinab erlangt Schiefermaterial die Vor- bis fast Alleinherrschaft, Granit- und besonders auch Dioritgeschiebe werden häufiger. Kleine verwaschene Moränenterrassen ziehen dem Hang entlang bei zirka 1550 m gegen den Speckboden hinaus, dieser selbst liegt im anstehenden Schiefer. An der Kante gegen das Villanderer Gehänge hinaus verschwinden die Porphyrgeschiebe dann ganz. An der Südseite fand sich das innerste Granitgeschiebe noch ein Stück weiter talein, bei etwa 1720 m am Wege zum Angerle Leger. Im allgemeinen aber wird die Stufenfläche des Angerle-Leger (1700 — 1900 m) vom gleichen porphyrreichen Moränenschutt bedeckt, wie das Angerle (Oberfläche stellenweise, bei der Pfurner Schupfe z. B., höckerig). Wenn schon die Mächtigkeit örtlich bedeutender wird, besteht das Gelände im Grunde genommen doch ganz aus dem anstehenden Schiefer.

Vom Sattele (1730 m) steigt ähnlicher Moränenschutt südostwärts zu den Bergwiesen hoch ober Dreikirchen ab. Aber noch bei 1710 m fanden sich in dem Porphyr-Schieferschutt ein paar Granitgeschiebe . Sie beweisen, daß es schon kein selbständiger Abfluß des Villanderer Höheneises mehr war, sondern der Lokalmoränenschutt nur vom Eisakgletscher hier herüber mitgeschleppt wurde. Weiter unterhalb auf den Schratten-Hamer-Wiesen (1600 — 1500 m) bis gegen den Unterflor (1331 m) hinab ist porphyrreicher Lokalmoränenschutt, der offenbar aus dem Tal des Zargenbaches stammt (geschliffene und geschrammte Porphyrblöcke), stärker mit granitführender Eisaktaler Moräne gemischt. Trotz mehr minder starker Neigung wirkt der Moränenschutt oberflächlich als Wasserstauer, Moorträger. Auch noch unten bei dem verlassenen Hofe (1180 m) über

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Dreikirchen liegen Reste der Zargenmoräne. Entlang der Winkellinie gegen das steile Florberg-Gehänge, die vom Sattele nach SO herabzieht, scheint der Moränenschutt auch morphologisch, in Wallform, ausgeprägt zu sein, doch fehlen genügende Aufschlüsse.

Zur Hocheiszeit wurde lokales porphyr- und schieferführendes Moränenmaterial aus dem Bereiche des Zargenbachs dem Kamme entlang auf die Barbianer Alpe hinauf geschleppt (Kupatschalpe der Karte). Es ist dort über die sanft geneigten Porphyrböden oberhalb der Kante des Florbergs gestreut, stellenweise in zusammenhängenden Schuttbeständen erhalten. Der Weg vom Angerle herauf schneidet zwischen 1960 und 2080 m eine bis über 1 m dicke Moränendecke an (reichlich Schiefergeschiebe, sowie geschliffene, mitunter auch noch deutlich geschrammte Porphyrblöcke ortsfremder Porphyrvarietäten). Weiter oben (Merlboden 2119 m und Umgebung) sind die Moränenvorkommnisse (mit reichlich Schiefergeschieben) nicht zu trennen von denen, die über den Gasteiger Sattel auf den Sattelberg ansteigen. Sichere Eisaktaler Erratika konnten auf der Barbianer Alpe nicht gefunden werden.

Von den oberen Lagen (über 2000 m) der Barbianer Alpe verfolgt man Schiefergeschiebe und kleine lokale Moränenbestände auf der breiten sanften Abdachungsfläche südwärts über die Mulde des Kaser Bachs und die Böden (1950 — 1850 m) östlich unter dem Rittnerhorn am Weg nach Dreikirchen bis weit unter die Sießenkaser (1820 m). Zu Moor- oder besonderer Formbildung durch Moränen kommt es hier nicht. Erst etwas weiter SO scheint das Höheneis vom Haupttalgletscher bereits so weit abgedrängt gewesen zu sein, daß sicher feststellbare Eisaktaler Erratika abgesetzt werden konnten; sie fanden sich (Brixner Granite) am Weg nach Dreikirchen bei zirka 1500 m, an der Nordseite des Gonder Tales bei 1640 m (Umgebung der Lugger Hütte, P. 1630 m). In der Höhe ist der Eisaktaler Gletscher, wie schon erwähnt, im Sattel beim Unterhorner (2042 m) über die Kammregion geflossen.

Im Hintergrund des Gonder Grabens folgt ein neues Gebiet von Lokalgletscher-Moränen. Hier nun aber handelt es sich, wenigstens großenteils, um sicher postglaziale Rückzugsstadien, nach der deutlichen Ausprägung ihrer Oberflächenformen zu schließen. Am Unterrand

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

des Pennleger sind, bei 1840 m, die Reste eines frontalen Moränenabschlusses deutlich erhalten. Von der Nordseite tritt der Ansatz eines kleinen Querwalles gegen die Talmitte vor, der ganz aus sandig-grusigem Porphyr-Blockschutt besteht — an seinem Hange stehen die beiden Hütten — und an der Südseite findet dieser Rest eine Fortsetzung in einem zum „Schneitler Astler" ziehenden schwach gewölbten, kleinen Moränenrücken, der hier zu einer schmalen Terrasse verwaschen ist (Quelle). Das Material ist fast ausschließlich Porphyr, nur sehr spärlich kommen Schiefer-Geschiebe vor, sie stammen vermutlich von dem hocheiszeitlich mehr an den Berg gedrängten Villanderer Höheneise, ev. auch von der hocheiszeitlich über den Sattel beim Unterhorner gegangenen Eisakgletscher-Komponente. Ein oberstes solches Schiefergeschiebe fand sich gleich östlich unter dem Sattel, in 2010 m Höhe. Der Moränenabschluß entspricht wohl einem Bühlstadium (rückwärtige Einfassung 2050 m). Der Porphyrmoränenschutt reicht darüber noch ein Stück weit ins Tal hinab, bis gegen den „Gasser Brunn" (starke Quelle, zirka 1760 m), dann vermischt er sich stärker mit Schiefermaterial und kurz unter der „Brunnwiese" liegt auch ein Granitgeschiebe als Zeuge der vorangegangenen Hauptgletscher-Passage. Auf den Rosstallwiesen (1610 m) folgen deren mehrere. An der Nordseite ein Gletscherschliff auf anstehendem Porphyrfels.

Aehnlich wie bei den Talungen der Jocher- und Villanderer Alpe muß man auch für die Lokalvergletscherung der Schenant zwischen hocheiszeitlicher und stadialer Entwicklung unterscheiden. Zur Hocheiszeit war hier die Lokalvergletscherung durch das Höheneis von der Villanderer Alpe, das über die Gasteiger Alpe nach Westen abfloß, derart gestaut, daß es mit der allgemeinen Gletscheroberfläche zu einem gemeinsamen Ganzen verwuchs. Was die stadiale Gletscherentwicklung anlangt, war hier nun aber die Erhebung des Gebirges groß genug, um auch nach dem Rückgange des Höchststandes der Vergletscherung noch einen selbständigen Lokalgletscher bestehen zu lassen. Dennoch sind besondere ausgeprägte Moränenformen nicht gegeben, die solche frühpostglaziale Gletscherstände erkennen ließen. Deckenförmige Porphyrmoränenreste (geschrammte Geschiebe) auf der Scheibenalpe, die dort stellenweise mehrere Meter Mächtigkeit erreichen, rühren nach spärlichen Schiefereinschlüssen

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

von der hocheiszeitlichen Höhenvergletscherung her. Gleicher Schutt bedeckt auch die Oberfläche des langen, in der Vereinigung von Tanz- und Scheibenbach vorführenden Sporns, erst dessen äußerster Zipfel liegt auch oberflächlich in Porphyr. Soweit der Höhenrand der Scheibenalpe in Fels liegt, zeigt dieser schön geschliffene Oberseite. Im Talgrund SW der Scheibenalpe staut grobes Porphyr-Blockwerk die sg. Wildebene (1920 m) auf, nur mit Wahrscheinlichkeit kann es als Gletscherablagerung betrachtet werden. SW davon zieht jenseits einer Partie geschliffenen Felsens längs des Waldrandes eine moränenverdächtige wasserstauende Gehängezone (1920 — 1900 m) gegen die Schartalpenhütte hinaus. In der Umgebung der Hütte selbst liegt dünne Porphyrmoräne (ohne Schiefergeschiebe; geschrammte Porphyrgeschiebe, Quellen- und Wasseraustritte); an den Hängen des westlich davon herabkommenden Grabens verstärkt sich dieselbe. Das dürfte hocheiszeitliche Moräne des Schenanter Gletschers sein, der hier, hart an den Hang gepreßt, südwärts strömte.

Was im Besonderen an den Gletscherspuren in der Schenant als postglazial gedeutet werden kann, das ist die Jugendlichkeit und Frische der Gletscherschliffe in den inneren Talteilen trotz geringer Konservierungsmittel. Ueber den letzten Hütten (2100 m) im Talgrunde kommt ein im Fels ausgeschliffenes Gletscherbett herab, nur von losen Blöcken überstreut. Der Hang westlich über den Hütten trägt prachtvolle Gletscherschliffe mit Schrammen in der Richtung des Tales. Auch das oberste flache Einzugsgebiet mit seinen blankgeschliffenen Felsschildern, den vielen winzigen Felsbeckenseen und der losen Blocküberstreuung („die Platten") trägt die Anzeichen der Vergletscherung noch wie frisch an sich. Das Talbild erinnert an die auch noch in früher Postglazialzeit vergletschert gewesenen Porphyrgründe der nordseitigen Täler der Lagorai-Kette (Fleims).

NNO des Villanderer Bergs war die Gegend Seeberg wie geschaffen zur Nährung einer ansehnlichen Lokalvergletscherung. Das Tal der Seen selbst ist über 2000 m mit flacher Sohle (Hochlandsfläche) weit nach Norden geöffnet, der Knappenbach entwässert es nach dieser Richtung gegen Gedrum. Sowohl bei den Seen als auch am Knappenbach fehlen jedoch morphologisch hervortretende Moränenablagerungen. In der Umrandung der Seen (2036 m) liegen ein paar

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

flach gewölbte begrünte Blockschuttkuppen, die an der Aufstauung der Seen beteiligt sein dürften, soweit diese nicht ganz seichte Felsbecken erfüllen. Im Grunde genommen besteht der Riegel vor ihnen jedenfalls aus anstehendem Fels (Schiefer), in zwei Buckeln schaut derselbe vor.

Die Seen versanden von SO her, mit den Sandlagen wechselt Torf; in den Torf sind Baumstämme und Holzstücke gebettet. Heute liegt die Gegend schon über Holz.

Westlich der Seen bildet der niedrige, stumpf gewölbte Schieferrücken, der mit dem Gschwendjöchl (2087 m) vom Fuß des Villanderer Berges absetzt, die Scheide gegen ein nach NW (Reinswald) hinabziehendes Tal. Auf der Höhe dieses Schieferrückens dringen gerollte und geschliffene Porphyrblöcke vom Jöchl her bis fast zum höchsten Punkte (2146 m) vor. Sie zeugen von der hocheiszeitlichen Stauung des lokalen Gletschereises, das vom Villanderer Berg die Porphyrblöcke hieher verfrachtete.

In jenem gegen Reinswald hinabziehenden Tale westlich des Gschwendjöchls sind schöne Moränenreste erhalten. Zwischen deutlichen scharffirstigen, wenn auch nicht sehr mächtigen Uferwällen, die leicht konvergierend von zirka 2050 m bis gegen 1800 m hinabführen, ist ein maximal etwa 100 m breites Mittelfeld eingesunken, das oberflächlich von bergsturzähnlichem Blockwerk eingenommen wird (Bergsturz auf Gletscher, Obermoräne). Die Wälle sind typischer Moränenschutt mit geschrammten Geschieben. Alles Schuttmaterial ist Porphyr, während das ganze Gletscherbett hier bereits im Schiefer liegt. Gegen die begleitenden Schieferhänge dämmen die Uferwälle, besonders der rechte, seichte Gräben ab, die zum Teil als Rinnsale dienen, ihre Ueberhöhung beträgt bis zu 6 m. Die Uferwälle tragen dichte Krummholz- und Heidevegetation (auch Lärchen und Zirben), das blockige Mittelfeld ist nur schütter bewachsen. In obersten Teilen rechts, beim Schafstall (1980 m), überhöht das Blockwerk des Mittelfeldes den rechten Uferwall. Als Einzugsgebiet des zugehörigen Gletschers kommt nur der kleine Winkel zwischen den Nordgraten des Villanderer Berges in Betracht, die Firnlinie ist bei etwa 2100 m anzunehmen, d. i. zirka 800 m unter der heutigen; der Gletscher dürfte demnach bühlstadial gewesen sein.

Vom Fuße der Westwände des Villanderer Berges zieht ein durch seine Sterilität auffallender etwas gewundener

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Blockwall dem Fuß der Halden entlang von etwa 2000 bis 1850 m in die Gröll hinab. Die Ausbiegungen des Walles entsprechen Vorwölbungen der Halden — es ist ein Stirnwall postglazialer Firnhalden an Stelle der heutigen Schutthalden.

4. Die angrenzenden Haupttalgletscher.

Von Ritzlar bis in den Sattel beim Unterhorner hat die Eigenvergletscherung der Hochlandsfläche den Eisakgletscher vom Uebertritt auf die Höhen, zum wenigsten aber von der Ueberflutung des Gebirgskammes abgehalten. Durch den Sattel beim Unterhorner hingegen ist, wie Granit- und Dioritgeschiebe im Graben gegen Gießmann hinab (östlichste bei P. 1634 rechts des Baches am Weg zum Jöchlbauern), auf der Schön (1921 m) und um Grünwald zumindest sehr wahrscheinlich machen, Eisakeis zum erstenmal seit dem Penser Joch auf die Sarntaler Seite übergetreten. Bis dahin hielt sich die rechte Randzone des Eisakgletschers entlang dem Unterrande der Hochlandsfläche, bald weniger, bald mehr auf sie übergreifend. Ueber den Sarntaler Gletscher ist für die entsprechende Strecke, von Gedrum bis Gießmann, nichts Bestimmtes auszusagen, die Geschiebeführung seiner linken, erst vom Gedrumeise gebildeten, dann von den Porphyrhöhen selbst genährten Uferkomponenten gewährt bis in den Windlahngraben keine bestimmten Anhaltspunkte und auch von da südwärts bis zum Gießmann-Graben vermöchten Schiefergeschiebe auf den Höhen des Gießmann-Nocks und der Berger Aste* nichts über die Grenze des Sarntaler Eises auszusagen, weil sie wahrscheinlicher von den über die Gasteiger Alpe gekommenen Komponenten des Villanderer Höheneises abzuleiten wären. Vom Gießmann-Graben an aber sind wir nach dem Gesagten auch auf der Sarntaler Seite schon im Eisakgletscherbereiche. Ein kleiner Gletscherschliff auf Porphyr nächst

* Ich fand hier nur Porphyr-Moräne in dünnen Resten, mit gerollten und geschliffenen Geschieben, trotzdem ist das Vorkommen von Schiefergeschieben zu vermuten, deren letzte von NO her ich kurz SW der Oberhorner Alpenhütte beobachtete.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

der Gießmann-Alpe (1860 m) mit Schrammen in Richtung SSW läßt nur, wie ja ohneweiters anzunehmen, schließen, daß die Strömungslinien des Sarntaler und Eisakgletschers hier in ganz spitzem Winkel konvergierten, die Naht beider SSW bis höchstens SW verlief. In dieser Richtung verfolgt man auch die Spur des Eisakgletschers aus dem oberen Gießmann-Graben in Moränenresten mit zahlreichen Schiefergeschieben, vereinzelten Granit- und Dioritgeschieben über Grünwald und den Roßwagen-Sattel (in den Senken des Samrückens westlich davon fand ich nur Schiefererratikum) weiter an das Oberinner Gehänge. Noch an der Westseite des Göller-(Schatten-)Tales (Gemeinde Wangen) kommen mehrfach Granitgeschiebe vor (oberste im Talschluß bei 1650 m). Beim Ger (1440 m, im Göllertal) liegt ein großer (über 2 m längsten Durchmessers) nur kantenstumpfer Block Granit. Erst der Rücken des Sam scheint hier die Grenze gegen den Sarntaler Gletscher gebildet zu haben. Diesseits findet man noch an der Kante ober Wangen, beim Lammerer (1348 m), einzelne Granitgeschiebe, an den Westhängen (Sulfertal — Lentschboden) hingegen fehlen solche (hier nur Schiefererratika), wie allenthalben in höheren Gehängelagen der Ostseite des Sarntales. Erst mehr nach der Tiefe zu, wo sich der Einfluß von Penser Eis geltend macht, erscheinen solche (z. B. oberhalb Schloß Reineck).

Auch wenn das Eisaktaler Eis, das den Granit ins Göller Tal brachte, aus mehr östlicher Richtung gekommen sein sollte, leitete es sich aus größeren Eishöhen her, die früher abschmolzen, als der Sarntaler Gletscher am Ausgang des Göller Tales. Das gewinnt erklärende Bedeutung für eine Schotteraufschüttung im Grunde des Göller Tales unterhalb Ger. Flach geschichtete, vorwiegend porphyrische Sande und Schotter mit spärlichen Schiefer- und Granitstückchen und einzelnen größeren Blöcken bilden hier links des Baches die kleine oberseits plane Terrasse des Ackerer Hofes (1430 m); die Oberseite der Terrasse verläuft in den flachen Wiesengrund des oberen Talabschnittes, median schneidet der Bach in sie ein. Es sind vermutlich Stauschotter, die im Stau des Sarntaler Gletschers in dem bereits eisfrei gewordenen inneren Talabschnitt abgelagert wurden. Etwas weiter innerhalb, zwischen Ger und Obergöller, wölben sich von beiden Seiten her Anlagerungen wasserstauenden, spärlich granitführenden Mo-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

ränenschuttes gegen die Talmitte vor, eine leichte Verengung des Talgrundes bewirkend; es könnte die verwaschene Endmoränenlandschaft des zurückgehenden Eisakgletscherlappens sein. Die flache Sohle des Göller Tales bleibt in Schutt, in den das Rinnsal einschneidet.

In der Gegend von Wangen schnitt demnach die hocheiszeitliche Grenze zwischen Eisak- und Sarner Gletscher bereits in die Hauptöffnung des Sarntales hinaus. Zur entsprechenden Anordnung der Stromlinien paßt das stellenweise massenhafte Vorkommen von Triasgesteinen (Werfner Schichten, Dolomit) in Moränen am linken Gehänge des äußeren Sarntales, wie z. B. beim Schloß Langegg. Diese auffallende Beimischung leitet sich von den Triasresten zwischen Oberinn und dem Göller Tale her, andere Bezugsquellen fehlen.

Am Oberinner Gehänge spielt Moräne keine größere morphologische Rolle. Allenthalben kommt darunter, stellenweise schön geschliffen, der Porphyr zutage. Im Tale des Emmerbaches kehren ähnliche und wohl auch ähnlich zu erklärende Stauschuttbildungen wieder wie im Göller Tal. Die breite flache Felssohle des alten Tales streicht bei Maier-Egg in rund 1300 m aus; schon ein Stück weiter innerhalb, bei der Häusler Säge (1339 m), beginnt sie der Bach klammförmig zu unterschneiden. Auf ihr lagert in wechselnder Mächtigkeit und mit unregelmäßiger Oberflächengestaltung Porphyrschutt mit viel erratischem Schiefermaterial, spärlicher Granit. An der linken (SO) Seite zwischen Maier-Egg und Häusler Säge trägt die Schuttmasse einen planen Wiesenboden (Loosmann-Wiese), weiter talein, unter dem Häusler Hofe, begleiten in ähnlicher Höhe eine schmälere Terrassenfläche links und breite Wiesenböden rechts den dazwischen eingetieften Bach, über die seichte Rinne hinweg verbinden sich beide zu einer schönen, breiten, flachen Sohlenlandschaft. Die rechten Böden setzen sich talaus, über der Häusler Säge vorbei, in einem flachen, etwas kuppigen, moorigen Gehängestreif fort. Genügende Aufschlüsse über Schuttbeschaffenheit und -mächtigkeit fehlen, es läßt sich nur vermuten, daß die mehr planen Wiesenböden Stauschotter sind, der moorige Gehängestreif Moräne.

Grundsätzlich ähnliche Verhältnisse dürften auch im Gebrack bestehen, der breiten Wiesenmulde, die vom Sattel am Kemater Bildstöckl (1323 m) nach Westen führt und

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

beim Ronacher Hof in 1250 — 1200 m über der Unterschneidungsschlucht des Emmerbaches ausstreicht. Die spärlichen Anrisse in dem großenteils moorigen Muldenboden erschließen erratikaführenden Schutt.

Größere Mächtigkeit und morphologische Bedeutung gewinnt Moränenschutt im Hintergrunde des Emmertales, zwischen Pemmern und Roßwagen. Hier schaut eine weithin sichtbare Blöße aus dem Walde vor, die Ansätze zu Erdpyramidenbildungen (s. S. 73) zeigt. Es ist porphyrische, lehmreiche Blockmoräne wie bei den Erdpyramiden am Finster- und Rufidauner Bach, mit geringer erratischer Beimengung (Schiefer, Granit, Diorit), schichtungslos, die Porphyrblöcke meist gestumpft bis gerundet, viele gut geschliffen, manche noch deutlich geschrammt. Die Blöße ist im Ganzen etwa 40 m hoch und randet oberseits bei 1630 — 1640 m gegen eine bewaldete, wallförmige, in sich kupierte Höhe, welche talaufwärts, gegen Roßwagen, 1 — 3 m tief abdacht zu einem breiten Moorboden, dem Schußmoos (zirka 1640 m). In augenfälliger Weise dämmt die entblößte Moränenmasse als taleinwärts erfolgte Verbauung den Moorboden ab, der See, der früher an dessen Stelle hier lag, ist versandet, im innersten Winkel ein flacher Schwemmkegel darüber geschüttet. Der Staudamm läßt sich NNO noch ein Stück weit ans sanfte Gehänge hinaufverfolgen, er schreibt hier, ostseitig, einem kleinen Bache seinen Lauf vor.

Im Anschluß an die Moränenverbauung des obersten Emmertales haben Moränenablagerungen (mit erratischem Material) am Hange nördlich über Pemmern bis gegen die Schön hinauf und am Fuße des Hund (Schwarzseespitze), bei der Saltnerhütte (Quellaustritte, flachwölbige Schuttkuppen) große Ausdehnung und stellenweise bedeutende Mächtigkeit (in der Runse ober Pemmern bis 15 m, viel nasse sumpfige Wiesenflecken). Ein Gletscherschliff bei 1660 m NW der Saltnerhütte zeigt SSO gerichtete Schrammen, während 1½ km weiter O, zwischen Glöckwiese und Laden, die Schrammen mit westlicher Komponente aus dem Eisaktale kommen. Das deutet auf starken Widerstand, den die südlich des Hund herüberdrängenden Gletscher-Komponenten seitens der westlich des Hund von Norden kommenden erfahren haben. In der Nahtzone beider liegen die ausgebreiteten und mächtigen Moränenablagerungen. Am Südfuße des

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Hund, zwischen 1700 und 1720 m, dämmen breite, flachwölbige Moränenkuppen (neben Porphyrkuppen), die sich zu einem WNW steichenden Wall aneinanderreihen, schwach rückfällig eine seichte moorige Mulde ab. Gleicher Moränenschutt zieht sich in dünner luckiger Decke über die schön geschliffenen Porphyrböden der Glöckwiese (1690 m, lokal mehrfach kleiner Moränenstau). Der Laden (mooriger alter Seeboden, 1649 m) liegt mitsamt den Kuppen und Mulden seiner östlichen bis südöstlichen Umgebung zur Hauptsache im anstehenden, oberflächlich größtenteils schön geschliffenen Porphyr. Das alte, wohl nur ganz seichte Seebecken ist mit Schotter, Sand und Torf angefüllt. Der kleine südseitige Abfluß schneidet ganz wenig (½ m) in die flach gewölbte, nur dünn mit Moräne überstreute Porphyrschwelle ein. Westlich oberhalb entspringt eine — vermutlich Moränen- — Quelle. Südlich des Laden, gegen Mittelberg, ist Moräne mehrfach an der Aufstauung kleiner nasser bis mooriger Wiesenflecken im Walde beteiligt. Eine schmale moorige Mulde zieht vom Laden nach Osten zur Kircher Lacke (1640 m), die größerenteils durch einen künstlichen Damm mit verfallener Schleuße am Ostende der Mulde, vor dem Steilabfall gegen Saubach hinab, aufgestaut ist; nur in geringem Grade dürfte, wenn überhaupt, die Abdämmung natürlich sein. Längs des Nordrandes der Mulde liegt etwas Moränenschutt.

Auf der Höhe des Hund, bei der Schwarzen Lacke (1977 m) und auch in der schmäleren, zirka 100 m tieferen Mulde SO davon dürfte lokaler Firn gelegen haben. Der grundgemengereiche Porphyrschutt, der hier liegt, ist frei von Erratika, während solche (kristalline Schiefer) am freien Hang seitwärts der Muldenausgänge mehrfach zu finden sind.

Im Hintergrunde des Kölblbaches, NNO von Maria Saal, ahmt ein alter Schuttstrom glaziale Ablagerungsformen nach, der vorzugsweise helles, graugrünes Porphyrtuffmaterial führt und vom Anstehenden dieser Tuffe bei P. 1327 mit einer schmalen Zunge bis zur Leitner Mühle (zirka 1190 m) hinabreicht, wo sich die beiderseits entlangführenden Bäche vereinigen. Oben hat das Auswittern der Tuffe Veranlassung zu Nachbrüchen, Bergstürzen gegeben. In basalen Lagen dieses porphyrischen Bergsturzblockwerks finden sich Erratika (Quarzphyllit, schwarze Kieselschiefer, Granit, Diorit).

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Im Bereiche des Ritten*) spielen glaziale Ablagerungen nur eine ganz geringe Rolle. Aus den Angaben über das Grenzverhältnis zwischen Eisak- und Sarntaler Gletscher ergibt sich schon ohneweiters, daß das ganze Gebiet einschließlich des Abhanges zum Sarntale Bereich des Eisakgletschers war. Moränenschutt findet sich allenthalben auf dem Ritten, aber nur stellenweise und in geringen Ausmaßen bildet er selbständige Oberflächenformen. Abgesehen von den vielen kleinen im Wald- und Wiesengelände verstreuten Moorflecken, wo sich die Moränenbeteiligung im einzelnen Falle mangels Aufschlüssen oft nicht feststellen läßt, sind es einzelne kurze breite Bodenwellen, die, SW streichend, wohl als Uferbildungen des schwindenden Gletschers zu deuten sind. Solche Wallstücke sind angeschnitten von der Rittner Bahn NW Wolfsgruben; auch flache SW streichende Wölbungen beiderseits der Gstrahlhöhe sind vermutlich, wenigstens zu oberflächlichen Teilen, Moräne; Wasserleitungsgrabungen SO unter dem Geierhofe haben Moränenschutt erschlossen, der reichlich Schutt von den Klobensteiner Triasresten führt (SW-Strömung!). Gletscherschliffe sind allgemein verbreitet, nur vereinzelt aber zeigen sie noch deutliche Schrammen. Einer der schönsten liegt, schon weit unterhalb der Rittner Höhe, bei der Umformerstation der Rittner Bahn (zirka 780 m).

Bereits unterhalb des Höhenrandes liegen die mächtigen Moränenverbauungen des Finsterbach- und Rufidauner Grabens, deren Entblößung die schönen, weltbekannten Erdpyramidenlandschaften geliefert hat. Mit Bezug auf die morphologische Entwicklung der Erdpyramiden und die Kleinformen derartiger Schuttentblößungen ließ mich die Moränenblöße unter dem Schußmoos (NW von Pemmern, vgl. Seite 71) eine Erscheinung beobachten, die, wie ich glaube, grundsätzliche Bedeutung hat, und die ich nachher auch in den beiden anderen Erdpyramidengebieten, besonders am Finsterbach, sowie auch in manchen anderweitigen Fällen großer Schuttentblößung beobachten konnte. Ein oberster Streif an der Rückwand der Gesamtentblößung — vermutlich einem ersten Abriß an dieser Stelle entsprechend — ist wesentlich steiler als die ganzen mittleren und unteren Lagen der Lehmwand, so steil (über 70°), daß er nicht

*) Vgl. auch Exkursionsbericht zum XVIII. Deutschen Geographentag (Innsbruck 1912, Verhandlungsschrift).

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Niederschlagsmengen aufzufangen vermag, die imstande wären, ihn zu gliedern, zu ziselieren. Dieser oberste Wandstreif zeigt, als Fläche genommen, daher keinerlei Erosionsrelief. Die darunter folgende minder steil geneigte Lehne, die ein ausgeprägtes Feinrelief besitzt, schließt nun nicht in allmählichem Uebergang an den obersten steilen Wandstreifen an, sondern an der Grenze verläuft ein deutlicher, wenn auch nur ganz feiner, gleichsam linearer Erosionsrand, eine Art Hohlkehle im Kleinen; er entsteht augenscheinlich dadurch, daß hier nach dem Prinzipe einer Tropflinie — ohne daß es sich lediglich um eine solche handelte — die Niederschläge erstmals in genügender Dichte und Frequenz auffallen oder gesammelt werden, um eine Erosionswirkung auszuüben. Die Grenze steigt in unregelmäßigem weitem Zickzack — mit dem Wechsel der Neigung — auf und ab. Von ihr nach unten ist die Lehmwand von ungezählten feinen und feinsten Rinnsalen graviert, die sich nach unten fortzu vereinigen; bei Regen oder Schneeschmelze treten alle diese Aederchen in Funktion, sonst ist die ganze Wand trocken oder nur feucht.

Grundsätzlich dieselbe Erscheinung zeigt sich an jenen einzelnen Erdpyramiden, die einen breiten vorragenden Deckstein haben. Die steile ungegliederte Pyramidenwand geht nicht allmählich in das Sockelgehänge über, sondern an der Grenze gegen die Sockelhänge verläuft ein gleicher scharfer Erosionsrand, erst von dem ab nach unten das Geäder der feinen Wasserrinnen einsetzt. Der Erosionsrand läuft nicht einfach rund um den Pyramidenfuß, sondern steigt seitwärts (im Sinne der Schuttrippe, aus der die Pyramiden ausgewaschen worden sind), häufig an, so daß die Pyramide von vorne (im Sinne der Schuttrippe) gesehen in einer abwärts gerichteten Verschneidung des Erosionsrandes steht. Pyramiden ohne Deckstein sowie solche mit zu kleinem, nicht vorragenden Deckstein sind schon von der Spitze an, auch an fast senkrechter Pyramidenwand vom abrinnenden Regenwasser gerieft.

Mit dem Fortschreiten der Gravierarbeit rückt der Erosionsrand allmählich tiefer, der oberste ungegliederte Streif, der eine Dauerform vorstellt, wird höher. Das ist zunächst nur eine Vermutung, erfährt aber seine Bestätigung durch die oft außerordentliche Höhe steiler, ungravierter Lehmwände der Erdpyramidenlandschaften, insbesondere der Erdpyrami-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

den selbst, die sonst nicht erklärt werden könnte — das Wesentliche ist dabei, daß den steilsten, obersten Flächen ein Wassereinzugsbereich fehlt; bei Pyramiden ohne oder mit zu kleinem Deckstein fängt die Gipfelfläche bereits, wenn auch nur wenig, Niederschläge auf, bei den Pyramiden mit vorragendem Deckstein wird diese Niederschlagsmenge nach außen abgelenkt; der Erosionsrand unten am Säulenfuße ist aber doch wohl nicht lediglich die Tropflinie, die dem Rand des Decksteines entspricht — dazu wäre das Aufschlagen des unterhalb gelegenen Erosionsbereiches.
und der leichten Beeinflußbarkeit durch äußere Faktoren (Luftbewegung z. B.) zu unbeständig — sondern die obere Grenze des unterhalb gelegenen Erosionsbereiches.

Ich möchte vermuten, daß die hier im Kleinen wirksamen Erscheinungen auch im Großen Bedeutung haben, angesichts der Homologie, welche die morphologischen Verhältnisse in den obersten, innersten Einzugsbereichen der Talzweige, in Ursprungskaren, Karschlüssen u. dgl. mitunter aufweisen. Sollte nicht auch hier, am Fuße der obersten steilsten Felssäume, die oft so gar keine erosive (s. str.) Gliederung zeigen, in einer schmalen Zone eine erste Sammlung des Niederschlagswassers zur Erosionsausübung eintreten und dadurch ein erster unvermittelter Knick geschaffen werden können, den man für die Deutung der Weiterentwicklung nach den verschiedensten Auffassungen braucht? Die scharf umrandeten, gegen die Mitte hoch ansteigenden Buchtböden des Adamello und der Hohen Tauern scheinen mir Derartiges wahrscheinlich zu machen.

Die Erscheinung hat auch Wichtigkeit für die Altersbeurteilung der Erdpyramiden. Sie läßt die ungravierte Lehmwand und Pyramidenwand als etwas erkennen, was aus früherer Zeit übernommen und aus dem derzeitigen Abtragungsvorgange ausgeschaltet ist. Die Pyramiden sind also relativ alt, so lange sie den vorragenden Deckstein tragen, nur ev. nach unten hin noch in Fortentwicklung begriffen. In manchen Fällen ist aber auch die Entwicklung nach unten hin schon zum Abschluß gekommen; das läßt sich mit Bestimmtheit feststellen, wenn von dem Fußgehänge und der unmittelbaren Umgebung der Säulenbasis schon die Vegetation Besitz ergriffen hat. Solche gleichsam schon ganz fossil gewordene Erdpyramidenbildungen sind im Rufidauner Graben mehrfach vorhanden, besonders schön und auffällig ist eine zwar nicht

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

sehr hohe (ein paar Meter), doch völlig frei stehende, dicke, aus grobem Schutt gewaschene Säule (mit Deckstein), die ringsum völlig isoliert ganz vereinzelt aus dem dicht mit Gestrüpp und Rasen bewachsenen Hange unter der Rittner Bahn bald nördlich der Umformerstation, sozusagen aus dem Walde aufragt. Hier ist die Entwicklung, wenigstens vorderhand, auch nach unten hin völlig abgeschlossen, die Säule ist stehengeblieben als der einzige Rest einer gleich hohen, einst in weitem Umkreis über den Hang gebreiteten Schuttdecke. Ähnliche „fossile" Erdpyramidenbildungen finden sich mehrfach in der Umgebung von Bozen, manche aus grobem Porphyr-Gehängeschutt geformt, z. B. am Jenesier Weg oberhalb des Gscheibten Turms und bei St. Martin am Ausgange des Sarntals. Nur werden die aus Gehängeschutt geschnittenen Formen nicht hoch und ihre Gestalt ist unregelmäßig.

V. OBERFLÄCHLICHE BODENBESCHAFFENHEIT.

Im Anschluß sind zwei Erscheinungen der Hochlandsfläche zu besprechen, welche in unmittelbarer Abhängigkeit von der Formentwicklung und geologischen Bodenbeschaffenheit stehen. Das ist einerseits die ausgedehnte Moorbildung auf den Höhen, andererseits eine Erscheinung, die ich mit dem freigewählten Namen „Almfraß" bezeichne, weil sie an dem Bestande der Alpenweide zehrt. Beide Erscheinungen schließen sich gegenseitig aus, ist die erstere eo ipso mit stärkerer Anreicherung der Bodenfeuchtigkeit verbunden, so setzt die andere ganz allgemein starke Austrocknung des Bodens voraus. Auch die geologischen Voraussetzungen sind bei beiden verschieden. Moorbildung knüpft sich mit besonderer Vorliebe an Moränenbedeckung oder Moränenstau, Almfraß hingegen bevorzugt moränenfreie Porphyrböden. Der Anteil, den die morphologische Entwicklung an beiden Erscheinungen hat, besteht in der Ausbildung von Flächen mit geringer oder mäßiger Neigung. Beim Almfraß wenigstens insoferne, als es beim Fehlen eines derartigen Formausgleiches überhaupt nicht zu einer geschlossenen Vegetationsbedeckung entsprechender Art kommt und als er gerade da am charakteristischesten auftritt, wo der Boden am flachsten ist.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

I. Moorbildung.

Beträchtliche Areale der Hochlandsoberfläche sind moorig, versumpft. Schon die Flurnamen bringen das zum Ausdruck („Villanderer Moos", „Mooswiesen", Plumpf). Der Grund dazu ist durch die Formentwicklung gelegt worden, die hier für weite Strecken zur Verflachung geführt hat. Der Abfluß der Gewässer ist dadurch allgemein verlangsamt, insbesondere in den Talmulden, in die jüngere, steilere Tiefenerosion nur eben erst einzuschneiden beginnt. Für sich allein aber reicht dieses morphologische Moment — Verzögerung des Abflusses zufolge geringen Gefälles der Grundgebirgsoberfläche — doch nur vielleicht aus, um die kleinen Sattelmoore am Boden der breiten flachen Senken beiderseits des Gufireiter Berges zu erklären. Hier liegt der Moorboden zum Teil unmittelbar, ohne Abdichtung, der Grundgebirgsoberfläche auf. Bei den übrigen über die ganze Höhenlandschaft verstreuten Moorböden hingegen spielt die geologische Bodenbeschaffenheit maßgebend mit. Die Grundgebirgsoberfläche an sich hätte hier Gefälle genug, um das Wasser ohne Verzug abfließen zu lassen. Doch die oberste Bodenschicht wirkt wasserstauend, - festhaltend. Und zwar ist es teils wasserundurchlässiges Porphyrtuffmaterial, teils, in noch größerem Ausmaße, Moränenbedeckung. Porphyrtuffe sind z. B. an einzelnen Stellen der Jocher Alpe und der Rafuschgelwiesen die Moorträger. Moräne hat den Hauptanteil an der Stauung des ausgedehntesten Moorgebietes, der Mooswiesen, und zahlreicher kleinerer Moor- und Sumpfflecken im ganzen übrigen Höhengebiete. Nur zum Teil besteht dabei die Stauung in einer morphologischen Abdämmung der Abflußbahnen, das ist z. B. der Fall bei dem langgestreckten Moorstreifen am Westfuße des Porphyrrückens N vom Gasteiger Sattel, bei den Moorflecken nördlich über der Scheibenalpe, beim Moore in der Foggay, nur in diesen Fällen ist es auch zu, wohl nur in geringem Ausmaße, praktisch verwertbarer Torfbildung gekommen. Auf den Mooswiesen ist es vielmehr ein Zurückhalten, Binden der Feuchtigkeit an die Substanz des Untergrundes, d. h. in der oberflächlichsten, vom Moränenschutt gelieferten Bodenschicht, trotz zwar sanfter, aber immerhin ausreichender Neigung der Gesamtoberfläche für den Abfluß. Den selbst schon mit Wasser vollgesogenen Moränenschutt unterstützt noch die Sphagnum- und Springrasenvegetation, die er trägt, im Zurückhalten des Wassers.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die Versumpfung tut dem landwirtschaftlichen Werte der Hochlandsfläche schweren Eintrag. Ist schon allgemein die Fruchtbarkeit der Porphyrböden nur gering, so kommen durch die Versumpfung noch beträchtliche Teile des sonst, nach Form und Höhenlage, so geeigneten Geländes in Wegfall. Durch künstliche Entwässerung könnte hier manches gebessert werden, doch ist nicht zu verkennen, daß andererseits die Mooswiesen ein wertvolles Wasserreservoir sind, das auch in trockenen Sommern dem tiefer liegenden, an sich wasserarmen Siedelungsgelände noch in ausreichender Menge befruchtende Feuchtigkeit abzugeben vermag.

2. Almfrass.

„Almfraß" ist eine Denudationserscheinung, die darin besteht, daß inmitten geschlossener Bestände von Alpenweide scharf umrandete seichte (1—3 dm tiefe) Blößen von verschiedener Form und Größe auftreten, ohne daß die Entblößung des Bodens einfach eine Folge rückwärtsschreitender Erosion wäre. Im charakteristischesten Falle fehlt die Ausbildung einer Abflußrinne überhaupt. Dieser Fall ist gegeben auf ganz flachen, ebenen oder fast neigungslosen Böden, wo die Blößen dann die Form unregelmäßig-rundlicher Flecken haben. Augenfällig kann es sich hier nur um eine Art Schlaglöcher handeln, die — wie auch die Einheimischen sagen — durch Hagelschlag entstehen, d. h. von ganz kleinen Anfängen, Lücken, welche der Hagel in die dünne Vegetationsdecke schlägt, ihren Ausgang nehmen und dann nach und nach durch Niederschlag aller Art weiter ausgebreitet, größer ausgewaschen werden. Förderlich dürfte dabei auch der Viehtritt sein, indem das Vieh solche entblößte Stellen gerne als Standplatz aufsucht, darauf herumtritt und den Rasenrand in der Folge weiter zurückdrängt. Auch die Almfraßflecken auf geneigten Flächen sind zum Teil noch von dieser abflußlosen und rundum gleichmäßig ausgebildeten Art. Mit zunehmender Neigung aber kommt häufig die Ausbildung einer Abflußrinne sekundär (nicht, daß sie das Primäre wäre!) hinzu: der von der entblößten Fläche aufgefangene Niederschlag sammelt sich an der tiefsten Stelle des Unterrandes zu einer erodierenden Wasserader, der Fleck wird hier in einen stielförmigen Ansatz ausgezogen und in weiterer Folge ero-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

siver Fortentwicklung zugeführt. Zuweilen gruppiert sich eine Mehrzahl einzelner Flecken mit dazwischen stehen gebliebenen Vegetationsresten büschelförmig zu Aesten und diese dann wieder um das Ende eines Hauptstieles, wodurch das Bild einer Baumkrone mit ihrem Stamme entsteht (z. B. auf dem Rücken NO unter dem Rittnerhorngipfel, am Rücken südlich der Sarner Scharte).

Auf Bildungen dieser Art, mit Schlagmarken als Ausgangspunkten, möchte ich die Bezeichnung Almfraß beschränken. Sie haben im Gebiete der Jocher, Villanderer und Rittner Alpe weite Ausbreitung und sind hier schon zu einem schlimmen Kulturschädling geworden. Sie treten im allgemeinen nur auf Porphyr- oder Porphyrtuffböden auf, Schiefer- und Moränenböden sind von ihnen frei oder zeigen sie wenigstens nicht annähernd so auffällig, häufig und charakteristisch entwickelt. Die maßgebende Rolle spielt dabei wohl die mechanische und chemische Beschaffenheit des Porphyrgruses, der hier der Vegetationsträger ist. Der Porphyrgrus ist wasserdurchlässig, wenig fruchtbar, die Grasnarbe dünn und schütter, wenig fest gebunden, der Boden humusarm. Hier schlägt in der Folge starker Hagel leicht eine erste Bresche und erst recht leicht wird dann der umgebende Rasen unterwaschen und aufgelöst. Von den vegetationslos gewordenen Stellen schaffen Wind, Wasser und Schnee sehr rasch die feinen Bestandteile der Verwitterungsdecke fort und nur der grobe Grus und die Steine bleiben auf dem nackten Felsboden zurück. Wie ein Parasit frißt das Uebel immer weiter um sich, ohne daß entsprechende Naturkräfte entgegen, auf Heilung hin wirkten. Nur mit künstlicher Berasung könnte geholfen werden.

In diesem Zusammenhang ist Almfraß eine charakteristische Erscheinung der flachen oder sanft geneigten Porphyrböden geworden, wie sie hier im Bereiche der alten Gebirgsoberfläche in entsprechender Höhenlage und entsprechenden Vegetations-(Klima-)Verhältnissen so ausgedehnt vorhanden sind.

Bei stärkerer Neigung der Gehänge treten Almfraßflecken zurück gegenüber Entblößungen des Bodens, die nach dem Prinzipe der Schneebretter entstehen, durch stellenweises Abreißen und Abgleiten der Vegetationsschicht. Im Gegensatze zu den Almfraßflecken spielt hier starke Durchfeuchtung (besonders bei Schneeschmelze), Belastung der Rasendecke, eine

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

wesentliche Rolle, während ihre schwache Bindung auf dem Porphyrgrus in gleicher Weise die Lostrennung fördert wie dort. So entstandene Flecken sind nicht mehr rundum gleichmäßig ausgebildet, sondern ausgesprochen einseitig, in der Gleitrichtung orientiert, in ihrer oberen Umrandung unregelmäßig ausgezackt, am Unterrande ist der Rasen entweder wulstig zusammengestaut oder sonstwie abgelagert oder das abgeglittene Material ist ganz oder teilweise fortgeschwemmt — Erscheinungen, die bei Almfraßflecken völlig fehlen. Nur die erosive Weiterentwicklung ist dann dieselbe wie bei diesen.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

ZUSAMMENFASSUNG.

Die „Höhen zwischen Eisak- und Sarntal" sind das langgezogene Ende der östlichen Kette der Sarntaler Alpen, von der Kassianspitze nach Süden. Hier schwindet der Hochgebirgscharakter und die Kammregion verflacht zu einer breiten, langgestreckten, nur sanft bewegten Hochlandschaft, welche nur mehr zufolge Gesteinswechsels oder einseitigen Anrisses stellenweise Schärfen und Unausgeglichenheiten aufweist. Sie trägt die ausgedehnten, teilweise versumpften Flächen der Jocher, Villanderer, Rittner und Barbianer Alpe, steigt bis auf die Höhe des Villanderer Berges (2511 m) und der Sarner Scharte (2462 m) und reicht über das Rittnerhorn (2261 m) nach Süden vor bis auf den Hund (Schwarzseespitze 2072 m). Dort tritt in der Kammrichtung entschiedener Abfall, an 500 m, zu einem zweiten, tieferen Höhengelände ein, dem Ritten.

Die Hochlandschaft schneidet talwärts mit scharfen Rändern in 1900 — 1700 m Meereshöhe ab, ihre Fläche streicht hier über steilen tieferen Hängen, hoch über den angrenzenden Tälern aus, bergwärts geht sie ohne Scheidung in die Kammhöhen und Gipfel (2000 — 2500 m) über. Sie wird durch seichte, flach verlaufende Talmulden gegliedert, die am Rande mit gleicher Schärfe über dem steilen Abfall zur Tiefe endigen, wie die Hochlandschaft im ganzen.

Die Hochlandschaft stellt den Rest einer alten, außer Kurs gesetzten Abtragungsoberfläche des Gebirges vor, aus der sie durch die jüngere Tiefenerosion der angrenzenden Haupttäler herausgeschnitten worden ist. Sie hat Mittelgebirgscharakter und setzt die Mittelgebirgsformelemente, die vordem an Seitenkämme und Flanken gerückt waren, auf der Gebirgshöhe fort. Sie zeigt im Einzelnen zwar Anlehnung an den geologischen Gebirgsbau, schneidet im Ganzen aber doch unabhängig durch den Porphyr-Schiefer-Komplex der Unterlage und steht in augenfälliger Korrespondenz zu ähnlich hoch gelegenen Verflachungen und Gehängemäßigungen im ganzen umliegenden Gebirge alpenein- und auswärts. Sie ist die höchste allgemein ausgebildete Abtragungsoberfläche des Gebirges, die wenigstens einigermaßen erhalten geblieben ist.

Ein entschiedener, starker Abfall in der Kammrichtung des Gebirges, um rund 500 m, trennt von dem Hochlande die Mittelgebirgslandschaft des Ritten ab. Diese reicht von

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Pemmern, am Südfuß des Hund, in 1500 — 1100 m Höhe vor bis über Bozen. Sie ist in sich ähnlich gestaltet wie das Hochland, sanft bewegt, mit verflachenden, scharf zur Tiefe der jüngeren Taleinschnitte abbrechenden Rändern, schwach erhabener Kammregion, sanften flachen Muldentälchen. Selektion ist hier schärfer ausgeprägt, stärkst verflachte Randpartien fallen mit der geologischen Porphyrobergrenze zusammen. Die Verfolgung alpeneinwärts und auswärts aber ergibt, daß es sich nicht nur um dieses selektive, sondern in höherem Range um ein morphogenetisches Niveau handelt, das vom Schiefer in den Porphyr übersetzt. Derselbe unvermittelte Steilabfall, wie er seitwärts ins Eisak- und Sarntal führt, tritt auch terminal in der Gabel der beiden Täler ein — das ist das Ende der östlichen Kette der Sarntaler Alpen.

Die Lage an der Vereinigung der beiden Haupttäler, auf dem Auslaufsstücke des sie trennenden Gebirges, läßt die beiden Flächensysteme losgelöst von den Tälern selbst als Oberflächensysteme für sich, alte Mittelgebirgslandschaften betrachten, beiden Tälern gemeinsame, in großem Abstande, zeitlich und höhenmäßig, aufeinander gefolgte Tiefenstadien der Formentwicklung. Alle tiefer gelegenen Formelemente hingegen ordnen sich als ausgesprochene Gehängebildungen dem Formenschatze der Täler ein, gehören im engeren Sinne Talsystemen an.

Das Hochland gehört zusammen mit der „Alten Gebirgsoberfläche" in den Lessinischen Alpen*) und im Gebiete beiderseits des Brenner**), die Mittelgebirgslandschaft des Ritten ist vermutlich zu verbinden mit dem „Hochflächensysteme" des Lessinischen Berglandes, das dort in 900 — 800 m an der südlichen Alpenabdachung ausstreicht, und dem Gesimsesysteme um 1400 m in der Sterzinger Gegend, vermittelnde Gehängeabstufungen in der Brixener Gegend leiten von dort in den Ritten über.

Das Hochland ragte zu beträchtlichen Teilen über die eiszeitliche Firnlinie auf und nährte daher eine eigene, autochthone „Höhenvergletscherung". Dadurch aber, daß die großen Gletscher in den angrenzenden Haupttälern zur Hocheiszeit bis in Höhen über 2200 m anwuchsen, wurde der Höhenvergletscherung der unmittelbare Abfluß den Tiefenlinien nach ins

*) Ostalpine Formenstudien 3/1. 1921.
**) Zeitschrift des D. Ö. A. V. 1920, S. 14.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Tal verwehrt, sie gezwungen, zwischen beiden Hauptgletschern dem Kamme entlang nach Süden abzuströmen. Anderseits aber verhinderte die Höhenvergletscherung ein Uebergreifen der Haupttalgletscher über den Scheitel der alten Gebirgsoberfläche und hielt sie für lange Strecke getrennt, jeden von ihnen in das ihm zugehörige Talgebiet weisend. Erst südlich des Rittnerhorns vermochte Eisakeis den Kamm des Gebirges zu überfluten und südwestwärts auf Sarntaler Gebiet überzutreten, den Sarntaler Gletscher mitsamt der Höhenvergletscherung nach Westen abdrängend. Nur stadial und zwar hauptsächlich vor dem Eintreten des Höchststandes der Haupttalgletscher vermochte sich die Höhenvergletscherung selbständig zu entwickeln, Zungen seitwärts in die Täler hinab zu entsenden; sie hinterließen dort bis auf 1700 und 1600 m hinab ausgebreiteten Lokalmoränenschutt, dem aber morphologische Ausprägung fehlt, weil die lokalen Gletscher hier nachmals von den Haupttalgletschern überfahren, überwältigt worden sind. Postglazial mußte sich die Rückbildung früher an den lokalen Gletschern geltend machen, nur dort, wo die Aufragung des Gebirges bedeutender ist, so daß es sich auch noch über die frühpostglaziale Firnlinie erhob, konnten lokale Gletscher die fremden überleben und morphologisch ausgeprägte Moränenablagerungen hinterlassen; das ist an einigen Stellen der Hochlandschaft der Fall.

In diesem Verhalten der eigenen zur fremden Vergletscherung liegt das glazialgeologische Interesse des Gebietes. Der morphologische Einfluß der Vergletscherung ist gering, beschränkt sich auf Veränderungen von geringer Tiefe. Dazu gehört partielle Verkleidung der Grundgebirgsoberfläche mit Moräne, was zu ihrer Versumpfung beitrug, während dort, wo Porphyrgrus eine dünne, schwach gebundene Rasendecke trägt, fleckenweise Entblößung durch Hagelschlag um sich greift („Almfraß").

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Inhaltsübersicht

Seite

I. Geographisch-orographischer Überblick 3
II. Geologischer Überblick 7
III. Die Grundgebirgsoberfläche 8
A. Das Hochland 10
1. Die Jocher Alpe 10
2. Anschlüsse nach Norden (Ritzlar, Gedrum, Latzfonser Alpe) 15
3. Die Villanderer Alpe 17
4. Seeberg 28
5. Gasteiger Alpe 30
6. Die Barbianer und Rittner Alpe 35
7. Der südliche Endabschnitt (Saubacher Kofel-Hund-Sam) 39
B. Die Mittelgebirgslandschaft des Ritten 42
IV. Glazialgeologie 51
1. Vergletscherungsbereiche 51
2. Die autochthone Höhenvergletscherung der Jocher und Villanderer Alpe zur Zeit des Höchststandes der Vereisung 52
3. Stadiale Entfaltung der autochthonen Höhenvergletscherung 57
4. Die angrenzenden Haupttalgletscher 68
Beitrag zur Morphologie der Erdpyramiden . . . 73
V. Oberflächliche Bodenbeschaffenheit 76
1. Moorbildung 77
2. Almfraß 78
Zusammenfassung 81

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

R. Klebelsberg

Südtiroler Geomorphologische Studien.

Die Höhen zwischen Eisak- und Sarntal.

Übersichts-Skizze 1:75.000

Grate mit Hochgebirgsform

Aussenrand der Hochlandsfläche

Aussenrand der Rittner Hochfläche

Durnholz

See

Durnholzer Tal

Reinswald

Birchlberger A.

Cedrumtal

Cedrum Sp.

Gedrum

Jocher Alpe

Campiderg

Retbach

Plankenbach

Latzfonser Alpe

Planknhorn

Forchelle

Lorenzensp.

Lorenzen-Scharte

Angen Berg

Kassiansp.

Lücki

Latzfonser Kreuz

Klausner Hütte

Ritzlar

Jocher Berg

Runggar Säbnerh.

Kuhberg 1987

Inner Gedrumer S.H.

Jocher Sattn.H.

Campiderg

Aschbach

Gruft

Cuftreit

Muntstein

Flatzenbach

Marsgerit

Spinnerg

Pfeiner Hoch

Runggalten

Latzfons

Thinnebach

Astfeld

Villanderer Alpe

Villanderer Berg

Seeberg

Moos W.

Rarlschoer W.

Villarbach

Plumser

Platten

Arntaten

Schönberg

Foggay

Samberg

Hoederer Berg

Parsile

Sarner Scharte

Pichler Santhein

Reinegk

Riedler

Schaf Alpe

Casteiger Alpe u. Sal Kof

Angerle

Klausen

Wilenders

Camser Berge

Scheiben Alpe

Sprafel

Sattelberg

Berstlaner Alpe

Florberg

Sauders

Windlahn

Windlerstall

Rittnerhorn

Dreikirchen

Rittner Alpe

Lajen

Unterbarner

Barbian

Gandebach

Waidbruck

Giessmann

Giessmann Graben

Hund

Saubacherhotel

Hollmann

Togusner Bühel

Lentschbach

Grünwald

Sam

Kessiwagen

Dürkteilebach

Obergölter

Schussmaus

Saltnerh.

Pemmern

Grindlerh

Kastelruther Tal

Sulfertaler

Cer

Gölterbach

Causer

Cerciner

Tanno

Bad Siess

Scharfner

Huber

Penzl

Kastrut

Wangen

Plattner

Oberinn

Meirgg

Emmersbach

Gebruck

Mt Saud

Lengstein

Mittelberg

Larunzer Wald

Seis

Lobis

Loamer

Bürschling

Cstrahl

Miglar

Geier

Langegg

Hüldboden

Lichtenstein

Klobenstein

Siffian

Atzwang

St Konstantin

Völs

Oberbozen

Wolfsgruben

Mittelberg

Krummeck

Rentscher Graben

Signat

Signater Hapf

Umlaufs

Untrinn

Steg

Prössels

Bozen

Blumau

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: 001

Autor(en)/Author(s): Klebelsberg Raimund von

Artikel/Article: Südtiroler Geomorphologische Studien. Die Höhen zwischen Eisak- und Sarntal (Villanderer Alpe - Ritten). 1-83