

# Morphogenese der Sonnblickgruppe.

Von

Dr. Hans Klimpt.

Blickt man von einem der Kalkstücke Salzburgs gegen S, dann sieht man über dem Gipfelgewirr der grünen „Grasberge“ in der Ferne einen eisgepanzerten Gebirgswall: den Kamm der Hohen Tauern, der die alpine Hauptwasserscheide zwischen den Längstälern der Drau und der Salzach trägt. Zwischen den höheren und stärker vergletscherten Gruppen des Glockners im W und des Ankogels im E liegen die Berge der Sonnblickgruppe. In ihrem Bereich führen die niedrigsten Übergänge oder „Tauern“ nach Kärnten hinüber. Die Wege zu ihnen durchziehen lange, gestufte Trogtäler mit Wasserfällen und scheinbar unersteigbaren Talschlüssen. Über diesen Trögen öffnen sich die von hohen Steilwänden umschlossenen Kare und Hochtäler, durch die man die weite und merkwürdig flache Gipfellandschaft erreicht. Selbst die kühnsten Gipfel ordnen sich in diese unruhige, aber einförmige Flur niedriger Grade und weitgespannter Flachkarböden. Die vorliegende Arbeit über die Sonnblickgruppe ist aus einer Dissertation entstanden. Trotz mehrjähriger Geländearbeit in anderen Teilen der Ostalpen, trotz neuerlicher Begehungen im Gebiet des Sonnblicks und mehrfacher Änderungen an der ursprünglichen Arbeit wird mit den gleichen Methoden versucht, das Bild der tiefen, wasserdruckrauschten Tröge, der einsamen Kare und der freien, weiten Landschaft der Gipfel zu erklären.

## 1. Geologischer Überblick.

Die Sonnblickgruppe ist ein sehr altes Bergaugebiet. Wir finden daher bereits in dem Waldnerschen „Zugbuch“ aus dem Jahre 1530 montangeologische Angaben. Es ist das erste Werk einer umfangreichen geologischen Literatur, von der besonders die Arbeiten von Becke,<sup>8)</sup> Kober,<sup>55–60)</sup> Winkler,<sup>136–139)</sup> Cornelius,<sup>19a)</sup> Kieslinger<sup>41)</sup> und Beck<sup>7)</sup> wichtig sind.

Das Alter und die Gliederung der Tauerngesteine, und zwar der „Schieferhülle“, dieser mächtigen Serie jetzt fossilleerer, verschieden metamorpher Schiefer, Marmore und Grünschiefer, und der von ihr ummantelten „Zentralgneiskerne“ ist ebenso umstritten wie die Tektonik der Hohen Tauern. Die erste, auch von Becke<sup>8)</sup> beibehaltene Gliederung der Schiefer-

hülle stammt von Berwerth,<sup>9)</sup> der von einem unteren, silikatreicherem Teil einen oberen kalkreichen trennt. Die genaueste Gliederung der Schieferhülle im Sonnblickgebiet gibt Winkler,<sup>139)</sup> der drei Abteilungen mit zusammen zehn typischen Schichtgliedern unterscheidet. Mehrere von diesen Schichtgliedern sind jedoch im Streichen unbeständig und kommen in mehreren Horizonten vor. Bei der folgenden petrographischen Übersicht wurden nur morphologisch wichtige Gesteine berücksichtigt. Die Basis der Schichtfolge bilden die Zentralgneise, ein Verband von Orthogneisen, der in der Sonnblickgruppe von quarzreichen, biotitarmen Muskowitzgranitgneisen bis zu Syenitgneisen reicht. Die Talwände des unteren Naßfeldtales\*) werden von einem mittelkörnigen Syenitgneis gebildet, der der Hochalmmasse angehört und bis zum Bärenfall reicht. Er ist infolge seines geringen Quarzgehaltes etwas weniger widerstandsfähig als der ihn umgebende porphyrische Granitgneis der Hochalmmasse. Die grobe Bankung bedingt die Entstehung zahlreicher Denudationsterrassen und Wandbänder. Diese durch die Bankung verursachten Denudationsformen im sonst homogenen Gestein sind meist deutlicher als die an Gesteinsgrenzen anknüpfenden Denudationsformen und werden oft irrtümlich zur Rekonstruktion alter Talformen benutzt. Die mächtigsten und deutlichsten dieser Zentralgneisbänke bilden auch Talstufen, deren Abfall meist schon nach dem Grad der Glätte erkennen lässt, ob es sich um Schichtköpfe oder Bankungsflächen handelt. Ebensolche Bankungsterrassen finden wir auch in den Gneisen der Sonnblickmasse, die in der Hauptsache aus einem hellgrauen, ziemlich grobkörnigen Syenitgranitgneis besteht. Die Schieferung ist oft kaum erkennbar und auch die Bankung tritt gegenüber den Klüften zurück. In allen diesen Gneisarten sind die Gletscherschliffe ziemlich gleich gut erhalten und auch im Verhalten gegenüber der fluviatilen und glazialen Erosion tritt der petrographische Unterschied zurück gegenüber den Unterschieden, die das wechselnde Verhältnis von Lagerung und Talverlauf im gleichen Gestein erzeugt. Schon aus größerer Entfernung sind die Zentralgneise gut kenntlich an den festen, hellen Wänden, deren Fuß schwer begehbarer Blockhalden verhüllen.

In der Schieferhülle reichen nur wenige und wenig mächtige Schichtglieder an die Standfestigkeit und Widerstandsfähigkeit der Zentralgneise heran. Unmittelbar an den Zentralgneis lagert sich das beständigste Schichtglied der unteren Schieferhülle, ein dunkler, braun anwitternder Glimmerschiefer, der besonders um den Hocharn herum größere Mächtigkeit erreicht. Er ist sehr wenig widerstandsfähig und zerfällt zu einem braun glänzenden, erdigen Schelperschutt, der den Fuß und die Bänder der morschen und verstürzten Wände verkleidet. Relativ rasch bilden sich über diesem Schutt außerordentlich wasseraufnahmefähige Böden, an die sich die charakteristischsten Solifluktionserscheinungen des Gebietes knüpfen. In diesen Glimmerschiefern, die mitunter deutliche Subsequenzzonen bilden, sind daher auch in der Nähe der Gletscher keine Schliffe erhalten. Über ihnen folgen hellglänzende, Gra-

\*) Namen und Höhen wurden der „Karte der Sonnblickgruppe 1 : 25.000“ des Deutschen Alpenvereins (herausgegeben 1940) und außerhalb ihres Bereiches den Blättern der „Alten österreichischen Landesaufnahme 1 : 25.000“ entnommen.

naten führende Glimmerschiefer, die infolge des größeren Quarzgehaltes etwas fester sind als die dunklen Glimmerschiefer. Außerdem werden sie von zahlreichen, mit Quarz ausgeheilten Klüften durchzogen und auch an den Schieferungsflächen finden sich häufig dicke Quarzlagen. Wahrscheinlich bewirkt die lagenweise Anreicherung dieser Quarzpartien die Bildung der beiden Schichtstufen bei Kolm und in der Sigratz. Über den Glanzschiefern, stellenweise aber gleich über den dunklen Glimmerschiefern liegt das Hauptband der Angertalmarmore. Es sind meist plattige, gelbe, etwas Muskowitz führende Kalkmarmore. Die Mächtigkeit beträgt auf der Erzwiese und im Naßfeld nur einige Meter. Bedeutend mächtiger sind die wahrscheinlich im gleichen Niveau liegenden Marmore im Seidlwinkl, denen die wenig metamorphen Kalke der Stanziwurten gleichzustellen sind. Einem tieferen Niveau gehören die Marmore des Sand-K. an, die vom Hauptmarmorband durch die morschen, kalkigen Glimmerschiefer des Mönchsberges getrennt werden. Morphologisch sind die Marmore wichtig durch die Neigung zur Bildung steiler, fester Wandstufen und als Träger des Karstphänomens. Nur einzelne größere Bäche vermögen im Marmor dauernd zu fließen und besonders auf der Erzwiese verdeckt dünner Boden nur zum Teil ein Gewirr tiefer, offener Klüfte. An den steilen Wänden dieser Klüfte und an mehreren Marmorwandstufen setzt am Austritt feiner, karsthydrographisch „weg- und wirksamer Kluftfugen“<sup>73)</sup> die Karrenbildung scharf ein. Aber sowohl diese Rillenkarren als auch die vereinzelten Dolinen treten besonders auf der Erzwiese und am Mallnitzer Tauern infolge der Dünnpflattigkeit der Marmore gegenüber den großen, offenen Kluftkarren zurück. Über den Marmoren folgen die Riffelschiefer, schwarze, kohlige Glimmerschiefer und Phyllite. Sie sind das am raschesten verwitternde Gestein in der Sonnblickgruppe, zerfallen noch rascher als die dunklen Glimmerschiefer der unteren Schieferhülle, mit denen sie auffallende Ähnlichkeiten besitzen, und sind daher immer von einer mächtigen Schicht erdigen Schutts bedeckt, aus dem an flacher geböschten Hängen nur einige kleine, zerfallende Felsköpfe herausschauen. Dementsprechend sind die Kämme im Bereich der Riffelschiefer meist zugerundet, nur selten gratförmig und die Wände infolge ihrer Brüchigkeit kaum zu begehen, da sich an breit aufreißenden Klüften (Silberpfennig, N-Grat des Herzog Ernst) ganze Wandpartien ablösen. Über den Riffelschiefern beginnt die obere Schieferhülle, die mächtige Serie der Kalkglimmerschiefer. Sie wird durch Quarzite und kalkarme Phyllitlagen gegliedert, welche aber in der mächtigen Masse der Kalkglimmerschiefer fast verschwinden und für das Formenbild gegenstandslos sind. Die Kalkglimmerschiefer sind bedeutend wetterbeständiger als alle anderen Schiefer und bilden infolge der liegenden Riffelschiefer rasch zurückweichende, gelb- bis violettblaue Wände, an deren Fuß sich in langen Halden der tafelige Schutt der „Bratschen“ sammelt. Bemerkenswert ist ihre Neigung zu Bergstürzen. Fast immer liegen in den von Kalkglimmerschieferwänden überragten Talgründen und Karen die großen, flechtenüberzogenen Einzelblöcke und Blockhaufen, deren Ablösung nicht so sehr an ausgeprägten Abrissnischen, sondern meist gleichmäßig an der ganzen Wandfront erfolgt. In den Kalkglimmerschiefern stecken Lager von Grünschiefern, von

denen sich manche, infolge ihrer größeren Wetterbeständigkeit, deutlich von den umgebenden Schiefern abheben, und Härtlingsgipfel, wie den Ritter-K. und den Brenn-K. bilden. Im S werden die Kalkglimmerschiefer und die über ihnen folgenden Kalkphyllite von den Matreier Schichten überlagert, einer Serie von Serizitschiefern, Grünschiefern, Quarziten und plattigen Kalken. Sie bilden eine nach dem verschieden starken Vorherrschen der Serizitschiefer verschiedenen deutliche Subsequenzzone. Aus dieser ragen Gehängerippen und Gipfel, die an die Grünschiefer und Quarzite gebunden sind. Diese Subsequenzzone wird im S überragt von den dunklen Bergen der Sadniggruppe, die bereits aus den Gneisen und Glimmerschiefern des Alt-kristallins bestehen.

Abschließend sei bemerkt, daß auch die oben gegebene, absichtlich einfach gehaltene Gliederung der Schieferhülle in mehreren Fällen versagt. Nicht selten keilen die Angertalmarmore und die Glanzschiefer aus, so daß man dann ohne deutliche Grenze von den dunklen Glimmerschiefern über die Riffelschiefer in die Kalkglimmerschiefer gelangt.

Seit mehr als 30 Jahren ist die Tauerntektonik eines der umstrittensten Probleme der Geologie der Ostalpen; die Folge ist eine Fülle widersprechendster Erklärungsversuche. Zu erklären sind in der Sonnblickgruppe folgende Verhältnisse: Zwischen den Klammkalken im N und dem Alt-kristallin im S nehmen die Gesteine der Schieferhülle den größten Raum ein. Der auf große Strecken ruhige, isoklinale Schichtbau zeigt im allgemeinen auf der S-Abdachung mittelsteiles SW-Fallen, auf der N-Abdachung mittelsteiles bis flaches Einfallen von NE bis NW. In der Schieferhülle stecken mehrere Zentralgneiskerne, und zwar der kleinere Sonnblickkern und die große runde Kuppel der Hochalm-Ankogelmasse. Zwischen beiden verbindet eine Schieferzone, die Mallnitzer Mulde, die nördliche Schieferhülle mit der ungleich schmäleren südlichen. Von der Mallnitzmulde greifen Schieferzungen (Woigsten- und Seebachzunge Beckes)<sup>8)</sup> in die Hochalmmasse ein. An der NE- und SW-Seite des Sonnblickkerns begleiten die Grenze des Hauptgneiskörpers, von ihm und untereinander durch Schieferbänder getrennt, je zwei Zentralgneisbänder, und zwar das Neubau- und Knappenhausband im NE und das Sand-K.- und Modereckband im SW. Westlich vom Modereckband schließt sich in der Glocknergruppe der mächtige Mantel der Schieferhülle über den Zentralgneisen.

Es gibt im wesentlichen drei Erklärungsversuche für die Tektonik der Sonnblickgruppe, von denen der älteste an die Namen Berwerth<sup>9)</sup> und Becke<sup>8)</sup> knüpft, die die Schieferhülle und die Zentralgneisintrusionen als autochthon ansehen. Kober,<sup>55–60)</sup> Staub<sup>132)</sup> und Hottinger<sup>45)</sup> erblicken in den Hohen Tauern ein von unterostalpinen Schubmassen umrahmtes Fenster von großen penninischen Decken mit Zentralgneiskern und ummantelter Schieferhülle. Auch Cornelius<sup>19a)</sup> unterschied bei der tektonischen Gliederung der benachbarten Glocknergruppe mehrere Decken.

Eine Mittelstellung nimmt Winkler<sup>136–139)</sup> ein. Zentralgneis und Schieferhülle nahmen nach Winkler, dem verschiedenen Material entsprechend, in verschiedener Weise an den orogenen Vorgängen teil. Die NE

gerichtete Bewegung überkippte zunächst den Sonnblickkern und die Mallnitzmulde etwas nach NE. Gleichzeitig wurde der größte Teil der oberen Schieferhülle auf der SW-Seite des Sonnblicks abgestaut, überschritt den Sonnblickkern und reicherte sich im N an. Die im SW verbleibende Schieferhülle drang in mehreren Keilen in den Sonnblickkern ein und spaltete zwei große Gneisplatten von ihm ab, deren vorderste Teile den Sonnblickkern überstiegen und sich im N diskordant in die Mallnitzer Mulde einbohrten. Eine neue Phase leitete Kölbls<sup>61)</sup> Venedigerarbeit ein. Vieles, was dort Kölbl, anknüpfend an Becke<sup>8)</sup>, beschreibt, trifft auch für die Sonnblickgruppe zu. Das Vorherrschen des primären Intrusionsverbandes ist besonders im Bereich der Hochalmmasse deutlich, deren große Gneiskuppel allseits flach unter die Schiefer absinkt.

Zusammenfassend sei an die doch sehr große Ähnlichkeit zwischen Grauwackenzone und Schieferhülle erinnert. Die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite im Rauristal fallen allmählich immer steiler gegen N, bis schließlich die dunklen, von Kalzitadern durchzogenen „ostalpinen“ Klammkalke in fast saigerer Stellung nördlich anschließen. Die von ihnen gebildeten Rippen und steilen Wandkulissen werden von den gleichen dunklen Phyllitlagen getrennt wie die ganz ähnlichen Kalkbänke zwischen Rauris und Wörth. Der maßgebendste Akt innerhalb dieses „Rahmens“ war die Intrusion der Zentralgneise. Sandkopf-, Neubau- und Knappenhausgneisband sind tektonisch veränderte intrusive Verzweigungen des Sonnblickkerns. Entscheidende Bedeutung haben die NE gerichteten Bewegungen nur im Bereich des Sonnblickkerns, vermochten aber die Gestalt der Hochalmmasse nicht wesentlich zu verändern. Einen Einblick in die jüngere Tektonik des Sonnblickgebietes vermittelt die Überkreuzungsfolge der Klüfte besonders in den Goldbergbauen, der Michel<sup>97)</sup> und neuerdings Kieslinger<sup>47)</sup> besonderes Augenmerk zuwandten. Sie sind für die Ausbildung der Kleinformen, die Vorzeichnung der Steinschlagrinnen, die Ablösung der Gesteinsblöcke und die Gestalt der Rundhöcker wichtig.

## 2. Die hocheiszeitliche und die stadiale Eisoberfläche.

Die Bestimmung der oberen Gletschergrenze für die Zeit der Maximalvereisung mit Hilfe von Erratika ist in der Sonnblickgruppe noch nicht möglich. Da keine genügend genaue geologische Karte existiert, ist z. B. der Herkunftsraum anscheinend erratischer Marmorblöcke nie genau zu bestimmen. Aber auch die morphologische Methode, die Verfolgung der höchsten Schliffkehlen, versagt in der Sonnblickgruppe infolge des Überwiegens der Denudationsformen, die sehr oft sogar die Festlegung des Trograndes unmöglich machen. An einer einzigen Stelle in der Sonnblickgruppe kann man zwei von Terrassen unabhängige, die Schichten schneidende Einkerbungen mit einer gewissen Berechtigung als Schliffkehlen bezeichnen, und zwar handelt es sich um die von A. Penck<sup>103)</sup> beschriebenen, schuttverhüllten Einkerbungen in 2400 bis 2500 m Höhe in den Felshängen westlich vom Goldbergkees. Abgesehen davon, daß diese Kehlen sehr steil herunterziehen, zeigt

auch der Umstand, daß beide Einkerbungen zum Teil tiefer liegen als das unmittelbar benachbarte Kleine Sonnblickkees, daß sie sicher nicht der Maximalvereisung angehören. Die von A. Penck unter dem Herzog Ernst angegebene Schliffgrenze ist unbrauchbar, da sie zwischen dem flacher geböschten, geschliffenen Karboden und der der Rückwitterung ungleich mehr ausgesetzten Karwand verläuft, was z. B. auch durchwegs für Creutzburgs<sup>22)</sup> „Karschliffkehlen“ in den Tälern der Ankogelgruppe zutrifft, die ausnahmslos zur Rekonstruktion der alten Gletscheroberflächen ungeeignet sind. Im Großen Zirknitztal zieht unter den NW-Wänden des Eckkopfkamms eine Kerbe fast 1 km lang von 2500 auf 2350 m herunter, die nach der bisherigen Gepflogenheit als Schliffkehle zu bezeichnen wäre. Wie viele dieser „Schliffkehlen“, verläuft aber auch sie immer am Oberrand der flacher geböschten Trogschultern und ist daher als obere Gletschergrenze unbrauchbar, da sich die Schritte auf flach geböschten Hängen naturgemäß länger erhalten als in den nachbrüchigen Wänden darüber.

Einen Mindestwert für die Höhe der glazialen Eisfüllung der Täler vermitteln die sicher von Eis überflossenen Scharten, wie z. B. das Fuschertörl 2405 m, die Niedere Scharte 2695 m, die Fráganterscharte 2753 m und das Schobertörl 2355 m. Wenn nun auch die eigentliche Höhe der Eisoberfläche für die Zeit der Maximalvereisung aus den eben angeführten Gründen auf Grund der bisherigen Methoden nicht anzugeben ist, ist es doch auch nicht möglich anzunehmen, daß die Sonnblickgruppe im Diluvium auf lange Zeit ganz unter Eis begraben war. Es hätte sich dann nämlich eine von den Tälern ziemlich unabhängige Eisbewegung einstellen müssen, die vor allem die annähernd senkrecht auf die Bewegungsrichtung verlaufenden Seitengräte, z. B. den E-Grat des Edlenkopfes, den E-Grat der Türchlwand und im S den Hilmersberg namhaft niedergeschliffen hätte. Das ist nun nicht eingetreten. Die Gletscher der Sonnblickgruppe waren daher während des ganzen Diluviums „dirigiert“.

Außer A. Penck<sup>103)</sup> geben Distel,<sup>24)</sup> Creutzburg<sup>22)</sup> und Seefeldner<sup>122)</sup> eine Reihe von Schliffkehlen und Schliffgrenzen an. Nach Distel ist z. B. im Seidlwinkltal eine Schliffgrenze gegeben durch den Gegensatz zwischen dem breiten Rücken und dem über ihn steil aufsteigenden Grat südlich vom Hochkarsee. Dieser Knick liegt nicht „etwas über 2400 m“, sondern bei 2500 m und außerdem am oberen Ende einer schulterähnlichen Verflachung dieses Rückens. Abgesehen davon, daß diese Verflachung einer viel älteren Formengruppe angehört, ist sie auch wegen ihrer Ausdehnung gegen NE unmöglich als Schliffbord aufzufassen. Die Schliffkehlen im Hüttwinkltal unter der Riffelhöhe bei 2450 m und unter der Mannkarhöhe bei 2150 m sind Denudationsterrassen und der See-K. 2400 m kein Rundling im Sinne A. Pencks,<sup>103)</sup> sondern ein Rest einer hochgelegenen Altlandschaft. Auch die von Seefeldner<sup>122)</sup> angegebenen Werte bei Kolm 2350 m und unter dem Edlen-K. 2200 m sind in den zahlreichen Denudationsterrassen nicht zu finden, während die Schliffgrenze an der Türchlwand bei 2200 m am Oberrand über 700 m breiter Flachböden liegt. Im Gasteiner Gebiet sind sowohl der von A. Penck und Distel für das Naßfeld mit 2400 m angegebene Wert als auch

die davon abweichenden „Rundformengrenzen“ Creutzburgs<sup>22)</sup> (im Naßfeld 2200 m und im oberhalb gelegenen Weißental 2350 m) richtig, da alle diese Angaben sich auf den natürlich sehr verschiedenen hochgelegenen, schuttverhüllten Knick zwischen den weiten Karböden und den sie umrahmenden, niedrigen Graten des Kreuzkogelkamms beziehen. Das gleiche gilt für die Werte, die Creutzburg<sup>22)</sup> für das Mallnitztal angibt.

Die Höhe der glazialen Eisfüllung der Kare läßt sich ebensowenig wie die der Täler bestimmen. Nun weisen aber die Karwände mehrerer Kare einen charakteristischen Knick auf, der zwei voneinander verschiedene Wandteile trennt. Über ihm erheben sich weniger steile, etwas brüchige Felshänge, die von tiefen, zum Teil noch schneegebleichten Rinnen durchzogen werden. Unter ihm liegt ein sehr steiler, ungegliederter und aus festem Fels bestehender Wandgürtel, unter dem dann erst die Schutthalde beginnen. Dieser steile untere Wandgürtel, der in anderen Gebirgsgruppen von A. Penck,<sup>103)</sup> Lucerna<sup>85)</sup> und Fels<sup>31)</sup> beschrieben wurde, ist am deutlichsten in erst seit kurzer Zeit eisfreien Karen. Da außerdem die Höhe des Wandgürtels mit der Steilheit der über ihm gelegenen Teile der Karwände wächst, muß er durch die unter ihm plötzlich einsetzende, untergrabende Wirkung des einstigen Kargletschers entstanden sein, d. h. der obere Rand des Kargletschers lag auf keinem Fall über dem ausspringenden Knick in der Karwand. Daß dies mindestens in der jüngsten Vergangenheit der Fall war, zeigen die schneegebleichten Rinnen in den oberen Wänden, auf die sich damals die Firnüberkleidung beschränkte und zwischen denen apere Felspfeiler hervortraten. Nur vermuten läßt sich, daß auch in früheren Stadien der Bergschrund\*) immer unter diesem Knick aufriß und nur die Gletscheroberfläche mit dem Höhersteigen der Schneegrenze immer mehr einsank.

### 3. Die Täler.

#### Das Seidlwinklatal.

Die Seidlwinklache kommt aus dem unter dem Brennkogel liegenden Kar, dessen Vorderrand über einer halbkreisförmigen, 110 m hohen Stufe liegt. Diese Stufe bildet als oberer Trogschluß das Ende eines Hochtälchens,\*\*) das zwischen 2130 m und 2110 m eine kleine schuttverhüllte Versteilung aufweist, die wahrscheinlich durch eine durchziehende Bank der flachlagernden Marmore bedingt ist. Im S wird das Tälchen von ausgedehnten Flachkarböden begleitet, deren Vorderrand sich mit der Stufenkante der halbkreisförmigen Schlußstufe des Hochtälchens verbindet. Im N zieht von der Marmortorsäule

\*) In Bezug auf die vielfach nicht scharf geschiedenen Begriffe Bergschrund und Randkluft folge ich W. Schmidkunz: Wörterbuch alpiner Begriffe und Ausdrücke. „Alpines Handbuch“, Leipzig 1931 und Distel.<sup>26)</sup> Danach trennt die Randkluft apere Fels von Schnee, Firn oder Eis, der Bergschrund die fast unbewegte Firnüberkleidung der Hänge vom bewegten Eis der Gletscher.

\*\*) Creutzburgs<sup>22)</sup> anschauliche Ausdrücke „Hochtal“ und „Hochtrog“ wurden für die Beschreibung der gleichen Formen beibehalten. Nicht beibehalten wurde die von Creutzburg gegebene Erklärung für die Entstehung dieser Formen.

des P 2389 ein niedriger grüner Rücken gegen E. Die Karböden, die im S das Hochtälchen begleiten, fehlen also im N; sie wurden durch den von N her zurückgreifenden Trog bis auf einen schmalen Rest beseitigt, der dann durch das bis in das Daunstadium quer über ihn hinwegfließende Eis zu dem grünen Rücken erniedrigt wurde. Überhaupt verläuft das Tälchen fast quer zur hocheiszeitlichen Eisbewegungsrichtung und auch die kleine Schlussstufe des Tälchens liegt nicht zentral in bezug auf die umgebenden Kämme. Die erste Anlage des Hochtälchens erfolgte also fluviatil, wofür auch die rechtwinkelige Umbiegung gegen N spricht. Nach der Umbiegung endet das Hochtälchen über einer 300 m hohen, wieder halkreisförmigen Stufe. An diesem unteren oder Haupttrogsschlüß endet der deutliche, tiefeingesenkte Trog des Seidlwinkltales, dessen Grund zwischen den Litzlhofhütten und der Seppenbaueralm eine 30 m hohe Versteilung aufweist, die durch zwei gegenüberliegende Schuttkegel gebildet wird. Die unterhalb folgende, ebene Schottersohle bei der Seppenbaueralm ist nur 200 m lang. In der folgenden grabenförmigen Versteilung treten die Schutthalde wieder zusammen, so daß der Seidlwinklbach erst knapp oberhalb vom Tauernhaus die anstehenden dunklen Glimmerschiefer aufschließt. Dieser steil herabziehende Graben ist durch die postglaziale Zerschneidung einer Stufe entstanden, die sich oberhalb der Einmündung des Weißenbachtälchens befindet. Der Haupttrogsschlüß schließt den eigentlichen Taltrog gegen den Hochtrog ab. Von der bei 2020 m liegenden Stufenkante dieser Trogsschlüßstufe ziehen die Trogschultern weg. Der Trogrand folgt dabei besonders auf der linken Talseite immer eine Zeitlang der Vorderkante einer Marmorschichtterrasse, springt aber dann immer auf die nächst höhere Schichtterrasse über und schneidet so im Großen die NE fallenden Schichten in spitzem Winkel. Die Lage des Haupttrogsschlusses ist mit einer rein glazialen Entstehung des Taltroges nicht vereinbar, so daß wir auch für den Taltrog fluviatile Anlage annehmen müssen. Der Haupttrogsschlüß ist der durch das Eis stark umgestaltete Talkopf einer jüngeren fluviatilen Kerbe. So wie die fluviatile Vorform des Hochtroges in die begleitenden Flachböden eingeschnitten wurde, wurde die fluviatile Vorform des Taltroges in die sanfteren Hänge des Hochtalsystems eingesenkt, dessen glazial umgestaltete Hangreste heute als Trogschultern den Taltrog begleiten. Die große Ausdehnung und die geringe Neigung der Schulterflächen gegen die Talmitte sind hier strukturell bedingt, da die Schulterflächen auf größere Strecken den Oberflächen der einzelnen flachlagernden Marmorbänke folgen. Der Trogrand liegt in der Nähe des Trogsschlusses zirka 50 m über dem Boden des Hochtroges bei 2070 m und auf der linken Talseite, bei der Tüchlalm bei 2050 m. Über der Seppenbaueralm steigt er infolge stärkerer Zurückschneidung über 2100 m an und trennt steile Schultern von teilweise überhängenden Marmortrogwänden. Infolge der Unterlagerung der Marmore durch die dunklen Glimmerschiefer brechen dort oft größere Wandpartien herunter, deren Ablösung durch steil NNW fallende Klüfte erleichtert wird. Weiterhin findet sich erst wieder auf dem von P 2206 herunterziehenden Sporn eine deutliche mittelsteile Trogschulter bei 2000 m. Auf der rechten Talseite fällt eine flache, auch von Distel<sup>24)</sup> erwähnte

moränenbedeckte Terrasse bei 2000 m auf, die aber der Oberfläche einer mächtigen Marmorbank folgt. Erst etwas weiter talaus ist der Troggrund wieder deutlich und liegt nordöstlich von P 2329 bei 2000 m und an dem zwischen dem Weißenbach und dem Diesbach herabziehenden Rücken bei 1970 m. Die Stufe oberhalb des Tauernhauses unterscheidet sich von den Trog schlüsstufen schon durch die stärkere postglaziale Zerschneidung, die in der hier schon größeren Wasserführung des Seidlwinklbaches begründet ist. Dazu kommt die geringere Stufenhöhe (60 m), vor allem aber die Lage der Stufe oberhalb der Einmündung eines Seitentales. Steigt man durch den postglazialen Graben von der Seppenbaueralm zum Tauernhause herunter, dann gelangt man nicht wie bei den Trog schlüsstufen aus einem weiträumigeren, älteren Talsystem in ein engeres, jüngeres, sondern bleibt in dem gleichen, unterhalb der Stufe sogar etwas erweiterten Formensystem, in dem sich nirgends von der Stufenkante wegziehende Schultern oder Talkanten feststellen lassen. Da die Stufe in wenig widerstandsfähigen Glimmerschiefern gelegen ist, ist es am besten, ihre Entstehung mit den während der Eiszeiten dem Seidlwinktal hier zufließenden Eismassen in Verbindung zu bringen.

Die Trog schlultern ziehen auf beiden Talseiten ohne Knick über diese Konfluenzstufe hinweg. Das Hochtalsystem wurde demnach mit Ausnahme der kurzen Hoch trogstücke über den Haupttrog schlüssen, da es keine glazialen Strömungsstufen aufweist, von der ersten diluvialen Eiszeit bereits in zerschnittenem Zustand angetroffen und daher nicht mehr übertieft. Die nächstjüngere Eintiefung dagegen, die fluviatile Vorform des übertieften Taltrogs, wurde schon von der ersten Eiszeit vertieft, gestuft und geweitet. Der unmittelbar präglaziale Talboden, der irgendwo zwischen dem Troggrund und dem Troggrund liegt und der mit dem „präglazialen Talboden“ A. Pencks<sup>103)</sup> nicht ident ist, ist in der Sonnblickgruppe nicht sichtbar und seine Lage nur indirekt in Einzelfällen ungefähr festzustellen.

Beim Tauernhaus mündet das Weißenbachtälchen, das im S nur zirka 80 m in Flachkarböden eingesenkt ist. Gegen N wird das Gefälle des Weißenbaches allmählich größer und gleichzeitig wird das Querprofil mit zunehmender Talhöhe fast V-förmig. Die westschauenden Hänge des Tälchens werden von mehreren deutlichen Denudationsterrassen der NE fallenden Zentralgneise und Glimmerschiefer gegliedert, die eine genaue Festlegung der Grenze zwischen den Flachkarböden und dem Hang des Tälchens nicht gestatten. Der wenig breite Boden dieser mittleren Talstrecke endet bei 2050 m und setzt sich auch nicht in Form von Leisten gegen N fort. Der Weißenbach überwindet den Höhenunterschied von 500 m zwischen diesem Gefällsknick und dem Seidlwinklbach in einem gewundenen postglazialen Steilgraben, der in eine trichterartige seitliche Ausstülpung des Seidlwinkltroges eingeschnitten ist. Die Grenze zwischen den einzelnen Formen ist sehr undeutlich und die Deutung nicht leicht. Wahrscheinlich erfolgte die fluviatile Anlage des Seitentälchens zur Hochtalzeit, während die unmittelbar präglaziale Eintiefung zu Beginn der Eiszeit erst bis zur fluviatilen Vorform der trichterartigen Trog ausstülpung gediehen war.

Wesentlich klarer liegen die Verhältnisse bei dem in flach nach N 25° E fallenden Zentralgneisen, Glimmerschiefern und Marmorbönen verlaufenden Diesbachtal. Der kurze, in die flachen Böden des Diesbachkars eingesenkte Hochtrog beginnt mit einem 250 m hohen oberen Trogschluß. Der Hochtrogboden endet bei 1800 m und setzt sich zu beiden Seiten der in den Marmoren und Glimmerschiefern leicht verzogenen postglazialen Schlucht des Diesbachfalls in Form schmaler Leisten fort. Diese Leisten streichen zirka 160 m unter dem HaupttalTrogrand in die Luft hinaus. Merkwürdigerweise entsandte die präglaziale Eintiefung hier herein keine Ausstülpung. Auch der Hochtrog ist kürzer als das Weißenbachhochtalchen, obwohl beide Täler in den gleichen und gleichgelagerten Schichten verlaufen, der Diesbach ein größeres Einzugsgebiet besitzt und beide Eintiefungen ihn früher erreichten. Die 160 m, um die der Trogboden des Diesbachtälchens unter dem Trogrand des Seidlwinkltales mündet, sind der Mindestbetrag der Glazialerosion am Boden des Diesbachtales. Tatsächlich ist die Glazialerosion am Boden dieses Seitentales um jenen Betrag größer, um den während der Eiszeiten die Trogschultern erniedrigt wurden. Dieser Schluß auf das Ausmaß der Glazialerosion ist zulässig, da die post- und interglaziale fluviatile Erosion den Hochtalboden oberhalb der lokalen Erosionsbasis der Stufenkante nicht tieferlegen konnte.

Unterhalb des Schotterbodens beim Tauernhaus überwindet die Seidlwinklache in der 4 km langen Strecke bis zur Reiterhofalm einen Höhenunterschied von 180 m. In diesem Abschnitt ist das Seidlwinkltal eng, das Querprofil V-förmig und unterscheidet sich stark von der unterhalb folgenden, deutlich trogförmigen Weitung. Diese Änderung des Querprofils wird jedoch nur durch Bergstürze und große Schutthalde bewirkt, während die trogförmige Felsform in diesem Talabschnitt nicht schmäler ist als in der folgenden Weitung. Da die Seidlwinklache in dieser Steilstrecke nirgends anstehten Fels anschneidet, ist anzunehmen, daß die Schuttmassen eine sanfte Gefällssteigerung des Trogbodens verhüllen, die durch das einst in breiter Front herunterkommende Weißenbachkees entstanden ist. Unterhalb der Mündung des Diesbachtälchens läßt sich auf der rechten Talseite zunächst kein Trogrand angeben. Wohl werden dort die sehr steilen, hellen Marmorwände von einer mit Krummholz bestandenen Leiste durchzogen, die einen oberen und unteren Wandgürtel trennt. Aber diese beiden Wandgürtel folgen in ihrem ganzen Verlauf den beiden mächtigen Marmorbönen, die im Schafleger-K. und im Sack-K. den Kamm erreichen. Die dazwischenliegende Leiste ist daher eine Schichtterrasse. Die Oberfläche der oberen Marmorbank bildet ebenfalls eine besonders bei P 2069 deutliche Denudationsterrasse, die von Distel irrtümlich als Trogschulter bezeichnet wurde. Der kleine Flachboden bei den Bockkarhütten, 1677 m, liegt unter dem Trogrand und ist der unterste Teil eines seichten Trichters. Es läßt sich nur erkennen, daß die dichtbewaldeten Hänge der rechten Talseite unter 1700 m durchwegs steiler werden. Auf der linken Talseite sind Trogschulterreste nur auf den Spornen zwischen den einzelnen Gräben erhalten, z. B. südlich vom Hirzkar bei 1900 m und ebenso auf dem vom Mäusekar-K. und vom Durcheck-K. herabziehenden

Sporn bei 1820 m bzw. 1800 m. Etwas höher oben wird der Durcheck-K.-Sporn von der obenerwähnten doppelten Marmorwandstufe gequert, über der eine dreieckige und fast horizontale Denudationsterrasse (P 2031) liegt. Eine sehr deutliche Trogschulter über 1700 m besitzt der Sporn zwischen Maschlalm und Königsstuhlalm, von der der gut kenntliche Trogrund ohne Knick über die Gefällsversteilung der „Klausen“ hinwegzieht, zu dem noch westlich von dem Kaserköpfli gelegenen Trogschulterrest bei 1680 m. Auch auf der rechten Talseite zieht der Trogrund in gleicher Höhe ohne Knick talaus. Die in homogenen Kalkglimmerschiefern gelegene Gefällssteigerung zwischen der Maschlweitung, 1280 m, und dem unteren Seidlwinkltal, 1110 m, war daher zur Zeit des „vollerhaltenen“ Hochtalsystems noch nicht vorhanden. Auffallender noch als die Gefällssteigerung ist aber die plötzliche Verengung des Tales, die aber erst nach der Zerschneidung des Hochtalsystems entstanden sein kann, da die Tallichte zwischen den Trogrändern in der „Klause“ ebenso wie in der Maschlweitung zirka 1200 m beträgt. Infolge der isoklinalen Lagerung der Schichten senken sich auf der rechten Talseite steile Schichtflächenhänge zum Bach herunter, die im unteren Teil von kleinen, nachbrüchigen Felswänden durchsetzt werden. Von diesen Felswänden stammen die großen Bergsturzblöcke aus Kalkglimmerschiefer, die den untersten Teil des rechten Talhanges verhüllen und die Talverengung des Seidlwinktales noch etwas verstärken. Daß aber die Verengung nicht durch die Sturzblöcke bewirkt wird, sondern durch das Zusammentreten der Talwände aus anstehendem Gestein, sieht man bereits einige Meter südlich vom Tauernweg.\*.) Auf der linken Talseite sieht man bei 1310 m einen ausspringenden Gehängeknick, der sich fast durch die ganze Klaue durchverfolgen läßt und nahe dem unteren Ausgang der Klaue noch in einer Höhe von 1270 m, ungefähr 160 m über der Seidlwinklache, zu sehen ist. Diese Talkante, die sich bedeutend langsamer talaus senkt als der Seidlwinklbach, trennt die oberen, bewaldeten Steilhänge von außerordentlich steilen und vollkommen glattgeschliffenen Felswänden, die fast bis zum Bach herunterreichen. In der Klaue ist also in den bisher verfolgten Taltrog ein besonders deutlicher jüngerer „Engtrog“ eingesenkt, dessen Boden sich ziemlich steil herabsenkt. Die Entstehung dieses jüngeren Tropes ist ziemlich klar: In eine zirka 160 m hohe Stufe am unteren Ausgang der Enge schnitt die Seidlwinklache interglazial eine schmale Schlucht, die von dem neuerlich vorstoßenden Eis zu einem engen Trog umgewandelt wurde. Schwieriger ist die Erklärung dieser in homogenen Kalkglimmerschiefern gelegenen Stufe am unteren Ausgang der Klaue. Das halbkreisförmige Auseinandertreten der Troghänge unterhalb der Klaue, einige undeutliche Gehängeknicke am linken Talhang westlich von der Seidaualm und nördlich vom Präßlerhäusl und eine kleine Leiste auf der rechten Talseite knapp vor dem Sporn zum Hüttwinkltal, P 1121, kennzeichnen diese Stufe als eine durch das Eis umgewandelte Schlußstufe einer Eintiefung, die nur zwischen der Klaue und Wörth nachweisbar ist. Da sich diese Gehängeknicke

\*.) Eine ausführliche Darstellung der Lockermassen des Sonnblickgebietes wird in einer späteren Arbeit erfolgen.

nicht in das untere Rauristal fortsetzen und wir die fluviatile Vorform des Taltrogs als die präglaziale Eintiefung kennengelernt haben, kann es sich nur um eine interglaziale Eintiefung in einen älteren glazialen Trogboden handeln, die durch die Zerschneidung einer altglazialen Mündungsstufe des Seidlwinkltales verursacht wurde. Diese Verhältnisse im unteren Seidlwinkltal machen die Annahme von 3 Eiszeiten und 2 Interglazialzeiten notwendig, auf die sich die Entstehung der einzelnen Formen folgendermaßen verteilt:

1. Eiszeit: Umwandlung der präglazialen Eintiefung in ein Trogtal, das mit einer Mündungsstufe bei Wörth mündete.

Älteres Interglazial: Zerschneidung dieser Mündungsstufe bis zum unteren Ende der „Klause“.

2. Eiszeit: Umwandlung dieser Eintiefung in einen „Mündungstrog“ mit einer Trogschlüßstufe am unteren Ende der Klause.

Jüngeres Interglazial: Zerschneidung dieser Trogschlüßstufe durch eine Schlucht, deren oberes Ende nicht genauer anzugeben ist.

3. Eiszeit: Umwandlung dieser Schlucht in den Engtrog der „Klause“.

Heute weist das Seidlwinkltal an der Mündung keine sichtbare Stufe auf, jedoch schneidet die Seidlwinklache nur 250 m oberhalb der Wörther Brücke in anstehende Kalkglimmerschiefer ein. Der Felsgrund des Seidlwinkltales weist also an der Mündung mindestens einen Riegel auf. Die Trogform ist im unteren Seidlwinkltal sehr deutlich. Der Trogrand der rechten Talseite, der sich von 1550 m unterhalb der Klause auf das schöne „Eck“ P 1415 bei Wörth senkt, ist gut erkennbar. Auf der linken Talseite liegen auf den Trogschulterresten immer Almen, z. B. die Lipeckalm 1530 m und die bis 1500 m herabreichende Schulter bei der Schütteralm. Besonders deutlich ist die Schulter unter der Tammeralm bei P 1480, und ebenso hoch liegt der Trogrand am nächsten Sporn. Der tiefeingesenkte Graben des östlichen Schwarzwandbaches verläuft zuerst nach ESE, wird aber im unteren Teil durch die Schichtfugen der 30° gegen NE fallenden Kalkglimmerschiefer nach SE verzogen. Erst auf dem Sporn des Wörther Berges liegt wieder ein kleiner Trogschulterrest bei P 1420, der jedoch weniger auffällt als die ausgedehnte, flache Schichtterrasse, auf der die Häusergruppe Wörtherberg liegt (1350 m). 220 m über dem Trogrand lässt sich auf der linken Talseite ein System mittelsteiler Schultern verfolgen, das wir, weil seine Reste nur auf den Spornen zwischen den einzelnen Gräben erhalten sind, Spornflurenensystem nennen wollen. Die ersten Andeutungen dieses Systems finden sich in 1800 m Höhe in den Steilhängen unter dem Kaserköpfli. Von dort an weist fast jeder Sporn der linken Talseite Spuren dieses Systems auf. Die deutlichsten Reste finden sich über der Schütteralm bei 140 m, über der Tammeralm bei 1695 m, über der Nagelsteinalm bei 1650 m und unter der Hochbergalm bei 1622 m. Obwohl die Tallichte der einzelnen Systeme talein abnimmt und dadurch ältere Systeme in den Talhintergründen meist in breiteren und flacheren Resten erhalten sind, ist das Spornflurenensystem im Seidlwinkltal nur unterhalb der „Klausen“ nachweisbar. Der Talkopf dieser alten Eintiefung wurde also von dem rascher

zurückwandernden Talkopf des Hochtalsystems noch unterhalb der „Klausen“ überholt und damit das Aufwärtswandern dieser alten Eintiefung unterbunden.

### **Das Hüttwinklta.**

Der Goldberggletscher, aus dem die Hüttwinklache kommt, reicht mit seiner Zunge noch ungefähr 800 m aus dem Vogelmeier-Ochsenkar gegen NE. Der obere Trogschlüß des Hüttwinkltales, über dem sich die flachen Karböden bei 2620 m zusammenschließen, ist daher noch größtenteils eisbedeckt. An der Stufe beginnt ein breites Hochtal, das auf beiden Seiten von flachen Karböden begleitet wird. Ungefähr 800 m unter dem oberen Trogschlüß weist dieses Hochtal eine 80 m hohe Stufe auf, die genau im Streichen des Knappenhausgneisbandes liegt, dessen Fortsetzung sich besonders gegen NW als Hangrippe gut verfolgen läßt. An der Herausarbeitung der Härtestufe war auch das vom kleinen Sonnblickkees früher zufließende Eis mitbeteiligt. Oberhalb der Stufe ist das Hochtal etwas weiter, da hier leicht auszuräumende Glimmerschiefer durchstreichen, in denen der Vorderrand des Goldbergtauernkars stark abgeschrägt ist. Wahrscheinlich verbirgt das Eis dieses Flachbodens einen kleinen Riegel des oberen Amphibolitbandes, der sowohl in den Hängen des Goldbergtauern als auch zwischen den beiden Zungenlappen des kleinen Sonnblickkeeses als Rippe hervortritt. Unterhalb der Stufe findet wieder eine Erweiterung des Hochtals in dunklen Glimmerschiefern statt. Aus den Moränenblöcken hebt sich ein quer über das Tal ziehender, aus  $45^{\circ}$  nach S  $55^{\circ}$  W fallenden Amphiboliten bestehender Härtlingsriegel, der im E mit dem Auskeilen der Amphibolite unter der Schuttdecke verschwindet. Er wird im W vom Abfluß des westlichen Lappens des Goldberggletschers durchbrochen und setzt sich in einer Amphibolitrippe fort. Gegen N wird diese Weitung, in der im nördlichen Teil die Glimmerschiefer von den Gneisen aufgeblättert werden und schmale Schiefergassen bilden, von einem dritten Riegel abgeschlossen, der an die SW fallenden Neubaugneise gebunden ist und daher im W niedriger als im E ist, wo er, von zahlreichen Rundhöckern bedeckt, als breite Rippe in den Karboden unter dem Neunerkogel hinaufzieht. In diesem nördlichen Teil des Goldbergtauernkars keilen auch die dunklen Glimmerschiefer gegen die Fráganterscharte fast aus und daher ist die eisbedeckte Steilrinne der „Wintergasse“, die die Ausräumungszone des Gletschervorfeldes fortsetzt, relativ schmal. Zu beiden Seiten der „Wintergasse“ sind die Talwände des Hochtals in den Neubau- und Knappenhausgneisen sehr steil. Im großen und ganzen ist das Hochtal der Hüttwinklache ein sehr breiter Trog, dessen Hänge jedoch durch die durchziehenden Glimmerschiefer und Zentralgneisbänder abgeschrägt bzw. gerippt werden. Der Neubaugneisriegel wird von der Hüttwinklache gequert, deren postglaziale Rinne in eine nach W verzogene, vom Eis geweitete, ältere Riegellücke eingesenkt ist. Der Verlauf der Moränenwälle im Vorfeld des Goldberggletschers zeigt, daß beim Eisstand von 1856 und bei jenem Eisstand, dessen Moränenblöcke bereits im oberen Teil der Trogschlüßstufe liegen, aus jener Lücke eine schmale Eiszunge herunterhing, die Lücke also bereits vorhanden war. Durch den sich schräg gegen W senkenden Neubauriegel wird die Höhe der Trogschlüßstufe

des Hüttwinkltales um einen nicht genau zu bestimmenden Betrag erhöht und beträgt mindestens 630 m, wozu noch jener Betrag kommt, um den die Felssohle des Hüttwinkltales unter der Schottersohle bei Kolm-Saigurn liegt. Der Abfall dieser hohen Stufe erfolgt in sehr breiter Front. Der obere Teil des Stufenabfalls liegt in den Neubaugneisen und in dunklen Glimmerschiefern. Unter diesen Glimmerschiefern bilden die Glanzschiefer zwei felsige Wandgürtel, über denen sich je eine schuttbedeckte Schichtterrasse befindet. Diese steigen mit der Oberfläche der quarzreichen Glanzschieferbänke von NW her schräg aus dem Tal herauf, verlaufen weiter im E, wo die Glanzschiefer mehr gegen S fallen, fast waagrecht und ziehen in den NE-Grat des Filzenkempfelsens. Über die Trogschlußstufe führen drei Gräben herunter, die den häufig auftretenden NS streichenden Klüften folgen. Über die beiden Glanzschieferstufen fallen die drei Bäche frei herunter und schneiden dabei infolge der Zugwirkung des freifallenden Wassers von oben her kleine Kerben in die Glanzschieferstufen ein. Trotzdem diese Schichtterrassen der Trogschlußstufe von Kolm im W unter den Talboden tauchen und im E über den Filzenkempfelsen in die Sigritz hinüberziehen, bezeichnet sie Diwald<sup>27)</sup> als glazial umgeformte Reste von Eintiefungsfolgen seiner Systemgruppe IV. An dem von der Riffelscharte herunterkommenden zweiten Quellbach der Hüttwinklache reicht eine Trogausstülpung noch ungefähr 700 m weiter gegen SE zurück, obwohl dieser Bach ein kleineres Einzugsgebiet besitzt als der Hauptbach. Es ist das ein deutlicher Beweis für die Behinderung, die das Zurückwandern eines Gefällsbruches an quer über das Tal streichenden Schichten erfährt. Weil der wasserärmere Riffelbach ungefähr im Streichen der Schiefer verläuft, hat die unmittelbar präglaziale Eintiefung an ihm etwas weiter zurückgegriffen als am Hauptbach. Der dritte Quellbach der Hüttwinklache kommt aus dem vergletscherten Pilatus-Hochtrog. Dieser besitzt nur unmittelbar nordöstlich von seinem Trogschluß deutliche Schultern, da dort die vom Hocharnkees bedeckten Hänge ziemlich flach sind. Unter der Goldzechspitze befindet sich über dem Trogrand nur mehr eine schmale, eisbedeckte Leiste, weil die Gneise der Trogschlußwand über dem Glimmerschieferband rasch zurückweichen. Der linke Talhang des Hochtrog verliert gegen NE seine Steilheit und geht ohne scharfen Knick in die Hänge unter dem Hocharnkees über. Infolge der unbekannten Mächtigkeit des Gletschers ist die Höhe der Stufenkante des unteren Pilatus-Trogschlusses nicht genau zu bestimmen, liegt aber vermutlich unter der Höhe des Neubauriegels. Der Pilatusbach stürzt über die den Haupttrogschluß durchziehende obere Glanzschieferstufe, während die tiefere Glanzschieferstufe bereits von dem großen Kegel des Baches überdeckt wird.

Was bei Betrachtung dieser Haupttrogschlüsse auffällt, ist ihre Höhe und die Breite der Stufenabfälle. Nur durch das Zusammenströmen der mächtigen Gletscher und ihre dadurch gesteigerte Erosionskraft konnten aus den spitz endenden Kerben der präglazialen Eintiefung die eindrucksvollen, breiten Stufenfronten entstehen. Gerade der Talschluß von Kolm zeigt aber auch die selektive Kleinarbeit des Gletschers, die die Härteunterschiede zwischen den einzelnen Gesteinen und innerhalb des gleichen Gesteins in zahlreichen

Rundbuckeln hervortreten läßt. Von diesen Haupttrogsschlüssen des Hüttwinkels ziehen aber keine deutlichen Trog Schultern weg. Auf der Kante, die die Abrißnische des Grieswies-Bergsturzes im S begrenzt, findet sich allerdings eine schöne Schulter bei 2300 m, die aber von der Oberfläche einer Glimmerschieferbank gebildet wird. Diese Glimmerschieferbank, die in die Abrißnische hineinzieht, ist unter der Denudationsschulter nicht felsig, sondern bildet einen grünen, rinnengefurchten Steilhang. Unter ihm folgen dann zwei Wandgürtel, die sich ebenfalls schräg talaus senken und aus den gleichen dunklen Glimmerschiefern bestehen, wie der Steilhang über ihnen. Obwohl also an dieser Kante keine Trog Schulter vorhanden ist, kann man die Höhe des Trograndes mit ungefähr 2100 angeben, da unter dieser Höhe die Bänke der WNW fallenden Glimmerschiefer als Felsgürtel sichtbar werden. Die Gesteinsbänke der Glimmerschiefer, Riffelschiefer und Kalkglimmerschiefer bilden in der Abrißnische zusammenhängende und nur von tiefen Steinschlagrinnen gegliederte, brüchige Wände. Auf der rechten Talseite zieht nördlich vom Riffelkar der „Durchgangriedel“ herunter, der zwischen 2050 m und 2000 m auffallend flach verläuft. Die begrünte Firstlinie dieses Seitenkammes wird gerade in dieser Höhe felsig, da hier mehrere Schichtköpfe der mittelsteil SW fallenden Glanzschiefer knapp hintereinander den Durchgangriedel in spitzem Winkel queren. Erst auf dem „Filzenriedl“ nördlich vom Filzenkar findet sich wieder eine deutliche Schulter oberhalb 1950 m, die die W fallenden Paragneise in spitzem Winkel schneidet. Der E schauende Talhang war, wie die südliche Begrenzungskante der Abrißnische zeigt, auch über dem Trogrand sehr steil. Daß es im Hüttwinkltal nicht wie im Seidlwinkl zur Ausbildung einer deutlichen Trogform kam, liegt zum Teil in der fast bis Wörth anhaltenden W-Komponente im Schichtfallen, zum Teil aber auch darin begründet, daß das Hüttwinkltal größtenteils in den wenig widerstandsfähigen Glimmerschiefern der unteren Schieferhülle verläuft. Die W-Komponente im Schichtfallen mußte in dem nach N verlaufenden Tal zusammen mit dem wenig widerstandsfähigen Material immer wieder zur Untergrabung des E schauenden Talhangs, zur Asymmetrie der Gehänge führen.\*.) Während so auf der linken Talseite die Flachformen durch die Hänge des Hochtalsystems fast ganz aufgezehrt wurden, wurden die wenig geneigten, glatten Schichtflächen der rechten Talseite auch glazial nicht wesentlich verändert. Die geringe Standfestigkeit des Gesteins führte anderseits dazu, daß die unmittelbar präglaziale Eintiefung im Hüttwinkl sicher nicht Schluchtcharakter besaß. Wir müssen uns vielmehr eine ziemlich offene, asymmetrische Kerbe vorstellen, deren Hänge an einem sehr stumpfen Gehängeknick in die Hochtahlhänge übergingen. Sowohl die Lagerung als auch die Beschaffenheit des Gesteins verhinderten also die Bildung eines deutlichen Taltroges.

Für die Stufe des Hüttwinkltalbodens zwischen Kolm und Bodenhaus kann als wahrscheinlich angenommen werden, daß die von der Ache aufgeschlossene Bergsturzmasse eine Stufe im Felsgrund des Tales verhüllt, so

\*) Auch der große Bergsturz des Durchgangwaldes ist nicht, wie Kieslinger<sup>47)</sup> darstellt, von den E Hängen heruntergeflossen, sondern aus der riesigen Abrißnische des Grieswies-Schwarzkopfs heruntergestürzt.

daß die Mächtigkeit der Schotter oberhalb des Bergsturzes nicht mehr als 150 m betragen dürfte. Einer Erklärung bedürfen auch die Verhältnisse bei der Durchgangalm, 1742 m. Der Karboden des Durchgangalmkars endet bereits 2-3 km östlich von der Hüttwinklache bei 1950 m, also etwas unter dem Trogrand. Der 150 m hohe Stufenabfall zu dem Schotterboden der Durchgang- und Filzalm besteht noch aus festem Fels. Da der von der Durchgangalm zur Hüttwinklache fließende Lenzangerbach nirgends anstehenden Fels aufschließt, liegt der Felsboden der Trogausstülpung, an der das Durchgangkar bei 1950 m endet, im W sicher nicht über 1600 m. Die Trogausstülpung wurde von dem großen Grieswies-Bergsturz an der Mündung verbaut und hinter ihm fast bis zur Höhe der tiefsten Stelle der Verbauung zugeschüttet. Die Mächtigkeit dieser postglazialen Verbauungsschotter bei der Durchgangalm kann man auf mindestens 100 m schätzen.

Distel,<sup>24)</sup> dem bereits die Blockmassen oberhalb vom Bodenhaus auffielen, spricht von Wällen, die durch das Wasser unterspült werden. Die von ihm angegebenen breiten Terrassenflächen über 1900 m sind als Talterrassen nicht verwendbar, denn es handelt sich um die weiten Karböden des Durchgangalm- und Filzenkars, deren Vorderrand etwas unter dem Trogrand liegt. Nach Seefeldner<sup>122)</sup> zieht um den Kolmer Trogschlüß in einer Höhe von 1850 m eine vom Gestein unabhängige Terrasse halbkreisförmig herum. In dieser Höhe gibt es aber nur die Denudationsterrassen der Glanzschiefer. Die Fortsetzung dieser nicht bestehenden „altpliozänen“ Erosionsterrasse findet sich nach Seefeldner über 1700 m im Durchgangwald, also auf einem postglazialen Bergsturz. Das oberpliozäne Terrassensystem II nimmt von dem Boden bei der Grieswiesalm, 1520 m, seinen Ausgang, d. h. von den tiefsten Teilen des großen Grieswiesschuttkegels, der noch jünger ist als der von ihm randlich überlagerte Bergsturz. Schmuck faßt den Boden der Grieswiesalm als den vordersten Teil der vollerhaltenen Form eines älteren Systems über einer unterhalb der Stufe folgenden jüngeren Eintiefung auf.

Unterhalb vom Bodenhaus fließt die Hüttwinklache in einer breiten Wiesensole und quert dann eine breite Schwelle aus Moränenmaterial, auf die sich gegen N der Lechnerhäuslbergsturz legt. Zwischen dem Hollerbrandhäusl und der Krumlmündung verhüllen die Bergsturzblöcke möglicherweise eine niedrige Konfluenzstufe des Hüttwinkltales. Aus jener Glimmerschieferbank, deren Oberfläche die Denudationsschulter an der südlichen Kante der Abrißnische bildet, sind die Bergsturzblöcke ausgebrochen, aus denen der doppelte Bergsturzkegel nördlich vom Ritterkarbach besteht. Im N kommen unter diesem Kegel auch die tieferen Denudationsfelsbänder hervor, die die sehr steilen unteren Talhänge durchziehen, gegen N aber wieder zum Teil von den Bergsturzblöcken verhüllt werden, die vom Ritterkopf-NE-Grat herunterreichen. Besonders die hohe Felsbank, die die Wand über der Böcksteinalm bildet, wird durch die Blockdecke des Lechnerhäusl-Bergsturzes fast ganz verdeckt. Lange Zeit erblickte ich in dem flachen Verlauf des Grates, der die Abrißnische des Grieswies-Bergsturzes im NW begrenzt, den letzten Rest einer durch den Bergsturz abgebrochenen skulpturellen Flachform. Erst aus größerer Entfernung erkennt man, daß der flache Verlauf des Grates auf die

Denudationsterrasse dieser mehrfach erwähnten mächtigen Glimmerschieferbank zurückgeht. Nur westlich über dem Bodenhaus liegt über 1800 m ein steiler Schulterrest.

Auf der rechten Talseite weist der „Wildeckriegel“ eine deutliche Verflachung über 1900 m auf, die durch die Oberfläche einer mächtigen WNW fallenden Marmorbank gebildet wird. Unterhalb 1890 m senken sich gleichmäßig geböschte Hänge bis zum Talboden herunter. Brauchbar ist erst die Leiste, auf der die Mitterastenhütte steht (1730 m). Die Adelkarhütten, 1579 m, liegen auf der Denudationsterrasse einer Marmorbank und erst gegenüber der Krumlmündung besitzt der W schauende Talhang eine anscheinend skulpturelle Gehängeverflachung bei 1600 m. Noch spärlicher sind die Reste eines tieferen Systems, die östlich über dem Bodenhaus in einer Höhe von 1450 m beginnen und sich im W schauenden Talhang ungefähr 1200 m gegen N verfolgen lassen. Es handelt sich vermutlich um Reste der altglazialen Talform des Hüttwinkltales, die interglazial von der Hüttwinklache zerschnitten wurde. Die Blöcke des Grieswies-Bergsturzes überkleiden wahrscheinlich die Schlussstufe dieser interglazialen Eintiefung.

Der Krumlbach kommt aus der tiefsten Zunge des ziemlich stark geneigten Krumleeses. Unter den 1850er-Moränen kommt der Karboden als mäßig geneigte Trogplatte hervor, von der der Krumlbach in einem Wasserfall über den oberen Teil der Schlussstufe des Taltrogs herunterfällt. Das Krumltal besitzt also keinen Hochtrog. Sowohl das Hochtalsystem als auch die präglaziale Eintiefung haben im Krumltal sehr weit zurückgegriffen. Die präglaziale Eintiefung war beim Beginn der ersten Eiszeit eben im Begriffe, den Quelltrichter des Hochtalsystems zu zerstören. Der Boden des leicht asymmetrischen Taltrogs weist mehrere niedrige Wasserfallstufen auf, die von den einzelnen, schräg über den Trogboden streichenden Schichtköpfen der NNW fallenden Kalkglimmerschiefer gebildet werden. Die höchste dieser Wasserfallstufen ist die unterste, unter der der bisher enge Trog weiter wird. Diese Erweiterung tritt dadurch ein, daß der Krumltrog in die Streichrichtung der Kalkglimmerschiefer einbiegt. Da der aus dem Gamskar kommende Seitenbach ein kleineres Einzugsgebiet besitzt als der Krumlbach, hat an ihm die präglaziale Eintiefung nur sehr wenig zurückgegriffen. Der unmittelbar oberhalb der Rohrmoserhütte sehr undeutliche Taltrog der Kruml besitzt daher an der Einmündung dieses Baches nur eine trichterförmige Ausstülpung. Von der Kante des Krumltrogschlusses zieht eine schmale Leiste auf die von einer mächtigen Schieferbank gebildete Rippe, die sich vom Gipfel des Grieswiesschwarzkopfs heruntersenkkt und verbreitert sich an dieser Rippe zu einem „Eck“ bei 2120 m. Der linke Talhang weist südwestlich von der Rohrmoserhütte einen deutlichen Trogschulterrest auf, der zwischen 2040 m und 2100 m gegen felsige Troghänge absetzt. Durch die vom Gamskarkogel in das Krumltal streichende, auskeilende Marmorbank wird der auffallende Gehängeabsatz P 2161 unmittelbar westlich von der Rohrmoserhütte gebildet. Trotz der spärlichen Trograndandeutung läßt sich doch feststellen, daß der Boden des Krumleeskars durch die Trogschultern eine Fortsetzung talaus findet. Die fluviatilen Vorformen derartiger Ur-

sprungskare sind in gleicher Weise Talköpfe des Hochtalsystems wie die fluviatilen Vorformen der Hochtröge. Sonderbarerweise zieht, trotz der verschiedenartigen glazialen Umformung, die die Böden der Ursprungskare und Hochtröge einerseits und die Trogschultern anderseits erfahren haben, der Trogrand ungefähr von der Höhe der Trogschlußkante weg. Es ist das nur dann möglich, wenn man eine gewisse Erniedrigung und Abschrägung der Trogschultern durch das Eis annimmt. Nur dadurch konnte der während der Eiszeiten durch Zurückschneidung der Trogschultern erhöhte Trogrand ungefähr in gleicher Höhe mit dem bis in die jüngste Zeit durch das Eis tiefergelegten Karboden bleiben.

Die Tallichte des Trogts nimmt talauß allmählich zu, d. h. die Trogschultern werden talauß immer steiler und schmäler, bis sich schließlich auch die undeutliche Talkante zwischen den Steilhängen des Hochtalsystems und den noch steileren Hängen des Taltrogs in den Denudationsterrassen verliert. Die Höhe des Trograndes beträgt auf der linken Talseite 2040 m nördlich über der Rohrmoseralm, 300 m nordöstlich davon 1950 m und über der Krumlalm 1820 m. Weiterhin ist die Höhe des Trograndes nicht mehr sicher anzugeben, da unter den Denudationsleisten von P 1837 und P 1850 der Hang sehr steil abfällt. Unmittelbar oberhalb der Mündung dürfte der Trogrand links ungefähr bei 1700 m liegen. Auf der weniger steilen rechten Talseite streichen die zum Tal einfallenden Schichtflächen der Kalkglimmerschiefer aus und stufen den Talhang. Bezeichnenderweise ist die Schichtfläche des unteren Glockkaserkarboden im W bis 1980 m, im E aber nur bis 1770 m zurückgeschnitten.

Unterhalb der fast rechtwinkeligen Umbiegung des Tales ist in diesen Haupttrog ein jüngerer, zirka 170 bis 200 m tiefer und nur 300 m breiter Trog eingesenkt. Er beginnt mit einer deutlichen, 60 m hohen Stufe unterhalb der Rohrmoserhütte, die in homogenen, WNW fallenden Kalkglimmerschiefern gelegen ist und deren breiter Abfall fast senkrecht zum NNE gerichteten Streichen der Schiefer verläuft. Der Krumlbach fällt über die Stufe in einem Wasserfall frei herab und hat daher eine, von der Stufenkante ungefähr 100 m talauf zurückgreifende Kerbe von oben her in den Trogboden bei der Rohrmoseralm eingeschnitten. Der Trogrand des eingeschachtelten Tropes senkt sich von 1700 m auf 1570 m an der Mündung. Auf der rechten Talseite sieht man, daß südlich von der Krumlalm unter 1700 m die Denudationsterrassen zwischen den Felsbändern auffallend schmal werden, also auch die Böschung der rechten Talhänge in dieser Höhe stark zunimmt. Westlich von der Krumlalm engen die Schutthalden das Tal ein und bewirken auch eine ungefähr 50 m hohe Gefällsversteilung. Es ist nun naheliegend, den unteren Krumltrogrand mit der altglazialen Leiste über dem Bodenhaus in Verbindung zu bringen, wofür vor allem die der Wasserführung entsprechende Entfernung der interglazial angelegten Schlußstufen unterhalb der Rohrmoseralm und der Grieswiesalm von der Krumlmündung spricht. Wenn der untere Krumltrogrand und der Rand des altglazialen Leistensystems im Hüttwinkel zeitlich zueinander gehören, dann mündete der Krumltalboden zur Zeit der Ausbildung dieses altglazialen Systems mindestens 100 m über dem da-

maligen Hüttwinkltalboden. Der Talkopf der fluviatilen interglazialen Zerschneidung dieser Stufenmündung wurde durch das Eis zu der hohen und breiten Rohrmoserstufe umgestaltet, deren niedergeschliffene Stufenkante etwas unter dem wegziehenden Rand des jungglazialen Tropes liegt. Die in das Krumltal zurückgewanderten drei Eintiefungen, deren glazial umgestaltete Talköpfe im Krumlkeeskar, dem darunterfolgenden Haupttrogsschlüß und der Rohrmoserstufe erhalten sind, unterscheiden sich sowohl in der Art der Anlage als auch durch die verschiedenartige glaziale Umformung, denn unterhalb des Haupttrogsschlusses zeigen die Hangreste des Hochtal-systems, daß sie nicht aus einer Tropform, sondern aus einer asymmetrischen fluviatilen Kerbe entstanden sind. Das Hochtalssystem wurde also im Gegensatz zu der Auffassung Creutzburgs<sup>22)</sup> unterhalb der Haupttrogsschlüsse niemals zu einem Trop geweitet. Erst die unmittelbar präglaziale Eintiefung wurde altglazial zu einem Trop geweitet, dessen Boden sich von der Härtestufe südlich der Rohrmoseralm stufenlos bis zur Hängemündung in das altglaziale Hüttwinkltal senkte. Dementsprechend sinkt sich der untere Tropgrond auch nur sehr flach talaus. Die geringere Mächtigkeit des Krumltalgletschers führte auch während der zweiten und dritten Eiszeit wieder zur Ausbildung einer Stufenmündung, die dann postglazial durch eine etwas gegen N verzogene Schlucht zerschnitten wurde. Über der überhängenden linken Schluchtwand ist ein Rest des jungglazialen Tropbodens bei 1330 m erhalten, der im E durch P 1336, den Rest eines ehemaligen Schichtkopfriegels, abgeschlossen wird. Die Verhältnisse an der Krumlmündung gestatten es, Schlüsse auf das Ausmaß der verschiedenen fluviatilen Eintiefungen und der Glazialerosion im Hüttwinkltal an dieser Stelle zu ziehen. Die Tiefe der unmittelbar präglazialen Kerbe des Hüttwinkls unter den Hochtalrändern betrug auf keinem Fall mehr als 270 m (Hüttwinkltrogrand 1600 m — jungglazialer Krumltropboden 1336 m), da der präglaziale Talgrund der Kruml und daher auch der des Hüttwinktales nicht unter dem heutigen Talboden der unteren Kruml liegen können. Als Maximalbetrag der interglazialen fluviatilen Zerschneidung des altglazialen Hüttwinkltalbodens ergeben sich 120 m (altglazialer Talboden über dem Bodenhaus 1450 m — Krumltalmündung), da die interglaziale fluviatile Kerbe der Kruml nicht tiefer gewesen sein konnte als der aus ihr hervorgegangene heutige unterste Krumltrop. Die jungglaziale Eiserosion betrug im Hüttwinkltal an der Krumlmündung daher mindestens 226 m, weil im Hüttwinkltal oberhalb Wörth keine zweite interglaziale Zerschneidung nachgewiesen werden kann und die Übertiefung der Hüttwinklsohle unter den Krumltrop daher nur durch die Eiserosion im Jungglazial erklärt werden kann.

Unterhalb der Krumlmündung besitzt das Hüttwinkltal eine breite Schottersohle. In ihrer westlichen Hälfte liegen von den Schottern umschüttete, baumbestandene Blockhaufen und Einzelblöcke aus dem linken Talhang. Bei Bucheben durchbricht die Hüttwinklache die große Buchebner Bergsturzmasse in einer engen Kerbe. Nach Seefeldner<sup>122)</sup> liegt der Ort Bucheben auf einem an ein besonders hartes Kalkglimmerschieferband geknüpften Riegel, der überdies die Rückschreitstufe des interglazialen Ni-

veaus V krönen soll, obwohl seit 1856 von niemandem mehr die Zusammensetzung des talsperrenden Walles aus Blöcken bestritten wurde. Unauffindbar sind die von Seefeldner<sup>122)</sup> für diese Talstrecke erwähnten Klammen, in denen die Hüttwinklache präglazial angelegte Stufen durchschneidet.

Die Trogshulter ist am deutlichsten südlich vom Fröstelbergbach bei 1480 m und über dem Weiler Fröstelberg bei 1400 m. Auf der linken Talseite findet sich eine undeutliche Talkante südlich von Bucheben, 1500 m, und das „Eck“ bei Wörth P 1475. Außer dem Rest des altglazialen Talhangs beim Weiler Fröstelberg, 1150 m, ist in dieser Talstrecke auch im Hüttwinkltal das Spornflurensystem entwickelt, das besonders unter der Türchlwand weite Flächen einnimmt (1820 m), weiter talein aber auch hier nicht nachzuweisen ist. Die auffallende, flache Terrasse bei der Felderalm, 1700 m, ist gesteinsbedingt. In der 50 m hohen Stufe oberhalb Wörth zeigt die Hüttwinklache keine brauchbaren Aufschlüsse. Zu erkennen sind nur zwei, schräg ENE über die Ache streichende, mit dunklen Phylliten verfältete Grünschieferbänder, an die sich zwei undeutliche, durch Bergsturzblöcke überkleidete Riegel knüpfen und die auch zusammen die zum Teil felsige Rippe bilden, von der die Hangeinbuchtung von Fröstelberg talaus abgeschlossen wird.

Das Vorsterbachtal verläuft in seinem oberen Teil infolge der Verziehung an den dort noch NW fallenden Schichten fast parallel zum Türchlkamm und ist daher deutlich asymmetrisch. Unterhalb der Umbiegung in die Westrichtung ist das Talquerprofil auch wieder asymmetrisch. Die flacheren Hänge befinden sich aber nun infolge der dort stärkeren N-Komponente der Fallrichtung südlich vom Bach. Infolge der Kürze des Tales und der geringen Entfernung seines Talschlusses vom Salzach längstal sind die älteren Tal- und Hangreste in ihm nur sehr mangelhaft erhalten. Vor allem der Talschluß wird, da die präglaziale Eintiefung bis an die Türchlwand zurückgegriffen hat, nur von wenigen kleinen, gesteinsbedingten Gehängeabsätzen gegliedert. Talaus findet sich ein schöner Rest des Spornflurensystems unter dem Gamskogel bei 1760 m und an den Spornen des rechten Talhangs an der Umbiegung des Tales bei 1740 m, am linken Talhang nur über der Unterstegalm bei 1720 m. Die Trogform ist ebenfalls sehr undeutlich und eine deutlichere Trogshulter ist nur im untersten Teil des Tales auf dem N schauenden Hang bei 1500 m vorhanden. Unterhalb der Unterstegalm, 1510 m, ist der ehemalige Trogboden nur in kleinen, sich von 1480 m auf 1150 m senkenden Resten über der postglazialen Zerschneidungskerbe der glazialen Mündungsstufe erhalten. Die Beziehung, die Schmuck<sup>120)</sup> zwischen dem Trogboden des oberen Vorsterbachtales (Taxenbachboden 1510 m) und dem Hüttwinkltalboden bei der Grieswiesalm annimmt, besteht nicht und beruht nur auf der ungefähr gleichen absoluten Höhe. Diesem Hochtalssystem Schmucks sollen auch die bei 1200 m liegenden Gehängeabsätze bei der Neudegg- und Gstatter Grundalm angehören. Die Gstatter Grundalm liegt jedoch auf einer Schichtfläche, die nordöstlich von den Almhütten mit gleichbleibendem Böschungswinkel den Talboden erreicht und auch die Leiste bei der Neustattalm (1150 m, nicht 1200 m) ist wertlos, da sich weder talauf noch talab eine einwandfreie Fortsetzung zu ihr und schon gar nicht ein Beweis für eine von Schmuck

hier angenommene Verbiegung des Niveaus III finden läßt. Auf keinen Fall läßt sie sich mit den vereinzelten Trogschulterresten des undeutlichen und asymmetrischen Gaisbachtroges in Verbindung bringen, die im Talhintergrund bei 1700 m, im Retteneckwald bei 1400 m und auf der rechten Talseite 230 m über der Neustattalm bei P 1381 gegen steilere Hänge absetzen und sich über der zerschnittenen Mündungsstufe des Gaisbachgrabens knicklos mit den Schulteraneutungen des Rauristales verbinden.

Die Talkante über den auf beiden Talseiten gleich steilen und von mehreren Denudationsbändern durchzogenen Troghängen des Rauristales senkt sich von Wörth bis Rauris von P 1475 auf P 1394. Es ist bezeichnend, daß nirgends zwischen Kolm und Wörth das Tal so deutlich trogförmig ist als in der Talstrecke Wörth—Rauris, in der das Querprofil des Tales symmetrisch ist. Die Asymmetrie der Talhänge im Rauris-Hüttwinkltal ist nur von der Gesteinslagerung abhängig. Da die Fallrichtung der Gesteine des Hüttwinkltales bis Wörth immer eine W-Komponente besitzt, ist der W schauende Talhang durchwegs weniger steil als der E schauende. Unterhalb Wörth tritt nun insofern eine Änderung ein, als sich zunächst in den höheren Teilen der E schauenden Talhänge die Fallrichtung der Kalkglimmerschiefer gegen NE dreht, so daß die von der Schwarzwand und vom Reißbrach-K. herunterkommenden Bäche in die Streichrichtung (SE) verzogen werden und in asymmetrischen Gräben herunterkommen. In den untersten Gehängeteilen herrscht aber noch um den Abdeckergraben herum NNW-Fallen, so daß z. B. das unterste Stück des Abdeckergrabens gegen E verläuft. Auch unmittelbar nördlich vom Vorsterbach herrscht auf der W schauenden Talseite noch N-Fallen. 200 m nördlich vom Vorsterbach fallen die Kalkglimmerschiefer aber mittelsteil NNE und verläuft das nun symmetrische Tal senkrecht zum Gesteinstreichen. Bei Rauris biegt das Tal bei gleichbleibender Fallrichtung gegen NW um und wird daher wieder auf eine Strecke asymmetrisch, nun aber mit flacheren E schauenden Hängen. Dieser Wechsel in der Asymmetrie der Rauristalhänge ist daher nicht durch die von Seefeldner<sup>123)</sup> angenommene „Transversale Queraufwölbung“ im Türchlkamm zu erklären. Das Spornflurensystem ist links nur in dem Rest bei der Hochbergalm, 1697 m, und rechts nördlich unter der Hirschebenalm, 1650 m, zu erkennen. P 1764 ist dagegen eine gesteinsbedingte Rückfallkuppe.

### **Das Naßfeldtal.**

Der oberste Teil des Naßfeldtales, das Weißental, verläuft in ziemlich flach gegen SSW bis WSW fallenden Zentralgneisen und Glimmerschiefern. Nicht nur die Hochtaleintiefung hat längs des Weißenbaches bis an den Hauptkamm zurückgegriffen, sondern auch der Talkopf der präglazialen Eintiefung liegt nur zirka 200 m vom Hauptkamm entfernt. Von der bei 2200 m liegenden Trogschlußkante zieht auf der rechten Talseite eine Trogschulter weg, die sich südlich vom Mallnitzriegl auffallend verbreitert. Sie fällt dort zum größten Teil mit der Oberfläche einer Gneisbank zusammen und wird gegen rückwärts von dem Abfall der nächsthöheren Gneisbank abgeschlossen. Weiterhin wird der Troghang durch Wildbachtrichter bis an den

Abfall dieser höheren Gneisbank zurückgeschnitten und erst südöstlich vom Kreuzkogel zeigt sich wieder eine deutliche Schulterfläche über 2070 m. Auf der linken Talseite wird erst unter dem Ebeneck der Trogrund deutlicher sichtbar. Die breite Mündungsstufe des Weißentals verläuft nicht im Gesteinsstreichen und ist auch kein glazial umgestalteter fluviatiler Talkopf, obwohl von der Höhe der Stufenkante anscheinend eine Terrasse gegen N zieht. Es handelt sich aber um zwei fast parallel zum Hang verlaufende Rippen aus Syenitgneisbänken, die hier mit  $35^{\circ}$  gegen SW fallen. Sie sind aus dem Troghang, der sich etwas flacher und mehr gegen WSW senkt, von dem in der Talrichtung dahinstreichenden Eis herausgearbeitet worden. Besonders östlich von P 1792 sieht man deutlich den gegen den Hang blickenden geschliffenen Schichtkopf. Das Weißental mündet daher, obwohl es der Hauptquellast des Naßfeldtales ist, mit einer glazialen Mündungsstufe in das durch die Konfluenz mehrerer Gletscher besonders vertiefte Becken des Naßfeldes. Die Trogschulter (bei 2000 m unter dem Oedenkar- und dem Sparanger-K.) macht aber diese Stufe nicht mit, wie dies auch Creutzburg<sup>22)</sup> richtig beobachtet hat, obwohl diese Tatsache im Widerspruch steht mit seiner Annahme einer interglazialen fluviatilen Anlage des Taltroges. Auffallend ist der Unterschied in der Talbreite zwischen dem Weißental und dem Naßfeld, der sich auch im Hochtalsystem äußert. Während im Weißental die Trogränder ungefähr 600 m voneinander abstehen, sind sie im Naßfeld, obwohl ebenfalls flach geböschte, 1600 m voneinander entfernt. Auch der Talboden des Naßfeldes ist ziemlich breit und überdies unter dem Sparangerkar und unter dem Schlapperebenkar durch seitliche Ausstülpungen des Naßfeldtrogos noch verbreitert. Dieser Trog dreht sich in sanftem Bogen um die glatten und zum größten Teil von Gneisbankflächen gebildeten rechtsseitigen Troghänge aus der NW-Richtung in die N-Richtung und folgt dabei ziemlich genau dem Schichtstreichen der Hochalmgneise. Eine Anlage des Naßfeldes in der Mallnitzmulde (Seefeldner<sup>122)</sup>) lässt sich nicht sicher nachweisen. Die beckenartige Verbreiterung dieses Talstückes ist jedenfalls, da weder an der Weißentalstufe noch am unteren Ende des Beckens Gesteinsgrenzen durchziehen, in erster Linie durch die Parallelität zwischen Talrichtung und Gesteinsstreichen bedingt. Die Talverbreiterung war bereits präglazial vorhanden, wurde jedoch durch die gesteigerte Erosionskraft der hier zusammenströmenden Gletscher verstärkt. Das Querprofil ist infolge des Vorherrschens der Zentralgneise deutlich trogförmig. Wenn wir nämlich die Höhe der vermutlich auf Fels aufliegenden δ-Moräne des Schlapperebenengletschers mit maximal 20 m annehmen, dann beträgt die Mächtigkeit der postglazialen Zuschüttung des Naßfeldes maximal 15 bis 18 m. Das Naßfeld besitzt daher eine wenig verschüttete breite Felssohle.

Obwohl das Einzugsgebiet des Siglitzbaches bedeutend kleiner ist als das des Weißenbaches, wurde es infolge der größeren Höhe seiner Gipfel glazial länger und daher stärker vertieft. Das nördlich unter dem Herzog Ernst gelegene Kar, aus dem der Siglitzbach kommt, ist der Talschluß des Siglitzhochtales. Dieses weite Hochtal besitzt zwei geschliffene und rundgebückelte Härtestufen. Sie werden von jenen beiden Bänken granatführender

Glanzschiefer gebildet, die sich aus dem Hüttwinkltrogschluß über den Filzenkempfelsen bis hierher verfolgen lassen. Von unten her greift in das Hochtal die durch den Zug des Siglitzwasserfalles postglazial eingeschnittene Schlucht zurück. Ungefähr bei 2000 m setzt der 320 m hohe Haupttrogschluß des Siglitztales an, der durch mehrere Glanzschieferwandgürtel gestuft wird und über den der Siglitzbach in einer an NW streichenden Klüften teilweise verzogenen, postglazialen Schlucht mit einem mächtigen Wasserfall herabstürzt. Da alle Schichten gegen WSW einfallen, ist der N schauende Talhang durchwegs felsiger und auch etwas steiler. Der Trogrand liegt in der Nähe der Trogschlußstufe ungefähr bei 2060 m, an der Mündung, unter der Kolmkarspitze, bei 1970 m, und unter dem Schareck-NE-Grat, etwas unter 1980 m, so daß also auch die Siglitztrogsschlatern sich stufenlos mit den Naßfeldschultern verbinden.

Das kurze Bockharttälchen verläuft in  $30^{\circ}$  nach W  $20^{\circ}$  bis  $25^{\circ}$  N fallenden Hochalmgneisen und biegt in seinem Verlauf aus der ESE-Richtung nach SE. Im unteren Teil sind daher die rechten Talhänge steiler als die linken. In seinem Hintergrund wird es von drei, besonders auf den S schauenden Hängen als Rippen hervortretenden Gneisbänken gequert, von denen die oberste den oberen Trogschluß krönt. Die unterste wird am S schauenden Talhang an einer glazial geschliffenen Kluftfläche abgeschnitten. Der Felsboden des Hochtropes bildet eine Wanne. Im vorderen Teil ragen rundgebuckelte Gneisschichtköpfe heraus, die an ESE und NS streichenden und steil stehenden Kluftflächen auf beiden Flanken und gegen vorne seltsam glatt abgeschnitten werden. Überhaupt konnte ich an den aus Zentralgneis bestehenden Rundhöckern der Sonnblickgruppe die Beobachtung machen, daß im Lee der Rundhöcker die Ablösung von Gesteinsblöcken durch das anfrierende, dann aber wieder weiterbewegte Eis fast immer ziemlich glatt an Kluftflächen erfolgt. Es ist leicht einzusehen, daß die Ablösung leichter an diesen Schwächenlinien als im kompakten Gestein erfolgt, wobei die für die Ablösung in Betracht kommenden, ungefähr senkrecht zur Eisbewegung streichenden Kluftfugen ganz fein sein können. Jedenfalls sind aber diese glatten Rundhöckerabbrüche im Zentralgneis bedeutend häufiger als die in der Literatur beschriebenen, splittrigen Leeseiten, die man vor allem bei Rundhöckern aus wenig widerstandsfähigen Schiefern findet, wo sie sicher ein Ergebnis der postglazialen Umbildung sind.

Im rückwärtigen Teil des Hochtropes liegt der obere Bockhartsee, der durch eine Schutthalde und einen Moränenrücken abgedämmt wird. Der Boden des Hochtropes endet bei 2030 m über einer 100 m hohen Stufe. 20 m über der Höhe der Stufenkante ziehen auf der linken Talseite Trogsschlatern weg, die sich, wegen der gegen die Mündung des Tälchens zunehmenden Verengung, rasch auf 1940 m senken. Auch auf der steileren, rechten Talseite finden sich bei 2000 m Trograndanzeigungen. Aus der gleichen Höhe der Schultern nördlich vom Schleierfall und unter dem Salesenkogel läßt sich erkennen, daß das Bockhartthochtal einst gleichsohlig in das Naßfeldhochtal mündete. Auch der Boden des unteren Bockharttropes wird von einer langgestreckten Felswanne gebildet, deren vorderen Teil der untere Bockhartsee

erfüllt. Gegen vorne wird der See durch einen geschliffenen Gneisriegel abgeschlossen, der jedoch, ebenso wie die zu ihm herunterziehenden Gehängrippen, nicht im Streichen der Zentralgneise (N 22° E) verläuft. Die Entstehung dieser über Mündungsstufen häufig anzutreffenden, doppelten Verengung des Trogprofils durch skulpturelle Rippen und Riegel ist nur durch eine Verminderung der Eiserosion an dieser Stelle zu erklären. Es ist wahrscheinlicher, daß diese auf einen längeren Gletscherhalt oberhalb der Stufe zurückgeht als auf den Rückstau des Seitentalgletschers durch den Haupttal-gletscher. Ein Teil des Seeabflusses fließt über die 300 m hohe Mündungs-stufe des Bockharttälchens. Diese ermöglicht einen ungefähren Schluß auf das Ausmaß der glazialen Erosion und die Tiefe der präglazialen Eintiefung des Naßfeldtales. Wir müssen dabei allerdings, ohne es beweisen zu können, annehmen, daß sich die präglazialen Kerben des Bockhart- und Naßfeldtales einst stufenlos miteinander vereinigten. Diese Annahme besitzt einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit, wenn man bedenkt, daß der Talkopf der präglazialen Eintiefung im Bockharttal sich damals bereits von der Mündung losgelöst hatte und 1,5 km weiter taleinwärts lag. Die Tiefe der präglazialen Eintiefung bestimmen wir nun nicht wie O. Lehmann<sup>69)</sup> aus der Höhe des Nebentaltrogsschlusses, sondern aus der Tiefe des Neben-taltroges an der Mündung in das Haupttal. Wenn wir annehmen, daß im Bockharttrog keine glaziale Tiefenerosion stattgefunden hat, was sicher nicht zutrifft, dann bekommen wir als maximale Tiefe der unmittelbar präglazialen Eintiefung des Naßfeldtales an der Mündung des Bockharttales den Betrag von 100 m. Dieser Wert, der noch vermindert werden muß um den Betrag der glazialen Tiefenerosion am Boden des Bockharttrogues, erscheint sehr klein, wenn man mit dieser Kerbe die seither nur mehr durch das Eis vertieften Tröge der Sigritz und des Weißentales vergleicht. Die Tiefe der Tröge dieser Täler beträgt an ihrer Mündung 340 m bzw. 300 m. Da in diese Täler keine interglaziale fluviatile Eintiefung zurückgegriffen hat, kommt man zu sicheren Minimalbeträgen der reinen Glazialerosion von 240 m in der Sigritz bzw. 200 m im Weißental, die zu den, in der neueren Literatur genannten Zahlen, die meist auf unrichtiger Altersbestimmung von Terrassen beruhen, in seltsamem Widerspruch stehen.

Der Austritt der Naßfeldache aus dem Naßfeld fällt zusammen mit einer Talbiegung in die NE-Richtung, jedoch nicht mit einer Gesteinsgrenze. Die Grenzen zwischen den einzelnen Gneisarten treten in den Formen kaum in Erscheinung. Maßgebender ist die Lagerung dieser Zentralgneise, die meist von der Gneiskuppel des Kreuzkogels schräg über das Tal hinweg fallen. Daher sind in diesem ganzen Talabschnitt die gegen NW blickenden Tal-hänge durchwegs etwas weniger steil und höher hinauf von Schutt verhüllt, da auf den zum Tal geneigten, glattgeschliffenen Oberflächen der einzelnen Gneisbänke der Schutt besonders bei längerem Regen leicht abrutscht. Beide Talwände werden von zahllosen Denudationsbändern durchzogen, die auch die bleichen Murrinnen stufen und die Verfolgung der Trogränder erschweren. Obwohl die Trog Schultern durchwegs ziemlich steil sind, sind im mittleren Naßfeldtal die bei 1900 m liegenden Trogränder nur 1,4 km voneinander ent-

fernt; bereits das Hochtalsystem zeigt also die mit der Talbiegung eintretende Verengung des Querprofils. Der Trogrand senkt sich auf der linken Talseite bis unter die steilen Mälder östlich vom Holzeck, 1650 m, und schließlich auf die flache Schulter bei der Böckfeldalm, 1536 m. Auf der rechten Talseite lässt sich erst unter dem Karboden der Gruberach eine Trogshulter erkennen, die sich von 1700 m auf 1550 m unter der Haitzingalm senkt und sich stufenlos mit den zwischen 1500 m und 1600 m absetzenden Steilschultern in den NW-Hängen des Hohen Stuhls verbinden lässt. Der Trogrand, der von Distel<sup>24)</sup> bei Böckstein viel zu hoch (1900 m, eine Denudationsterrasse), von Creutzburg<sup>22)</sup> ziemlich richtig angegeben wird, macht keine der Stufen des Naßfeldtales mit. Deutlicher ist eine tiefere Kante, an der in diesen älteren Trog ein jüngerer, mit sehr steilen und durchwegs felsigen Trogwänden eingesenkt ist. Sein oberes Ende ist nicht genau anzugeben. Unterhalb des Naßfeldbodens tritt die Ache in einen steilen, gewundenen Engtrog. Gegen ihn setzen die Hänge des älteren Troges ungefähr bei 1610 m undeutlich ab, jedoch lässt sich zu dieser Kante über dem Naßfeldboden keine Fortsetzung finden. Talab wird der untere Trogrand auf der linken Talseite immer deutlicher und senkt sich auf 1600 m unter der Orthütte (die Orthütte liegt auf einer sehr deutlichen, geschliffenen Denudationsterrasse) und schließlich auf 1330 m unter der Böckfeldalm. Auf der rechten Talseite ist dieser Trogrand nur gegenüber der Orthütte bei 1600 m und dann erst wieder in der Nähe der Mündung bei 1330 m deutlich entwickelt. Der Engtrog des mittleren Naßfeldtales besitzt sehr steile Wände. Besonders die linke Trogwand ist durch das Ausbrechen großer Gneisquader an einem N 25° bis 35° E streichenden Hauptkluftsystem und an NW streichenden Klüften zuweilen überhängend. Die rechte Trogwand wird durch die talauf blickenden, geschliffenen Schichtflächen der Gneisbänke stark gegliedert. Der Boden dieses Troges senkt sich wie der Boden des ganz ähnlichen Klausentroges im Seidlwinkl ziemlich stark und wird außerdem zweimal strukturell gestuft. Das erste Mal beim Bärenfall, wo zwei Zentralgneisbänke nach N 22° E, also schräg über das Tal streichen und auch in den steileren, unteren Troghängen als Rippen hervortreten. Die Naßfeldache fällt über die talab blickenden Schichtköpfe dieser beiden Bänke in zwei Wasserfällen senkrecht auf die Streichrichtung herunter. Die zweite gesteinsbedingte Stufe ist der 40 m hohe Kesselfall, der an einer sehr steil geneigten, glatten Schichtfläche der hier mit 50° gegen W 45° N fallenden Syenitgneisbänke gegen NW herunterfällt. Die Stufe wird von einem nach NE, also in sehr spitzem Winkel über das Tal streichenden Riegel, dem talauf blickenden Schichtkopf der stufenbildenden Gneisbank gekrönt, den die Ache quer durchbricht, um unter der Stufe wieder in die bisherige NE-Richtung einzubiegen. Das die Schichtflächenstufe durchziehende dünne Amphibolitband ist morphologisch bedeutungslos. Der gewundene Engtrog des mittleren Naßfeldtales endet aber nicht an der Kesselfallstufe, sondern erst etwas unterhalb von ihr, an einer Stelle, an der weder eine Gesteinsgrenze noch eine den Winkel zwischen Gesteinsstreichen und Talrichtung wesentlich ändernde Talbiegung zu beobachten ist. Die größere Breite und das geringere Gefälle des an-

schließenden unteren Troges im unteren Naßfeldtal ist also wie im Seidlwinkl durch den Altersunterschied der beiden unteren Tröge zu erklären. Über die Stellung dieses unteren Naßfeldtaltroges geben die Verhältnisse bei der 30 m hohen Mündungsstufe in das Gasteiner Tal Aufschluß. Sie wird von einem zirka 15 m hohen geschliffenen Riegel gekrönt, der aus 30° nach W 70° N fallenden Granitgneisen besteht. Wie an der Mündung des Bockharttälchens wird hier eine glaziale Mündungsstufe von einem Riegel überhöht, zu dem von beiden Talflanken Rippen herabziehen, die sich durch das Ge stein und seine Lagerung nicht erklären lassen. Wir beobachteten also zum zweiten Mal eine deutliche Verringerung der glazialen Tiefen- und Seiten erosion oberhalb der Vereinigungsstelle zweier Gletscher. Der an diesen beiden Rippen daher ohnehin tief liegende untere Trogrund des Naßfeldtales, 1330 m, lässt sich nun nicht, wie der obere Trogrund, stufenlos mit dem einzigen tieferen Schulter- und Talkantensystem des Gasteiner Tales verbinden, sondern mündet zirka 30 bis 40 m über ihm. Der altglaziale Trog des unteren Naßfeldtales mündete also stufenförmig auf den altglazialen Trog des Gasteiner Tales. Die im ersten Interglazial zurückwandernde Zerschneidung dieser Stufe wurde von der zweiten Eiszeit zu dem breiten und geradlinigen unteren Trog des unteren Naßfeldtales umgestaltet. Die Stufe mit der, nach dem Ende der zweiten Eiszeit, dieser Trog endete, wurde in der kürzeren zweiten Interglazialzeit zu einer gewundenen Schlucht zerschnitten, die in der dritten Eiszeit zu dem gewundenen, steil herabziehenden Engtrog des mittleren Naßfeldtales umgestaltet wurde. In den beiden ersten Eiszeiten bestand die Hängemündung des Bockharttälchens daher nur aus dem weniger steilen oberen Teil der heutigen Stufe, der besonders während der ersten Interglazialzeit durch den Bockhartbach zerschnitten und während der beiden letzten Eiszeiten vom Eis etwas geweitet wurde. Der untere, steilere Teil der Bockharthängemündung, über den der Bockhartbach im Schleierfall herunterfällt, ist zum Teil durch die fluviatile Eintiefung im zweiten Interglazial, besonders aber durch die glaziale Übertiefung des Naßfeld-Engtropes während der dritten Eiszeit entstanden. Dieser Deutungsversuch weicht wesentlich von der Auffassung Creutzburgs<sup>22)</sup> ab, bei der die deutliche Trogform des mittleren Naßfeldtales nicht berücksichtigt wurde, ebenso aber von der von Seefeldner<sup>121), 122), 124)</sup> in mehreren Arbeiten dargestellten Formenanalyse des Naßfeld- und Gasteiner Tales im Sinne des fluviatilen Stockwerkbaues. Nach Seefeldner folgt 200 m unter dem altpliozänen Niveau I, dessen Talkopf er nicht angibt, das oberpliozäne Niveau II, dessen Talkopf er in die Härtestufe des Bärenfalles legt. An der Härtestufe des Kesselfalles lässt Seefeldner sein auch noch oberpliozänes Niveau III beginnen, zu dem sich daher auch im ganzen Naßfeldtal kein passender Gehängeabsatz findet. Da das unterhalb folgende präglaziale Niveau IV in der Mündungsstufe endet, die Seefeldner selbst in seinem Geograph. Führer<sup>123)</sup> als Mündungsstufe mit Riegel bezeichnet, ergeben sich naturgemäß sehr geringe glaziale Erosionsbeträge. Die Enge des mittleren Naßfeldtales führt Seefeldner ohne Begründung auf eine interglaziale Zerschneidung einer präglazialen Stufe zurück.

Das breite Gasteiner Tal verläuft bis zur Mündung des Angertales größtenteils in Zentralgneis, dessen Bänke bis zur Mündung des Kötschachtals gegen NNW und weiterhin gegen NNE fallen. Nördlich vom Angertal verläuft das Tal in NNE fallenden Kalkglimmerschiefern. Dementsprechend sind infolge der Talbiegung aus der NE- in die NNW-Richtung bis Bad Gastein die W schauenden und unterhalb davon die E schauenden Hänge flacher. Der Trogrund lässt sich auf der linken Talseite erst im nördlichen Teil des Reichenwaldes bei 1500 m, weiterhin sehr deutlich unter der Zitterauer Alm, P 1480, unter der Bodenalp bei 1420 m und unter den Gadauner Mähdern bei 1400 m verfolgen, verschwindet aber dann in den zahlreichen, felsigen Denudationsstufen. Auf der linken Talseite finden sich deutliche Trogschlüter unter der Bartelalm, 1510 m, östlich und nordöstlich unter dem Stubnerkogel bei 1490 m, nördlich unter der Stubneralm bei 1400 m und nördlich der Angertalmündung bei 1400 m. Die unter diesem Trogrund ansetzenden Talhänge werden von einem System von Gehängeabsätzen und Talkanten unterbrochen, in dem uns die tieferen, weniger steilen Reste des altglazialen Troges erhalten sind, und zwar auf der rechten Talseite unter dem Stuhlwald bei 1290 m, in der Windischgrätzthöhe (über Bad Gastein) bei 1240 m und meist schmäler in gleicher Höhe auf der linken Talseite. Es ist nun bezeichnend, daß sich für dieses diluviale System nördlich von der Gasteiner Stufe keine im bisherigen Gefälle liegende Fortsetzung findet. Die weit in das Tal vorspringende flache Wiesenschulter der Windischgrätzthöhe fällt vielmehr gegen N mit einem deutlich WE streichenden, 170 m hohen Steilhang zu jener über 1070 m liegenden Leiste ab, über die die obere Straße von Bad Gastein in das Kötschachtal führt. Nur diese Leiste findet talaus eine Fortsetzung, und zwar auf der rechten Talseite zu beiden Seiten des Ardackerbaches bei 1050 m, zirka 200 m nördlich vom Remsachbach unter dem Weiler Oberlofen bei 1030 m (während über dem Weiler Oberlofen die Denudationsterrassen des Angertalmarmors durchziehen), nördlich vom Gadaunerbach bei 1050 m und über Hofgastein bei 1000 m, auf der linken Talseite meist deutlicher und ziemlich breit über der Schweizerhütte bei 1050 m, an der Angertalmündung bei 990 m und über Hofgastein bei 1000 m. Die Reste des altglazialen Troges machen also die Stufe von Gastein mit. Der nördlich von der Windischgrätzthöhe noch gut sichtbare altglaziale Stufenabfall verläuft genau so wie die jungglaziale Gasteiner Stufe, über die die Ache in einer postglazialen Schlucht in den beiden bekannten Wasserfällen herabstürzt. Da die Stufe aus NNW fallenden Zentralgneisen besteht, ist sie nicht gesteinsbedingt und sind beide Wasserfälle etwas nach W verzogen. Der Absatz zwischen den beiden Fällen wird durch eine Gneisbankfläche gebildet. Die Stufe zeigt so deutlich die Merkmale der glazialen Entstehung (breiter Stufenabfall, in den oberen Teilen noch gut erhaltene Schritte, keine Beziehung der Stufenkante zu irgend einem Schultersystem), daß wir sie als typisches Beispiel einer glazialen Konfluenzstufe bezeichnen müssen. An fast der gleichen Stelle war aus den gleichen Ursachen bereits in einer älteren Eiszeit eine ungefähr ebenso hohe Stufe entstanden, die in einer darauffolgenden Interglazialzeit fluviatil zerschnitten wurde. Durch die

jungglaziale Ausweitung und Vertiefung dieser, von der altglazialen Gasteiner Stufe ausgehenden Kerbe entstand, der unter den altglazialen Trogresten liegende Teil des obersten Gasteiner Tales. Ebenso entstanden aus der glazialen Umgestaltung einer interglazialen Kerbe, die wahrscheinlich von einer altglazialen Mündungsstufe des Gasteiner Tales ausging, die unter den altglazialen Trogresten liegenden Talteile des unteren Gasteiner Tales. Die Konfluenzstufe von Gastein wird von dem rundgebuckelten Riegelberg der Pyrkerhöhe gekrönt, hinter dem die deutliche γ-Endmoräne und das zugeschüttete γ-Zungenbecken des Gasteiner Gletschers liegen. Weder der Riegelberg noch die Talverengung an der gleichen Stelle sind durch das Gestein bedingt, sondern gehen auf die Zungenbeckenbildung zurück. Die beiden Rinnen, die den Riegelberg vom Hang ablösen, zeigen noch in der Nähe des Baches Gletscherschliffe und außerdem, wie die Rückseite des Riegelberges, Gletschertöpfe (Götzinger<sup>34)</sup>), wurden also von zwei schmalen Zungen eines nur wenig größeren γ-Gletschers benutzt. Daß die Mündungsstufe des kleineren Kötschachtals niedriger ist als die Konfluenzstufe des Haupttales, geht auf die Lagerung der Zentralgneise zurück, deren Streichrichtung die Talrichtung des unteren Kötschachtals in bedeutend spitzerem Winkel schneidet. Unterhalb der Stufe von Bad Gastein wird der Talboden von einer breiten Schottersohle eingenommen, in die sich die großen, flachen Schwemm- und Murkegel der Seitenbäche vorbauen.

In der Literatur werden die Trograndwerte von Distel<sup>24)</sup> für diese Talstrecke zu hoch, von Creutzburg<sup>22)</sup> im wesentlichen richtig angegeben. Trotzdem der Trogrand das einzige, wirklich deutlich durchziehende System ist, wird er von Seefeldner<sup>121), 124)</sup> im Naßfeldtal noch dem Niveau I, im Gasteiner Tal bereits dem Niveau II zugerechnet. Das altglaziale System wird von Seefeldner als stufenloses Niveau III bis in die Gegend von Laderding verfolgt und unter ihm noch ein Niveau IV und schließlich ein interglaziales Niveau V, 50 m über dem Talboden ausgeschieden. Die angegebenen Reste existieren aber größtenteils nicht. Da Seefeldner<sup>124)</sup> in der Bad Gasteiner Konfluenzstufe die Schlußstufe von Niveau V sieht, könnte dieses System nicht 50 m über dem Talboden liegen, sondern müßte mindestens 200 m über ihm dahinziehen. In keinem der tatsächlich zu verfolgenden Systeme ist eine Aufbiegung zwischen Hofgastein und Laderding zu erkennen. Die geringe Erhöhung des Trograndes geht lediglich auf die starke, glaziale Zurückschneidung der präglazial mehr gegen W vorspringenden Hörndlwesthänge zurück.

### Das Angertal.

Das kurze Schattbach-tälchen besitzt keinen deutlichen Trog-schlüß, vielmehr zieht aus dem Mißpikelkar eine undeutliche Kerbe herunter, die durch eine größere Gneisbank etwas gestuft wird und erst unter der Mahdleitenalm, 1735 m, mit deutlich zunehmendem Gefälle in einen deutlichen kurzen Trog übergeht. Die Schultern dieses Tropes senken sich von 1740 m auf zirka 1600 m über den Gadaunerheimhütten. Wir werden daher den Flachboden bei der Mahdleitenalm als Trogplatte bezeichnen, in die eine von der Trog-

schlußkante ausgehende Kerbe eingesenkt ist, deren Alter nicht genauer anzugeben ist. Der Boden des kurzen Troges senkt sich sehr sanft und endet oberhalb der Gadaunerhcimhütten an einer 30 m hohen, zerschnittenen und schuttüberkleideten Konfluenzstufe. Da das Schattbachtälchen nach NNW verläuft, die Hochalmgneise aber hier noch fast NW fallen, ist die linke Talwand steiler, ebenso wie im kurzen ENE verlaufenden Rehbachtrog, in dem die Gneise bereits N—NNE fallen. Der Rehbach kommt aus dem Eckelgrubensee, der in der kreisrunden Felswanne der Eckelgrube liegt. Sie wird von Felswänden umgeben, über denen sich ausgedehnte flache Karböden befinden. Der Seeabfluß durchbricht einen im Streichen einer Gneisbank verlaufenden, geschliffenen Riegel, 10 m tiefer einen ganz ähnlichen zweiten und fließt dann über den 600 m hohen, infolge seiner Steilheit schwer begehbarer Trogschluß hinunter. Trogschultern lassen sich in dem kurzen Rehbachtrog erst etwas oberhalb der Einmündung des Schattbachtroges, unter den Rotenwändhütten bei 1600 m erkennen. Sie ziehen nicht von dem durch den Seriegel gegebenen Vorderrand des kreisförmigen Hochtrogrestes der Eckelgrube weg. Der Betrag der Erhöhung der Trogschlußkante durch die Gneisbänke ist jedoch nicht anzugeben. Die 30 m hohe schuttüberkleidete Konfluenzstufe des Rehbachtroges ist ebenso hoch wie die Konfluenzstufe des Schattbachtroges. Talabwärts wird die Trogform des Angertales rasch undeutlicher, was zum Teil auf die Asymmetrie der Talhänge, zum Teil aber auch auf die geringe Entfernung der Angertalmündung vom Salzach längstal zurückgeht. Dadurch entstand mit der größeren Tiefe auch eine größere Tallichte der präglazialen Kerbe, und zwar besonders in den weiter talaus vorherrschenden Kalklimmerschiefern. Die Schultern senken sich in der Talstrecke bis zur Einmündung des Lafenntales auf der NW schauenden Talseite von 1620 m auf 1600 m. In dem Seitental der Lafenn lässt sich infolge der Asymmetrie der Talhänge eine Trogform kaum mehr erkennen. Aus dem weiten Halbrund zwischen der Türchlwand und der Mannlkarhöhe führen wenig tiefe Kerben über halbkreisförmige Steilhänge, die ungefähr in einer Höhe von 2000 m bis 2020 m einsetzen, in den Talboden. Die Oberkante dieser Steilhänge lässt sich als Vorderrand von Steilschultern sowohl unter den Lafennmähdern als auch als Vorderkante der, teilweise mit Schichtflächen zusammenfallenden, flachen Hänge bei der Gadaunerhochalm von 2000 m auf 1620 m an der Einmündung in das Angertal verfolgen. Das Lafenntal mündet mit einer 190 m hohen Stufe, in die der Lafennbach eine an den Schiefer-schichtflächen teilweise verzogene und weit zurückreichende postglaziale Schlucht eingesägt hat. Im unteren Teil des Angertales lassen sich deutliche Schultern auf der linken Talseite unter der Hochbergalm bei 1500 m und über dem Weiler Hochberg bei 1400 m erkennen, die sich, ebenso wie die unter dem Stubnerkogel zu verfolgende Talkante, die von 1600 m auf zirka 1380 m herunterzieht, stufenlos mit den Gasteiner Schultern verbinden. In den Boden dieses untersten Talstückes beginnt sich bereits kurz unterhalb der Lafennmündung die postglaziale Schlucht einzusenken, die die 290 m hohe, aber infolge der Asymmetrie der Gasteiner Hänge nur wenig steile Mündungsstufe des Angertales zerschneidet.

### Die Fleiß.

Das Kleine Fleißkees verhüllt einen oberen Trogschluß, dessen Oberkante bei 2800 m liegt. Der Gletscher reicht zwar bis zum Vorderrand des kurzen Hochtroges, erfüllt ihn aber samt seinen Seitenmoränen in der Breite nicht ganz, so daß nördlich vom Kees ein Stück des geschliffenen und geschrammten Hochtrogbodens sichtbar ist. Auch der Hochtrog, in dem der Zirmsee liegt, ist in ein älteres Flachformensystem eingesenkt und endet an einem zirka 150 m hohen oberen Trogschluß. Der Boden dieses Hochtroges wird durch drei mächtige Bänke der mit  $30^{\circ}$  nach S  $35^{\circ}$  W fallenden Zentralgneise gestuft. Die Schichtfläche der tiefsten dieser drei Gneisbänke bildet die glattgeschliffene, oberhalb des Zirmsees gelegene Stufe, an der das Wasser eines Baches stellenweise von der Oberfläche verschwindet, um im anstehenden Zentralgneis an tieferen Schichtfugen herabzufließen. Während die nächsthöhere Gneisbank die mittlere Einschnürung zwischen den beiden, sehr verschiedenen tiefen Becken des Zirmsees verursacht, wird von der mächtigen dritten Gneisbank der den See gegen vorne abschließende Riegel und die Trogplatte gebildet. Der Winkel von zirka  $10^{\circ}$ , um den die Fallrichtung der Zentralgneise von der Talrichtung abweicht, äußert sich derart, daß der Zirmsee nicht in der Mitte, sondern unmittelbar unter der rechten Trogwand liegt. Für die Kleinformung des Sees und seiner näheren Umgebung ist der Verlauf der verschiedenen Klüfte maßgebend. Maßgebend sind drei Kluftsysteme:

1. Längsklüfte, die S  $50^{\circ}$  W streichen und sehr steil gegen NW fallen. Sie sind besonders am Seeausgang sichtbar, wo der ursprünglich höhere Seeriegel in breiter Front an zwei parallelen Klüften dieser Art durchbrochen ist.

2. Querklüfte im vorderen Teil des Sees, die NW—SE streichen und sehr steil gegen SW fallen. Durch sie wird der südlich vom See sichtbare, von der mittleren Gneisbank gebildete Teil des geschliffenen Karbodens derart gegliedert, daß die vom Eis quer überflossenen deutlichen Kluftgassen und die zwischen ihnen liegenden Felswülste sich im S-Ufer des Sees als felsige Vorsprünge zwischen kleinen Buchten bemerkbar machen. Jedenfalls tritt in der Kleinformung der Einfluß der Bankung hier zurück, so daß das vordere Seebecken z. B. gegen NE nicht an der wenig geneigten Schichtfläche der mittleren Gneisbank, sondern an einer dieser Kluftwände endet. Die größere Tiefe<sup>36)</sup> und Ausdehnung des vorderen Seebeckens, seine stärkere Ausschürfung durch die selektive Glazialerosion, geht neben dem erwähnten Einfluß der Bankung auf die südöstlich vom See gut sichtbare Häufung dieser Querklüfte und die damit verbundene Schwächung des Gesteinsverbandes zurück. Auch die engste Stelle des Zirmsees liegt im Bereich der zweiten Zentralgneisbank an jener Stelle, wo, zwischen einem besonders deutlichen Kluftpaar, auf dem S-Ufer eine etwas höhere Felsrippe und auf dem N-Ufer ein an den gleichen Klüften hervortretender, hoher Felsspfeiler samt seinem Schuttfuß weit in den See vorspringen.

3. Gegen das hintere See-Ende tritt an die Stelle dieses Querkluftsystems ein zweites, gegen N  $10^{\circ}$  W streichendes und mit  $60^{\circ}$  gegen NE fallendes,

dessen Wirksamkeit sich auch in der oberhalb des Zirmsees gelegenen strukturellen Härtestufe zeigt, deren unterster Teil von einer derartigen Kluftwand gebildet wird. Die geringere Tiefe des hinteren Seebeckens (70 cm) geht zum Teil auch auf die starke Verlandung durch den Seezufluß und durch die beiderseitigen Schutthalde zurück. Besonders einer der großen Schuttkegel südlich vom See fällt durch seine, einem kleinen, schmalen Kargletscher ähnliche Gestalt auf. Die starke Schuttlieferung des Grates wird durch die mit 70° gegen SE fallenden Kluftflächen erzeugt, die auf der Zirmseeseite zur Bildung wenig beständiger Wandüberhänge führen. Da das Tal gegen S 60° W verläuft, das Gesteinsfallen aber gegen SW gerichtet ist, werden die steilen Hänge der Mokritzen nur wenig von Denudationsterrassen gegliedert, während in den noch steileren Wetterkreuzhängen, die hier etwas bergeinwärts fallenden, zahllosen Denudationsbänder die Tektonik des Sandkopfes in einem großartigen, natürlichen Profil zutage treten lassen. Auf der linken Talseite findet sich keine von der Trogschlüßkante 2501 m wegziehende Trogschulter. Nur ein, zwischen Schuttkegeln etwas hervortretender Felspfeiler, zeigt in seinen tieferen Teilen größere Steilheit und Glätte. Die 560 m hohe, halbkreisförmige Trogschlüßstufe wird von dem zweiten Kluftsystem des Zirmsees durchzogen, durch dessen steilstehende Kluftwandln der im ganzen weniger steile Stufenabfall etwas gegliedert wird. Besonders deutlich ist diese Auflösung in kleine Stufen in der postglazialen Kerbe, die der Fleißbach in den Stufenabfall eingerissen hat und in der er über diese kleinen, steilen Stufen in die an den Kluftfugen gelegenen und im Zacken angeordneten Kolke fällt. Der untere Teil der Stufe wird von umgelagertem Moränenmaterial nur in geringer Mächtigkeit überdeckt. Daß auch der Felsabfall der Stufe unten weniger steil ist, spricht gegen die Erklärung der glazialen Stufenverschärfung durch Burgers<sup>19)</sup> Krümmungsdruck. Vor dem Zirmseehochtal liegt die Trogschlüßkante um 50 m tiefer als vor dem Fleißkees. Darin äußert sich die geringere präglaziale Wasserführung des Zirmseebaches, an dem es nur zur Ausbildung einer kleinen Ausstülpung der unmittelbar präglazialen Kerbe kam. Auch nur geringe Unterschiede im Rückwanderungsbetrag der Talköpfe mußten sich hier, wo auch die Hochälchen in der Nähe ihrer Talköpfe steileres Gefälle besaßen, in der Höhe der Schlüßstufenkanten der präglazialen Kerben bereits stark auswirken. Immerhin ist auch diese Stufe noch 510 m hoch und schließt neben der dritten Gneisbank auch die mittlere und untere Gneisbank des Zirmsees auf, die die Stufe halbkreisförmig umziehen, so daß jedes der über diesen Trogschlüß hinabführenden Gerinne je drei Wasserfälle aufweist. Auch in den Mokritzensteinhängen ist der Trogrund nur sehr lückenhaft über die von der Gjaidtroghöhe herabziehende Rippe, 2280 m, und nordwestlich vom Alten Pocher, 2110 m, auf das Eck bei der Einmündung der Großen Fleiß, 1910 m, zu verfolgen. In den gegenüberliegenden Hängen finden sich nur über dem Alten Pocher, zwischen den gegen SW verzogenen Schluchten, weniger steile und die Schichten deutlich schneidende, begrünte Bastionen bei 2180 m. Deutlicher als dieser Trogrund ist der eines tieferen, eingeschachtelten Troges zu verfolgen. Er senkt sich von 2120 m im Talhintergrund auf 1800 m unterhalb vom Alten

Pocher, läßt sich also nicht bis zum Mölltal durchverfolgen. Der untere Trog im Kleinen Fleißtal ist ebenso wie der Krumltrog ein jungglazialer Mündungstrog. Der Kopf dieser umgeformten Ausgleichsschlucht ist aber hier bis zum Haupttrogschluß zurückgewandert. Am Ausgang der vom Wetterkreuz herabkommenden, tiefeingerissenen Wildbachschlucht bewirken die herabgeschwemmteten großblockigen Glanz- und Glimmerschieferschuttmassen eine leichte Verengung und Stufung des Tales. Auch die Änderung des Talcharakters oberhalb der Einmündung der Großen Fleiß geht neben der scheinbaren Einengung des Querprofils durch die Mölltalhänge auf die Bergsturzmassen zurück, die hier den ganzen rechten Talhang bis zum Bach überkleiden. Es läßt sich aber immerhin erkennen, daß das Kleine Fleißtal hier eine zirka 50 m hohe und postglazial zerschnittene Konfluenzstufe besitzt.

In dem unterhalb dieser Stufe mündenden Großen Fleißtal fällt die große, rechtwinkelige Talbiegung auf. Sie ist ebenso wie die erst an der Talbiegung einsetzende auffallende Asymmetrie der Talhänge in der unteren Großen Fleiß durch die Lagerung des Gesteins bedingt. Die mit  $30^{\circ}$  gegen S  $80^{\circ}$  W fallenden dunklen Glimmerschiefer, Marmore und phyllitischen Kalkschiefer werden nämlich in der oberen Großen Fleiß vom Großen Fleißbach fast quer zum Streichen durchbrochen. Der geringe Unterschied zwischen der Talrichtung und der Fallrichtung der Gesteine äußert sich in einer dementsprechend schwachen Asymmetrie der Talhänge. Im hintersten Winkel dieses oberen Talstückes liegt das Große Fleißkees auf dem Boden eines kurzen ganztaligen Hochtropes. Im Gegensatz zu der nur von Denudationsbändern gegliederten linken Talseite lassen sich auf der rechten Talseite steile Trogschultern von 2430 m auf 2150 m an der Talbiegung verfolgen. Unterhalb der Talbiegung ist die Große Fleiß ein ausgesprochenes Isoklinatal, in dem der großen dreieckigen Schichtfläche der Großen Fleißalm steile Schichtkopfhänge gegenüberliegen. Die rechtwinkelige Talbiegung entstand durch Verziehung des Baches an den gleichsam als Subsequenzzone wirkenden Schichtfugen. Deutlichere Trogschultern finden sich in diesem Talstück nur auf der linken Talseite, wo sie sich in den flachen Wiesenhängen von 2150 m auf P 1970 an der Mündung verfolgen und dort stufenlos mit den Schultern des Kleinen Fleißtales verbinden lassen. Zu beiden Seiten der 140 m hohen, verzogenen und zerschnittenen Mündungsstufe der Großen Fleiß lassen sich Reste des schmalen Trogbodens erkennen. Obwohl das Einzugsgebiet der Großen Fleiß größer ist als das der Kleinen Fleiß, ist diese Stufe fast dreimal so hoch als die Konfluenzstufe der Kleinen Fleiß. Die Stufenmündung des Haupttales in das Nebental kann nur auf die im Kleinen Fleißtal, infolge der dort vorhandenen hochgelegenen Flachkarreste, jeweils länger wirksame Eiserosion zurückgehen. Das Talstück zwischen der Konfluenzstufe und der 310 m hohen Mündungsstufe der Fleiß in das Mölltal zeigt einen breiten, geschliffenen Felsboden. Der Abfall der Mündungsstufe erfolgt in breiter Front und wird ebenso wie die Mölltalhänge zu beiden Seiten der Stufe teilweise von Schichtflächen der SW fallenden Kalkglimmerschiefer gebildet. In diesen Abfall ist die postglaziale Schlucht infolge der geringen Steilheit meist nur wenig eingesenkt. Die Trogschultern der Fleiß verbinden

sich unter dem Mönchsberg und unter dem Tauernberg bei 1840 m über dieser Mündungsstufe stufenlos mit den Mölltalschultern.

Nach Schmuck<sup>120)</sup> wären die zwischen 1750 m und 1850 m bzw. zwischen 1800 m und 2200 m gelegenen Talbodenteile der Kleinen bzw. der Großen Fleiß als Hochtäler im Sinne Creutzburgs<sup>22)</sup> aufzufassen. Die bezeichneten Talstrecken liegen aber tief unter den Trogschultern und den Hochtälern des Zirmsees und des unteren Kleinen Fleißkeeses und außerdem über glazialen Mündungs- und Konfluenzstufen. Infolge der von vornherein angenommenen, aber in der Arbeit nicht bewiesenen, geringfügigen Beträge für die Glazialerosion ergeben sich für Schmuck nur zwei Verbindungs möglichkeiten zwischen den Leisten der Nebentäler und des Mölltales:

1. Die Verbindung seiner Hochtalböden in den Seitentälern mit einem Mölltalsystem in einer Höhe von 1700 m. Diese Annahme ist unwahrscheinlich, weil sich keine von diesen „Hochtalböden“ weg- und zu dem Mölltalsystem bei 1700 m hinziehenden Leisten finden und man außerdem gezwungen wäre, für die Unterläufe dieser Hochtäler ein ungewöhnlich geringes Gefälle anzunehmen.

2. Die direkte Verbindung der Hochtalböden über eine nicht erklärte, gefällsreiche und gestufte, unterste Talstrecke der Seitentäler mit der in diesem Falle als gleich alt angenommenen tieferen Mölltalleiste bei 1500 m. Diese Annahme kommt den tatsächlichen Verhältnissen nur insofern näher, als die Seitentäler tatsächlich meist nur wenig unter der tieferen Mölltalleiste in das Mölltal münden.

Besonders auffallend ist im oberen Mölltal der große Einfluß der Lage rung der Gesteine auf das Talbild. Das Tal verläuft zwischen Heiligenblut und Sagritz größtenteils im Streichen der mittelsteil gegen SW fallenden Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer und Marmore. Daher ist die Asymmetrie der Talhänge in dieser Talstrecke sehr ausgeprägt. Die großen, sanft geneigten und wenig gegliederten, dreieckigen Flächen der linken Talseite schneiden die Schichten auf große Strecken gar nicht, aber auch sonst nur in sehr spitzem Winkel, wobei dann die Austritte der einzelnen Schichtfugen in den fast wasserlosen Hängen als weithin horizontal verlaufende, 2 bis 5 m tiefe Gräben durch die Hänge zu verfolgen sind. Die dreieckige Form dieser Flächen geht auf die normale Durchbrechung des Haupttalhangs durch die Nebentalhänge zurück. Die außerordentliche Ausdehnung dieser Dreieckflächen wird hier durch die Asymmetrie der Talhänge verursacht. Während die Dreieckflächen des Tauernberges und des Mönchsberges dem gleichen, unter dem Modereckband liegenden Schichtpaket der mittleren Schieferhülle angehören, wird die Dreieckfläche der Stanziwurten aus der über dem Modereckband liegenden oberen Schieferhülle gebildet. Die Möll fließt in der Richtung des Gesteinstreichens bis zur Judenbrücke am Fuße der Tauernberg-Mönchsbergfläche in einem breiten Tal, biegt dann gegen SSW und durchbricht die aus dem Eckerwiesenkamm in Form deutlicher Rippen über das Tal ziehenden Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer des Stanziwurtendreiecks ungefähr senkrecht zum Streichen in einer finsternen Schlucht. Bei Putschall wendet sie sich wieder gegen SW und fließt in der Richtung

des Gesteinstreichens, nun an der Basis des Stanziwurtendreiecks, bis etwas unterhalb Döllach wieder in einem offenen Tal. Unterhalb von Döllach wendet sie sich mehr gegen S, während sich gleichzeitig das Streichen der Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer in die ESE-Richtung dreht, so daß in demselben Maße die Asymmetrie der Talhänge und die großen, geschlossenen Dreieckflächen verschwinden. Zwischen Sagritz und Stampfen durchbricht die Möll daher in einer Schlucht zwei bereits in ESE-Richtung über das Tal streichende Rippen aus Amphibolitgneisen des ostalpinen Kristallins, um in eine Talstrecke mit umgekehrter Asymmetrie, also flacheren E schauenden Hängen, einzutreten. Abgesehen von der riegelgekrönten Härtestufe von Zlapp weist das Mölltal, entgegen der Darstellung von Bauer,<sup>6)</sup> infolge der zu großen Mächtigkeit des Möllgletschers, keine Stufen auf, sondern nur gesteinsbedingte, fluviatil zerschnittene Riegel.

In den Talhängen lassen sich zwei Leistensysteme verfolgen. Ein oberes, das sich auf der rechten Talseite von 1910 m über Heiligenblut, 1830 m unter den Eckerwiesen, 1800 m nördlich vom Mottniggraben auf 1640 m nördlich vom Wangenitztal und auf der linken Talseite von 1900 m über Heiligenblut, 1870 m an der Fleißmündung, 1780 m bei der Mittner Alm, 1750 m über Döllach und 1630 m unter dem Kogelscheiben-K. auf 1600 m unter dem Goaschnig-K. senkt. Immer verbinden sich an den Mündungen der Seitentäler deren Trogschultern stufenlos mit diesem System. Das tiefere, auch von Schmuck<sup>120)</sup> und Bauer<sup>6)</sup> verfolgte System findet sich auf der rechten Talseite über der Bockhorner Wand bei 1500 m, besonders schön bei dem Weiler Ranach, 1350 m, dann aber erst wieder deutlicher bei dem Weiler Pinkachberg bei 1230 m, unter Rettenbach bei 1220 m, an den Stronachkogelhängen von 1160 m bis 1100 m, über Stall bei 1090 m und bei Stadlberg bei 1050 m. Im linken Talhang zieht es, von Moräne überkleidet und von Feldern bestanden, von 1500 m an der Fleißmündung von mehreren Wegen benutzt, deutlich zu den höhergelegenen Häusern von Apriach und Mitten zirka 1400 m, Kalscher 1390 m, Göritz 1350 m und Allas (hier von einer mächtigen, grobblockigen Moränendecke verkleidet und daher 1360 m hoch), über das Gehöft Bergernig 1300 m, Schöngäß 1260 m und weiterhin sehr deutlich über die Wiesenterrasse „am Stock“ 1240 m, das Gehöft Plössen 1180 m, Lobersberg 1100 m, Schwersberg 1095 m, Hofer 1079 m zu dem Weiler Grischnig 1050 m. Die tieferen Talkanten des Fleiß- und Zirknitztales streichen über diesem System in die Luft hinaus. Da sich nun anderseits in den Mölltalhängen nirgends Leisten finden, die diesen tieferen Talkanten der Seitentäler entsprechen würden, bleibt nichts übrig, als alle diese tieferen Leistenreste als Reste eines übertieften, altglazialen Trogsystems miteinander zu verbinden. Die Seitentäler dieses altglazialen Trogsystems mündeten stufenförmig, die Trogböden aber senkten sich zwischen den Stufen nur sehr wenig talaus.

### Die Zirknitz.

Das große Zirknitztal verläuft nur in seinem hintersten Teil in der Richtung des mittelsteil gegen SW gerichteten Gesteinsfallens der Zentralgneise und biegt dann ebenso wie das Große Fleißtal senkrecht in die Rich-

tung des Gesteinstreichens ein. Der die beiden Quelläste trennende Kamm des Eckkopfs endet wie jener in der Fleiß an einem großen, dreieckigen Hang, der hier allerdings mehr gegliedert ist und die Schichten deutlicher schneidet. Der gestufte Talschluß der Großen Zirknitz liegt 800 m SW von der Windischscharte. Flache Karböden umgeben in 2600 m Höhe den halbkreisförmigen Trogschluß eines kleinen Hochtroges. Der kurze, schutterfüllte Hochtrog endet über dem wieder halbkreisförmigen Haupttrogsschluß, den, ebenso wie die von ihm wegziehenden Trogwände, die Gneisblockhalden fast verhüllen. Erst weiter talabwärts treten die Trogwände und die großen Schutthalden allmählich etwas auseinander und geben Raum für eine schmale Sohle. Weiterhin queren dann drei in beiden Talhängen als Rippen hervortretende Bänke der Zentralgneise schräg das Tal und bilden drei kleine, blocküberstreute Stufen. Diese Stufen werden von kleinen, von den talaufblickenden Schichtköpfen dieser Bänke gebildeten Riegeln gekrönt. Unterhalb der letzten Stufe folgt eine Schottersohle, in welche die die 120 m hohe Konfluenzstufe der Großen Zirknitz zerschneidende postglaziale Kerbe zurückgreift. Die Trogschultern zichen, ohne diese Stufe mitzumachen, vom Trogschluß auf der linken Talseite von 2400 m auf 1950 m beim Färberkaser herunter. Auf der rechten Talseite senken sich die weiten Karböden des „Bretts“ ohne deutlichen Knick allmählich gegen die steilen und hohen Trogwände. Erst südöstlich unter dem Brettogel läßt sich der Trogrand mit 2150 m bestimmen, steigt dann aber an der rechtwinkeligen Umbiegung, infolge der glazialen Unterschneidung durch das einst an den Prallhang drängende Eis, sehr hoch an, um erst dann wieder an den schräg über die Hänge herabziehenden Rippen sich sanft von 1980 m auf 1940 m südöstlich unter der Stanziwurten zu senken.

Die Kleine Zirknitz besitzt zwei Quellbäche. Der kürzere südliche durchfließt ein kurzes breites Hochtalstück. Es wird im N von einem vom Weißsee-K. herabziehenden und durch die Gneisbankflächen stark verbreiterten Rücken begrenzt. Unter ihm zieht die Trogplatte als flache, die Gneisbänke anschneidende und daher stark rundgebuckelte Leiste durch zum Kegelesee. Dort kommt der längere nördliche Quellbach ebenfalls durch ein Hochtal herab, das durch seine eigenartige Stufung auffällt. Der Hochtrogsschluß ist in die bei der Zirknitzscharte gelegenen flachen Karböden eingesenkt (Oberkante 2540 m). Zu beiden Seiten der Felswanne des Großsees bildet eine mächtige Gneisbank je eine schräg herabziehende Schichtterrasse. Der den See gegen vorne abschließende Felsriegel wird von dem talaufblickenden Schichtkopf dieser Gneisbank gebildet, dagegen der größte Teil der zum Kegelesee herabführenden wenig steilen Stufe von den schwer angreifbaren Platten der Gneisbankfläche. Nur das untere steile Drittel dieser Stufe entstand wieder durch das Losreißen größerer Gesteinspartien durch das Eis an querstreichenden Klüften. Daher begleiten auch den Kegelesee die Schichtterrassen und vereinigen sich wieder in dem den See abschließenden Schichtkopfriegel. Da der Bach aber erst 1 m unter dem Seespiegel den festen Fels aufschließt, muß auch die auf dem Riegel liegende δ-Moräne am Stau mit 1 m beteiligt sein. Die Hochtäler enden nun an einer steiler geneigten Haupt-

trogschlußstufe, in deren breiten Abfall der Taltrog an den beiden Quellbächen kleine Ausstülpungen entsendet. Im Taltrog der Kleinen Zirknitz sind die Hänge deutlich asymmetrisch, da der Fallwinkel der Gesteine um zirka  $10^{\circ}$  von der Talrichtung gegen S abweicht und dementsprechend der gegen NNW blickende Talhang durchwegs steiler ist. Unterhalb der Steiner Alm tritt der Kleine Zirknitzbach in die postglaziale Schlucht, die die 150 m hohe Konfluenzstufe der Kleinen Zirknitz zerschneidet, über der sich aber keine Reste des ehemaligen Trogbodens mehr finden. Deutliche Schultern lassen sich in den unzähligen Schichtterrassen des linken Talhanges und den sie durchreißenden, gegen W verzogenen Schluchten kaum erkennen. Nur unter dem Hilmersberg läßt sich bei 1960 m unter einer sehr steilen Schulter der Trogrund bestimmen. Auf der rechten Talseite senkt sich die Trogshulter deutlich von 2150 m auf 1950 m über dem Unter-Kaser.

Im unteren Zirknitztal ziehen die Trogschultern auf der linken Talseite von 1960 m auf 1820 m und auf der rechten Talseite als gut kenntliche, aber ohne scharfen Rand abschwingende Almterrasse über den Erlerwänden von 1950 m über 1834 m auf zirka 1700 m unter dem Kolmer Kogel herunter, machen also weder die Konfluenzstufen der beiden Quelltäler noch die 240 m hohe Mündungsstufe der Zirknitz zum Mölltal mit. Der schmale Trogboden senkt sich in dieser Strecke ohne Stufe von 1594 m auf 1249 m, doch beginnt der Zirknitzbach bereits 1 km oberhalb der Mündung zuerst in die Schuttverkleidung und dann in die Felssohle einzuschneiden. Ein kurzes Stück unterhalb der „Hohen Brücke“ wendet sich die hier schon 30 m tiefe postglaziale Schlucht, einer Schichtfuge der mit  $35^{\circ}$  gegen S  $30^{\circ}$  W einfallenden Kalkglimmerschiefer folgend, plötzlich in rechtem Winkel gegen NW. Da die beiden Wände der Schlucht in dieser Strecke von Schichtflächen gebildet werden, hängt die linke Schluchtwand sehr stark über. Wie nach dem Zirknitzfalle, in dem der Bach in der Fallrichtung der Kalkglimmerschiefer über steil einfallende Schichtflächen hinabschießt, folgt wieder eine kurze Schichtfugenstrecke und schließlich biegt der Bach wieder in die SW-Richtung und baut den kleinen, flachen Schwemmkegel in das Mölltal vor, auf dem Döllach liegt. Die Trogform der unteren Zirknitz ist unterhalb der Vereinigung der beiden Quellbäche noch gut erkennbar. Talaus werden aber die Schultern immer schmäler, wozu noch die leichte Asymmetrie der Hänge kommt. Der Fallwinkel der Schichten nimmt gegen die Mündung hin etwas zu (um zirka  $5^{\circ}$ ). Besonders der linke Talhang wird von wilden, verzogenen Schluchten zerrissen. Nahe der Mündung treten an einer Schichtfläche der Kalkglimmerschiefer am linken Talhang die „Neun Brunnen“ aus, vier dauernd, fünf episodisch fließende dünne Wasserfäden, die über die steilen Wände herabstürzen. In dem Gewirr struktureller Formen läßt sich immerhin, ähnlich wie in der Fleiß, ein tieferer, durchwegs felsiger Trog erkennen, dessen Rand zackige, steile Felskulissen von den darüberliegenden, steilen Bergmähdern der altglazialen Troghänge trennt und sich von der Vereinigungsstelle der beiden Quelltäler weg auf beiden Talseiten 2 km weit von 1720 m bis in eine Höhe von 1660 m verfolgen läßt. Wie in der Fleiß handelt es sich um einen interglazial fluviatil angelegten, jungglazialen Trog, der aber weder in die

Große noch in die Kleine Zirknitz hineinzieht. Ein Teil der Höhe der Konfluenzstufen dieser beiden Quelltäler ist also auf die Rechnung der hier von den Gletschern überraschten interglazialen fluviatilen Erosion zu setzen.

### Das Astental.

Der Ausgang des Tales, die Sabernitzen und die NW schauenden Talwände werden von den dunklen, rotbraun anwitternden Schiefergneisen und Glimmerschiefern des ostalpinen Kristallins der Schober- und Sadniggruppe eingenommen, in denen die Bankung und daher auch die Denudationsterassen zurücktreten. Einen ganz anderen Anblick bieten wieder die zwischen Mocher- und Maggernigspitze durchstreichenden Matreier Schichten mit ihren, von hellgelben Kalken, hellen Quarzitschiefern und Grünschiefern gefleckten Wänden und die zwischen Stellhöhe und Rotenwand noch aus der Zirknitz her übergreifenden Kalkglimmerschiefer. Das Einfallen ist durchwegs gegen SSW gerichtet und versteilt sich auf 45° im Sabernitztal. In das Rudenkar ist, infolge des stark gegen S gerichteten Einfallens der Schichten ganz im Süden bei 2420 m ein etwas asymmetrischer Hochtrog eingesenkt. Die in bezug auf das Rudenkar keineswegs zentrale Lage dieses Hochtrages beweist seine fluviatile Anlage. Eine kurze Hochtrogausstülpung ist in den westlichen Teil des Rudenkars eingesenkt, wo, von 2380 m an, ein asymmetrisches Tälchen herabführt. Größer und deutlicher ist der dritte der Quelläste des Hochtalsystems, dessen rechte Seitenwand sich in einer Höhe von 2350 m mit den ausgedehnten Flachböden des Rainkars verschneidet. Die linke Seitenwand dieses Burgstaller Hochtrages wird von den hohen und steilen Schichtkopfkalkwänden des Maggernigspitz-W-Grates gebildet. Die drei Hochtröge münden ungefähr in gleicher Höhe, knapp unter dem in einer Höhe von 2200 m um den Haupttrogschluß der Asten herumziehenden Trogrand. Auf der rechten Talseite läßt sich der Trogrand nur zwischen den beiden Rudenhochtälchen bei 2200 m und unter dem von der Stellhöhe herabziehenden kleinen Seitenkamm bei 2130 m feststellen, dann aber erst wieder von der Sitschalm an, von wo er sich als unterer Rand einer mittelsteilen Almterrasse von 2000 m auf 1920 m südsüdöstlich unter dem Mocherkreuz und von 1840 m unter dem Kogelscheiben-K. auf 1760 m nordöstlich unter dem Wetschken-K. senkt, um sich dann als steilgeneigte Leiste in einer Höhe von 1620 m knicklos mit den Mölltalschlütern zu verbinden. Auf der linken Talseite liegt der Trogrand zunächst zwischen grünen Steilschlütern und gestuften, felsigen Kalkglimmerschieferwänden bei 2210 m zwischen dem Ruden- und Burgstaller Hochtälchen. Weiterhin senken sich die von den Schichtköpfen gebildeten linken Talhänge sehr steil und felsig bis fast zum Bach und weisen keine alten Talreste auf. Die über der Manuttalm gelegenen, in das Tal vorspringenden deutlichen Schultern werden von der Oberfläche der hier durchstreichenden Grünschieferbank gebildet. Erst oberhalb der Sabernitzmündung findet sich auf dem Jörgelberg bei 1900 m wieder eine steilgeneigte Eckflur. Die bei 1700 m absetzende Steilschulter westlich unter der Hohen Wifl vermittelt die Verbindung zu dem steilgenieigten Eck unter

dem Goaschnig-K., an dem sich Asten-, Möll- und Kolbnitztaufschultern in einer Höhe von 1630 m knicklos verbinden. Der Boden des zunächst sehr deutlichen Astentroges senkt sich wegen des einst vom Burgstaller Hochtalchen zuströmenden Eises zunächst sehr rasch, dann aber, in der asymmetrischen Talstrecke, sehr langsam bis auf 1838 m. Von dieser Höhe an durchschneidet der Astenbach eine Härtestufe aus Grünschiefern. Kurz unterhalb der Härtestufe beginnt die von der Mündungsstufe weit zurückgreifende postglaziale Kerbe, die von den Leisten des Trogbodens bis zur Mündung begleitet wird. Mit dem allmählichen Einbiegen des Tales in die senkrecht auf das Gestein streichen verlaufende SSW-Richtung verschwindet die Asymmetrie der Talhänge, während gleichzeitig das Tal etwas enger wird. An der Mündung streicht die Trogbodenleiste bei dem Gehöft Klawischnig in die Luft aus, so daß die Mündungsstufe des Astentales mindestens 235 m hoch ist. Sie wird von der postglazialen Schlucht in mehreren, durch die Verziehung an den Schichtfugen der Schiefergneise erzeugten Windungen zerschnitten.

Der karartige Hochtalrest im Hintergrunde des Sabernitztales endet in einer Höhe von 2220 m bis 2230 m über dem 300 m hohen Haupttrogsschlüß. Die von der oberen Kante dieser Stufe wegziehende Schulter verschmälert sich rasch zu einer, in den Denudationsbänken nur sehr schlecht verfolgbaren Talkante und steigt, infolge stärkerer Zurückschneidung der Hänge, unter der Hohen Wilftl sogar wieder auf 1830 m an. Die SSW schauende Talflanke wird von den Schichtflächen der mit  $45^{\circ}$  gegen S  $20^{\circ}$  W einfallenden Schieferbänke gebildet, ist daher nahezu ungegliedert und läßt nur knapp vor dem Eck auf dem Jörgelberg eine vom Oberastenweg benützte Leiste in einer Höhe von 1960 m erkennen. Die fluviatile Kerbe der präglazialen Eintiefung wurde in der Sabernitzen infolge der kürzer dauernden Vergletscherung glazial nicht sehr stark geweitet. Ungefähr bei 1715 m beginnt die, in die 200 m hohe, glaziale Mündungsstufe der Sabernitzen eingesenkte, postglaziale Kerbe einzuschneiden, über der sich jedoch naturgemäß keine Trogbodenreste finden.

### Die Frágant.

Das Wurtental verläuft größtenteils in den Zentralgneisen des Sonnblückkers, die mit  $30^{\circ}$  gegen WSW fallen. Das Wurtenkees verhüllt den oberen Trogsschlüß, die Schlußstufe des Hochtalsystems. Die Stufe ist als steiler, zwischen 2730 bis 2975 m gelegener und NS streichender Keesabschwung sichtbar, dessen Richtung sich in einem Winkel von  $50^{\circ}$  mit den vom Herzog Ernst her fast waagrecht in das Kees hineinziehenden Marmorbänken kreuzt und der daher, trotz der Eisverhüllung, als Erosionsform zu bezeichnen ist. Der hier beginnende und trotz der teilweisen Eisfüllung, sehr deutliche Hochtrog, ist an einer gut verfolgbaren Kante in ausgedehnte, flache Karböden eingesenkt. Die merkwürdig scharfe Umbiegung des Hochtroges geht auf das Zurücktasten des Wurten-Hochtalbaches entlang der SE streichenden Schichtfugen zurück. Es ist möglich, daß bei der Anlage dieses obersten Hochtalstückes das Keestrachterglimmerschieferband in der Höhe des damaligen fluviatilen Talgrundes ausstrich. Durch das in der

scharfen Biegung gegen die rechte Hochtrogwand drängende Eis wurde der einst südlich vom Goldbergtauern verlaufende Grat weggeschliffen. Da die Firmlinie des Wurtengletschers knapp oberhalb der Umbiegsungsstelle verläuft, senkt sich von der Biegung an die Keesoberfläche in dem hier sicher stufenlosen Hochtrog sehr rasch, so daß sich die Tiefe des Hochtrages beim Gletscherende mit 170 bis 200 m ermitteln läßt. Die Kleinformung der Wände dieses Hochtrages wird durch die grobe Bankung der Zentralgneise und durch die oft noch deutlichere Klüftung bestimmt. Der spitze Winkel, in dem sich die Talrichtung und das Streichen der Gneisbänke schneiden, ließ durch die selektive Schurfkraft des Eises langgestreckte „walfischförmige“<sup>32)</sup> Rundhöcker entstehen. Auch hier entstanden also die Rundhöcker durch das Herauspräparieren der Schichtköpfe durch die selektive, ihre glatten Leeseiten durch die Loslösung von Gesteinspartien an Kluftflächen durch die splitternde Eiserosion. Die größeren Kluftgassen im NE schauenden Troghang sind an ein Kluftsystem gebunden, das nach SW streicht. Ein zweites Hauptkluftsystem streicht ungefähr WE und ihm gehört vor allem jene tiefe und breite Kluftgasse an, die von dem Riegel, der dieses oberste Hochtalstück abschließt, zu dem vor der Wurtenkeeszunge gelegenen Sander herunterführt und auch noch in der jenseitigen Talwand zu bemerken ist. Der Riegel und die 170 m hohe Stufe, die er krönt, werden durch mehrere besonders widerstandsfähige Zentralgneisbänke gebildet und streichen daher in SSE-Richtung schräg über das Tal. Das Schmelzwasser des Wurtengletschers wird dadurch zu dem wenig tiefen Weißensee gestaut, der infolge der starken Schlammzufuhr seit 1875 mehr als ein Drittel seiner damaligen Länge verloren hat. Der Seeabfluß durchbricht den Riegel und teilt sich, indem er über die Stufe hinabfließt, an einem Schichtkopfrundbuckel in zwei Arme, die sich im „Stüble“ wieder vereinigen. Das „Stüble“ wird wieder von einem nach SSE streichenden, auf einer 260 m hohen Stufe aufsitzenden Gneisbankriegel abgeschlossen und ist der, durch den alten Wurtengletscher erweiterte, nördlichste Teil einer schmalen Subsequenzfurche, die zwischen den beiden riegelgekrönten Stufen zum Mernigsee durchzieht. Nur der sich über die Stufe erhebende, hohe Riegel ist unmittelbar durch die stärkere Widerstandsfähigkeit der Gneisbänke gegenüber der Eiserosion bedingt. In einer Höhe von 2030 m setzen nämlich seitlich an dieser Stufe deutliche Trogshütern an, die sich auf der rechten Talseite von 2051 m unter dem Schwarzsee auf 1800 m an der Wurtentalmündung und auf der linken Talseite in der gleichen Strecke von 2108 m auf 1780 m etwas unterhalb der Wurtentalmündung senken. Die präglaziale Eintiefung hat demnach an diesem zweiten Härteband ihr Ende gefunden, so daß diese Stufe als strukturell erhöhte Trogshütersstufe zu bezeichnen ist. Das Hinwegziehen der Trogshütern über die 470 m hohe Mündungsstufe des Wurtentales mit gleichbleibendem Gefälle zeigt, daß die präglaziale Eintiefung an der Mündung des Wurtentales den Betrag von 150 m nicht überstieg. Trotz der geringen Tiefe ist die Trogform des Wurtentroges infolge der geringen Trogbreite deutlicher ausgeprägt als die des Hochtrages. Das dritte gegen SE durchziehende harte Gneisband tritt am Troggrund nur als langhinziehender, aber stark niedergeschliffener Riegel hervor.

Unterhalb von diesem Riegel mündet die vom Feldseebach angelegte Trog- ausstülpung. Die Mündungsstufe des Wurtentales ist nur ganz im Westen in voller Höhe erhalten und weist dort trotz der Steilheit noch schöne glatte Schliffe auf. Im E wird die Stufe von einem langgestreckten und etwas verzogenen, echten „Mündungskar“ in zwei Stufenabsätze zerlegt.

Der Kleinfrágantbach fließt von 2280 m über den aus  $25^{\circ}$  nach S  $25^{\circ}$  W fallenden Kalkglimmerschiefern und unterlagernden Zentralgneisen bestehenden Hochtrogsschlüssel. Der infolge des isoklinalen Schichtfallens asymmetrische Hochtrog des Kleinfráganttales besitzt sonst keine Felsstufe mehr. Die präglaziale Eintiefung hat in das Kleinfráganttal wegen der geringen Wasserführung des Baches nicht zurückgegriffen. Das von der Trogschlüsselkante in das Bógenzenkar zurückgreifende, gewundene Tälchen verdankt seine fluviatile Anlage dem oberhalb der Trogschlüsselkante wirksamen Zug des Wasserfalles. Der breite Boden des geradlinigen Kleinfrágantnachttroges streicht in einer Höhe von 1760 m in die Luft hinaus. Um jene 30 m, um die diese etwas zurückgeschnittene Stufenkante unter den Fráganttrogsschlütern liegt, wurde der Hochtrogboden des Kleinfráganttales glazial stärker niedergeschliffen als die Haupttalschlütern. Südlich von dem, von der Mündungsstufe herabfließenden, stark verzogenen Kleinfrágantbach, der einmal sogar 40 m lang über eine Gneisbankfläche fast zurückfließt, weist der Abfall der Mündungsstufe den kleinen Absatz bei der Haselsteinalm auf, der jedoch durch eine vorspringende, etwas mächtigere Gneisbank verursacht wird.

Das Einzugsgebiet des Großfrágantbaches besitzt fast die Form eines Dreiecks, weil der Bletscheckkamm dem gegen E  $60^{\circ}$  S gerichteten Streichen fester Kalkglimmerschiefer folgt, während der Klenitzenkamm gegen NNE verläuft, da er bereits von den Talfanken des Mölltales beeinflußt wird. Der nördlichste der drei Quellbäche kommt vom Schobertörl herunter. Er fließt von 2240 m an steiler in einer asymmetrischen und glazial etwas geweiteten Kerbe bis zum Flachboden der Wirtsalm, 1700 m. Der präglaziale fluviatile Formenschatz scheint infolge der geringeren Höhe der umrahmenden Gipfel und der dadurch bedingten kürzeren Wirksamkeit der Gletscher noch deutlich durch. Im SW wird das Schobertälchen von einer Gratripppe (Bretterich) begrenzt, die aus festen Kalken mit dünnen Lagen schwarzer Phyllite gebildet wird und genau im Streichen, die felsigen Schichtköpfe gegen NE gekehrt, von der Maggernigspitze herunterzieht. Das enge, kurze und steil geneigte und ebenfalls asymmetrische Striedentalchen folgt einer Ausräumungszone von dicken Phyllitbändern zwischen dieser Gratripppe im NE und einer ganz ähnlichen, aus hellgrünen Quarzschiefern bestehenden Gratripppe im SW. Das südlichste Quelltälchen kommt aus dem Melenbodenkar und besitzt in der Fortsetzung der obenerwähnten Quarzschieferrippe eine Härtestufe. Unterhalb dieser Stufe folgt nun bis 1740 m der breite Flachboden bei der Fráganter Hütte, der sich mit dem etwas weiter gegen E herabreichenden Flachboden des Schobertälchens knicklos verbindet. Diese beiden Flachböden werden durch den nur 50 m hohen Abfall einer Stufe abgeschnitten, die zum Dürrchenboden abfällt. Dieser wird von einer mit  $35^{\circ}$  gegen SW fallenden Kalkglimmerschieferbank gequert, die vom Bletscheck-

kamm als „Auerewand“ herunterzieht und deren 5 m hohen Schichtkopf der Sadnigbach unmittelbar oberhalb der Einmündung des Schoberbaches mit einem kleinen Wasserfall überwindet. Der Dürrchenboden endet in einer Höhe von 1550 m über einer 500 m hohen Mündungsstufe, über die der Bach in drei, durch das Durchstreichen von drei mächtigen Kalkglimmerschieferbänken bedingten Wasserfällen hinabstürzt. Nördlich vom Bach unterbricht jedoch im Bereich der mittleren dieser drei Bänke bei 1380 m, unabhängig vom Gestein, ein flacherer Wiesenabsatz den steilen, bewaldeten Abfall der Stufe. Diese in den Abfall der Stufe eingesenkten Nische, deren Boden Moreänenmaterial und gegen die Nischenwände hin grobe Kalkglimmerschiefersturzblöcke bedecken, ist ein „Mündungskar“. Die Stufenkante der Großfrágant liegt zirka 100 m unter den Schultern des Fráganttales. Wir haben beim Bockharttal geschen, daß diese Tiefe für die Summe von glazialer Erosion und präglazialer fluviatiler Eintiefung für ein kleines Seitental ausreichen kann. Östlich von der niedrigen Stufe über dem Dürrchenboden findet sich in der linken Talwand ein vom Schichtbau unabhängiger Knick in einer Höhe von 1700 m und an der Mündung unter der Faltener Hütte ein ebensolcher Knick bei 1690 m. Trotzdem diese beiden alten Hangreste sehr undeutlich sind, erkennt man, daß sie sich stufenlos mit den Fráganttrog Schultern verbinden lassen. Die Stufe über dem Dürrchenboden entspricht daher den Haupttrog schlüssen anderer Täler, hat aber wegen der geringeren Höhe der Kammumrahmung der Großfrágant, durch das nur in geringerer Mächtigkeit und während kürzerer Dauer über sie hinweggehende Eis nicht jene großartige glaziale Ausgestaltung erfahren, wie z. B. der Trog schluß der Kleinen Fleiß. Die Kalkglimmerschiefer der Stufe vermochten außerdem die Form nicht in jener Deutlichkeit zu bewahren, wie etwa die Zentralgneise des Bockharttales. Die oberhalb dieser Stufe gelegenen Talteile gehören dem Hochtal system an. Beim Schobertälchen entspricht die Versteilung unter 2240 m dem oberen Trog schluß, eine etwas breitere Sohle entwickelt sich aber erst im unteren Teil des Hochtälchens. Das Striedentälchen verdankt seine Form ausschließlich den strukturellen Verhältnissen und ist talgeschichtlich nicht zu verwerten.

Unterhalb der Mündungsstufe des Wurtentales besitzt das Fráganttal deutliche Trogform. Unterhalb der γ-Moräne von Innerfrágant nimmt die Breite des Talbodens und die Deutlichkeit der Trogform gegen das Mölltal hin allmählich ab. Die Hänge und ihre Schutthalde treten immer näher an den Bach heran, dessen postglaziale Kerbe bereits 2,5 km oberhalb seiner Mündung in die Möll einzuschneiden beginnt. Gegen das Mölltal hin treten an Stelle der immer steiler einfallenden Gneise ebenso steil abgebogene Kalkglimmerschiefer mit einigen Grünschieferlinsen, die von den zu beiden Seiten der postglazialen Schlucht dahinzichenden Trogbodenresten deutlich geschnitten werden. Die Trogbodenreste streichen unterhalb der Weiler Laas und Waben über der 120 m hohen, in breiter Front absetzenden Mündungs stufe in die Luft hinaus. Die Deutlichkeit der Mündungsstufe wird östlich vom Bach etwas beeinträchtigt, weil dort der 960 m hoch liegende, waagrechte Gehängeabsatz die tieferliegende und sich leicht gegen das Mölltal senkende

Trogbodenleiste an Ausdehnung übertrifft. Es handelt sich aber ebenso wie bei den zahlreichen anderen kleinen und eher gegen den Berg als gegen das Tal zu geneigten Hangabsätzen des S schauenden Mölltalhanges um Kalkglimmerschieferschichtköpfe, die steiler einfallen als sich die Hänge absenken.

Die Verfolgung der Trog Schultern ist wegen der vielen strukturellen Formen sowohl im Frágant- als auch im Mölltal sehr schwierig. Überdies liegen die wenigen sicheren und meist auch sehr verschieden steil geneigten Hangreste des Trog schultersystems oft so weit auseinander, daß ihre Verbindung ziemlich unsicher ist. Auf der rechten Talseite läßt sich zu der bei 1780 m in die Luft ausstreichenden Wurtentaltrog schulter unmittelbar südlich der Kleinfrágant eine sehr steil geneigte Fortsetzung bei 1700 m finden und dann erst wieder beim Säberer Boden, 1500 m. Auf der linken Talseite sind die Hochtalhänge unter der Kuhmuspitze zunächst bis in eine Höhe von 1800 m zurück geschnitten. Dann aber springt eine der mittelsteil SW fallenden, mächtigen Gneisbänke mit gleichmäßiger Neigung weit in das Tal vor, so daß die von wildem Blockwerk bedeckten Steilhänge erst in einer Höhe von 1400 m beginnen. Auch die ganz gleich geböschte Leiste bei der Laaser Alm, 1411 m, scheint eine derartige Schichtfläche zu sein. Erst von der Laaser Alm an läßt sich bis zum Zipferwald eine Trog schulter von 1480 m auf 1440 m herunter verfolgen. Immerhin läßt sich auch in der Frágant aus der geringen Höhe des Haupt trog schlusses der Großfrágant und seiner geringen Entfernung vom Haupttal die präglaziale fluviatile Eintiefung des Fráganttales an der Stelle der Einmündung der Großfrágant mit maximal 100 m bestimmen. Unmittelbar vor dem ersten Vorstoß der Gletscher wurde in das Hochtalsystem diese maximal 100 m tiefe fluviatile Kerbe eingeschnitten, deren Schlußstufe von Innerfrágant am Wurtenbach mit seinen  $29.5 \text{ km}^2$  Einzugsgebiet noch  $6.1 \text{ km}$  und am Großfrágantbach mit  $16.1 \text{ km}^2$  Einzug noch  $2.6 \text{ km}$  zurück gewandert ist. Der Kleinfrágantbach mit  $10 \text{ km}^2$  Einzug hat nur eine flache Trog ausstülpung erzeugt. Eine erste Eiszeit weitete und übertiefe diese fluviatilen Kerben und ließ an der Mündung der Großfrágant und des Wurtentales und an der Mündung des Fráganttales bei Außerfrágant Mündungsstufen entstehen. Die altglazialen Mündungsstufen der Großfrágant und des Wurtentales wurden in einem Haupt interglazial fluviatil in geringem Maße zerschnitten. Die jungglazialen Gletscher erweiterten und vertieften sowohl die noch erhaltenen altglazialen als auch diese interglazialen fluviatilen Formen, wodurch die unteren Teile der Stufenmündungen der Großfrágant und des Wurtentales, die heutige Stufenmündung der Frágant bei Außerfrágant entstanden und die Mündungskare der Großfrágant und des Wurtentales ihre heutige Gestalt erhielten. Der altglaziale Trog boden des Fráganttales wurde also interglazial nicht zerschnitten. Er wurde von den jungglazialen Gletschern in seiner ganzen Breite tiefergelegt, so daß von ihm in seiner ursprünglichen Höhe keine Reste erhalten sind. Als Minimalbetrag der rein glazialen Erosion im Fráganttal sind daher 400 m anzunehmen.

Das Mölltal, in das die Frágant mündet, besitzt in der Strecke Außer-

frágant—Obervellach keine deutliche Trogform. Unmittelbar oberhalb Außerfrágant durchfließt die Möll eine gesteinsbedingte Enge mit schräg über das Tal streichenden Härterippen und wird dann nach dem Verlassen der Enge von den Schwemmkegeln der Seitenbäche zu weitausgreifenden Windungen gezwungen. In den zahlreichen Denudationsleisten lassen sich zwischen Außerfrágant und Obervellach Reste des Hochtalsystems um 1400 m und Reste eines tieferen Systems um 1050 m nur mit Mühe erkennen. Es konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht entschieden werden, ob es sich bei diesen Resten um die Fortsetzung der entsprechenden Talformen des obersten Mölltales handelt.

### Das Mallnitztal.

Ebenso wie im Seebachtal erwies sich auch im Tauerngraben die Creutzburgsche<sup>22)</sup> Beschreibung der Talformen als zutreffend. In einer Höhe von 1920 m setzen die vom Niederen Tauern herunterziehenden Flachkarböden gegen eine Mulde ab, deren Schotterboden von einer δ-Moräne abgeschlossen wird. Diese liegt an der Kante einer 400 m hohen Stufe, deren Abfall besonders im S von Bergsturzmassen der südlichen Talwand überkleidet ist. Im nördlichen Teil der Stufe kommt der anstehende Fels zutage, so daß sich das Wegziehen der Trogschultern von der Kante der Stufe gut beobachten läßt. Da diese Stufe auch keineswegs zentral in bezug auf die Gipfelumrahmung des Talschlusses liegt, kann sie nur die fluviatil angelegte Trogschlußstufe des Tauerngrabens sein. Die Trogschulter läßt sich auf der linken Talseite zunächst sehr deutlich von 1660 m bis in eine Höhe von 1600 m bei der Woiskenmündung verfolgen. Das Woiskental ähnelt in gewisser Beziehung dem Weissenbachtälchen im Seidlwinkl. Besonders der obere, bis 1680 m herunterreichende Teil ist ein glazial nur wenig geweitetes Kerbtälchen, das infolge des isoklinalen Schichtfallens am W-Rand des großen Woiskenflachkates von einer 110 m hohen Schlußstufe herunterkommt. Bei 1680 m wird das Gefälle steiler. Dieses steilere Talstück, in dem der Bach über die von ihm angeschnittenen zahlreichen Gneisbänke in kleinen Wasserfällen herunterfließt, wird auf beiden Talflanken von schmalen Leisten begleitet, die von dem etwas undeutlichen Stufentritt bei 1700 m wegziehen und sich stufenlos mit den Trogschultern des Tauerngrabens vereinigen. Es entspricht daher der bei 1700 m liegende Gefällsknick dem Haupttrogschluß und der steilere untere Teil des Woiskentales einem präglazial angelegten Trog. Tatsächlich mündet auch dieser nur 1 km lange steil herabziehende Trog mit einer 30 m hohen Mündungsstufe. Die Trogschulter des Tauerngrabens läßt sich von der Woiskenmündung in den Hängen der Hindenburghöhe von 1600 m bis auf 1530 m am Sporn zwischen Tauerngraben und Seebachtal verfolgen. Wie die bei 1560 m liegende Trogschulter nordwestlich unter dem Törl-K. zeigt, münden in dieser Höhe auch die Trogschultern des Seebachtals stufenlos ein. Der südwestlich unter dem Törl-K. bei 1513 m gelegene Schulterrest leitet zu der bei 1500 m liegenden Schulter am Zofaserriegel (Südkamm des Törlkopfes) über, die eine, in den Hängen des Sickerkopfes deutlich von 1460 m auf 1400 m (nördlich der Bahnstation Obervellach) hin-

unterzeichende und sich mit den Mölltalschultern stufenlos vereinigende Fortsetzung findet. Auf der rechten Talseite liegen die Trogschulterreste infolge der größeren Steilheit etwas höher, und zwar liegt die Trogschulter nördlich unter der Mauternitzgrube um 80 m höher als die gegenüberliegenden Schultern bei der Woiskenmündung. Ebenso verhält es sich bei der unter der Wolligeralm bei 1570 m und der nordöstlich unter der Melikeralm bei 1550 m gelegenen Schulter. Es sind dies, da ein Zweifel an der Zusammenghörigkeit der gegenüberliegenden Schulterreste nach dem ganzen Formenbild nicht bestehen kann, nur besonders markante Beispiele für die in den asymmetrischen Tälern der Sonnblickgruppe besonders häufig anzutreffende Zusammenghörigkeit ungleich hoher Hängabsätze. Die deutlichen Absätze des Winklerbalfen werden durchwegs von Schichtköpfen der gegen SW fallenden Kalkglimmerschiefer gebildet und erst in den Osthängen der Lonzahöhe läßt sich wieder die Trogschulter von 1470 m auf 1440 m herunter verfolgen. Zum Unterschied von den höheren Hängen sind die beiden Wände des Tauerngrabentroges trotz des isoklinalen Schichtfallens ziemlich gleich steil, doch bewirken die besonders auf der S schauenden Schichtkopfseite ziemlich häufigen postglazialen Felsbrüche wieder eine Angleichung an die präglaziale Asymmetrie des Querprofils, die durch das Eindringen der Gletscher in die enge, unmittelbar präglaziale Kerbe zerstört worden war. An jenen Stellen aber, wo diese jungen Ausbrüche die Steilheit der Trogwand noch nicht verringert haben, sind die Schliffe besser erhalten als auf der gegenüberliegenden Talseite. Auch in der Strecke Mallnitz—Groppenstein besitzt das Mallnitztal deutliche Trogform, ist aber ungefähr doppelt so breit als der Tauerngraben. Es ist also wahrscheinlich, daß die Schotter der Talsohlen des Seebachtals und des Tauerngrabens gar keine oder zumindest nur niedrige Konfluenzstufen dieser beiden Täler verbergen. Es ist auch ziemlich sicher, daß an der Mündung des Tauerngrabens die Schotter der Talsohle nicht sehr mächtig sind, da die sicher auf dem Felsgrund des Tales aufliegende  $\gamma$ -Moräne bei der Kosteckvilla aus den sie umhüllenden Schottern 15 m herausragt. Der auf einen etwas älteren  $\gamma$ -Gletscher niedergebrochene Auernigbergsturz bedeckt eine von der Rabischniggenschlucht zerschnittene, mindestens 160 m hohe und in breiter Front abfallende Felsstufe oberhalb der Einmündung des Dössentales. Auch unterhalb dieser Konfluenzstufe beginnt der Mallnitzbach gleich wieder stärker in den von den Bergsturzmassen bedeckten Trogboden einzuschneiden. Es handelt sich hier schon um die obersten Teile der langen Schlucht, in der der Mallnitzbach die 160 m hohe, ebenfalls in breiter Front abfallende glaziale Mündungsstufe des Mallnitztales überwindet. Die diese Schlucht in S  $20^{\circ}$  E Richtung querenden, mit  $65^{\circ}$  gegen S  $20^{\circ}$  W fallenden Kalkglimmerschiefer treten in Form von Rippen und Kulissen in den Schluchtwänden deutlich hervor und bilden die 80 m hohe Härtestufe des Zechnerfalles. Nur ein kurzes Stück unter dem Zechnerfall quert dann in der gleichen Richtung ein Zentralgneisband die Schlucht. Über die von ihm gebildete 50 m hohe Härtestufe fällt der Mallnitzbach im Groppensteiner Fall zuerst in einen länglichen, an einer Schichtfuge gegen SSE verlaufenden Kolk und aus diesem über eine Schichtfläche dieser Gneise gegen SSW.

## Zusammenfassende Betrachtung der Talformen.

Die vielfältigen Anschauungen über die Bildung und Ausgestaltung ehemals vergletscherter Täler lassen sich in drei grundsätzlich mögliche Erklärungsweisen einordnen. Es wird entweder

1. die entscheidende Rolle bei der Ausbildung der Täler dem Eis zugeschrieben oder
2. dem fließenden Wasser oder es wird
3. neben der, die Talformen vorzeichnenden Flußerosion eine mehr oder minder bedeutende Glazialerosion angenommen.

1. Penck<sup>103)</sup> und Brückner<sup>103)</sup> erblicken in den Trogschlütern der alpinen Trogäder die Hangreste des letzten präglazialen Talsystems. Auf mehreren Exkursionen, die ich im Gebiet des Salzachtals zwischen Taxenbach und Salzburg unternahm, konnte ich feststellen, daß sich die Rauristaltrogschlütern nicht mit dem von Penck angegebenen „präglazialen“ Salzachtalboden bei Taxenbach (850 bis 950 m) verbinden lassen. Sowohl die Trogschlütern des Rauristales als auch die des Gasteiner Tales weisen auf einen Talboden der Salzach in einer Höhe von 1100 m hin. Außerdem sind in der Durchbruchsstrecke des Paß Lueg die Talsysteme der Salzach so schlecht erhalten, daß man die bei 450 m absetzenden Leisten in den Hängen des Gaisbergs, die Penck zur Rekonstruktion des „präglazialen“ Talbodens bei Salzburg (430 m) benutzt hat, nicht ohne weiteres diesem System zuordnen kann. Dadurch ist aber die Bestimmung der glazialen Übertiefung durch den Abstand zwischen Troggrund und Trogboden nicht mehr zulässig. Es ist auch weiter nicht mehr notwendig, den Trogschluß allein durch Konfluenzwirkung des Eises und den Trog als Stromstrichfurche der Gletscher zu erklären, wogegen in der Sonnblickgruppe die in bezug auf die umrahmenden Kämme asymmetrische Lage der Trogschlüsse des Seidlwinkl-, Anger- und Großen Zirknitztales spricht. Dagegen erwies sich die glaziale Erklärung der Mündungsstufen nicht nur für die in den AEZ<sup>103)</sup> beschriebenen Mündungsstufen des Anger- und Bockharttales und der Seitentäler des oberen Mölltales brauchbar, sondern überhaupt für die Mehrzahl der „Talwegstufen“. Bei der glazialen Erklärung der Mündungsstufen wurde ähnlich wie in den AEZ eine gewisse Abhängigkeit der Stufenhöhen vom Verhältnis der glazialen Einzugsgebiete festgestellt, daneben aber auch eine Abhängigkeit vom Verhältnis der Talbreiten, von den Gesteinsverhältnissen und vor allem von dem Verhältnis zwischen dem Gesteinsstreichen und der Talrichtung, so daß sich die Aufstellung einer Proportion zwischen Stufenhöhen und Seitentalcismassen nach Lautensack<sup>63)</sup> und Waldbaur<sup>135)</sup> nicht durchführen ließ. Von großer Bedeutung sind die Ausführungen Pencks über skulpturelle Riegelbildung, und zwar findet man vor allem jene, die oberhalb von Konfluenzstellen liegen und auf die Penck in den AEZ<sup>103)</sup> bei der Besprechung der Mündungsstufe des Bockharttälchens hinweist. Bei dem Riegelberg der Pyrkerhöhe bei Badgastein läßt sich der von Penck für die Erklärung angenommene Gletscherhalt durch Moränen nachweisen. Die fluviatile interglaziale Stufenumbildung wird zwar in den AEZ nur kurz behandelt, es finden sich aber immerhin Hinweise auf die hier beschriebenen „Mündungs-

tröge“, an denen sich auch der Nachweis erbringen läßt, daß die Gletscher der jüngsten Eiszeit die fluviatilen Vorformen nicht so weitgehend veränderten wie die Gletscher der beiden früheren Eiszeiten. In bezug auf die Rolle der Stadien auf die Ausbildung der Trogformen scheinen mir die Anschauungen E. Richters<sup>116)</sup> und Pencks<sup>103)</sup> nicht unvereinbar. Tatsache ist, daß oberhalb der  $\gamma$ -Moränen die glazialen Formen deutlicher werden und die morphologischen Wirkungen der vorrückenden und sich zurückziehenden Gletscher der einzelnen Eiszeiten oft allein geeignet sind, gewisse Eigenheiten der glazialen Tal- und Karformung, z. B. das Niederschleifen präglazialer Stufen oder die Rücktiefung der Kare zu erklären. Isostatische Schwingungen zur Erklärung interglazialer Verschüttung und fluviatiler Erosion können für die Sonnblickgruppe, in der sich interglazialer Schutt nicht finden ließ, nicht angenommen werden. Wichtig ist die von Penck<sup>108)</sup> betonte Abhängigkeit der Trogform vom Großfaltenwurf. Diese Abhängigkeit besteht in der Tat. Sie hat sich aber nicht in der von Penck angegebenen Weise (Eisstau in den Großmulden, Eiserosion in den Großsattelzonen) entwickelt.

Schon frühzeitig wurde die trogbildende Wirkung der Geschwindigkeitsunterschiede im Gletscherquerschnitt bezweifelt, und zwar vor allem deswegen, weil dabei eine kontinuierliche Veränderung der Geschwindigkeit als Ursache für einen relativ scharfen Böschungsbruch angenommen wurde. Dieser Schwierigkeit der ursprünglichen Penckschen Trogdeutung suchen jene Morphologen, die der diluvialen Flußerosion keine wesentliche Wirkung zuerkennen wollen, meist dadurch beizukommen, daß sie die Bildung der Trogschlütern und des Tropes verschieden alten Gletschern, bzw. Gletscherständen zuweisen. So verfolgt Heß<sup>42), 43)</sup> entsprechend den vier Eiszeiten in den von ihm behandelten Tälern drei bis vier ineinandergeschachtelte Tröge, die sich seit dem Vorstoßen der Günzgletscher in eine unmittelbar präglaziale Peneplain einzusenken begannen, und zwar derart, daß jeweils durch den Rand des bewegten Eises der Rand des zugehörigen Tropes erzeugt wurde. Die wichtigsten Einwände gegen Heß finden sich schon bei Crammer<sup>20), 21)</sup> und Lautensach.<sup>63)</sup> In der Sonnblickgruppe lassen sich nun nicht nur eine Reihe durchgehender Gefällsknicke feststellen, sondern auch ineinandergeschachtelte Tröge. Diese Formen nach Heß rein glazial zu erklären, ist aber unmöglich, da sich die Hänge bis unter den Trogrund herunter, infolge der Stufenlosigkeit des Hochtalsystems, als präglazial vorgeformt erweisen und die in den eigentlichen Taltrog eingeschachtelten Jungtröge sich nie durch ein ganzes Talsystem bis ins Vorland, sondern nur bis zu nahegelegenen altglazialen Mündungsstufen verfolgen lassen.

Lucerna<sup>85)</sup> geht von einer ausdruckslosen präglazialen Landschaft aus, in die die Täler erst während des Diluviums, die heute erhaltenen Talformen im wesentlichen aber erst durch die Gletscher der Stadien eingetieft wurden. Die Eintiefung vollzog sich so, daß jeweils von dem durch vereinzelte „Ranft-moränen“ und die Endmoränen des betreffenden Stadiums gekennzeichneten Eisrand an der absolut höhergelegene, aber relativ weniger eingetiefe jüngere Trog in den älteren Trog, weiter gegen die Scheitelregion zu, eingesenkt wird, so daß wir heute die ältesten, glatten Hänge an den Rändern

der Gebirge finden, während ihr Zentrum durch die gewaltige Schurfkraft der Gletscher zu scharfzackigen Scheitelruinen umgewandelt wurde. Dagegen ergeben sich schon theoretisch gewichtige Einwände, und zwar vor allem bei der Erklärung der Trog schlüsse. Sie entstehen nach Lucerna, der hier Ursache und Wirkung verwechselt, an der Zungenwurzel der Gletscher. Es ist unerklärlich, warum an dieser Stufe, an der das Eis einen Bruch bildet, eine Verdopplung der Trogkante eintreten soll, in den sich in der Trog schlüss kante zusammenschließenden Trogrund und das „Bindestück“ zur Karkante. Ein derartiges, durch eine „Ranftmoräne“ gekennzeichnetes „Bindestück“ soll sich nach Lucerna im Wurtental bei der Duisburger Hütte finden, doch lässt sich dort keine Karkante, zwischen dem Hochtrogrund und dem Taltrogrund keinerlei Verbindung und keine stadiale „Ranftmoräne“ feststellen. Die so genannten Ranftmoränen sind dort nichts anderes als die Moränen des 1850er Standes der auf den schmalen Flachkarren unter dem Weißsee-K. noch auf der alten Originalaufnahme eingezeichneten Firnflecken. Außerdem müsste aber nach Lucerna an den einzelnen stadialen Endmoränen durch Einschaltung eines neuen Troges eine entscheidende Änderung des Tal charakters eintreten, die sich aber bei keiner der zahlreichen Stadialmoränen in dem zu erwartenden Ausmaß beobachten ließ.

Die beste, rein glaziale Erklärungsmöglichkeit für Trogtäler stammt von Philippson, der den Trog als Normalbett, die Talhänge bis zur Schliff grenze als Hochflutbett der Gletscher bezeichnet. Die nachweisbar fluvia tile Anlage der Tröge im Sonnblickgebiet schließt eine Anwendung dieser Arbeits hypothese in der Sonnblickgruppe aus.

Nicht so sehr das zentrale Trogproblem, als die genaue Beschreibung glazialer Kleinformen beschäftigt Flückiger.<sup>32)</sup> Bemerkenswert sind besonders einzelne Teile der Ausführungen über die Rundhöckerfluren, vor allem die neuerliche Betonung der Wichtigkeit der Druckschwankungen im Eiskörper. Diese zuerst von A. Hamberg<sup>33)</sup> für die Erklärung von Rund hockern angewendeten Vorgänge müssen freilich selbst wieder erklärt werden. Ob die Helmholtzsche Wellentheorie den Weg zu dieser Deutung bietet, wie Flückiger behauptet, ist vorderhand noch nicht bewiesen. Von großer Wichtigkeit ist die von Flückiger betonte schwere Angreifbarkeit der Schichtflächen selbst relativ wenig widerstandsfähiger Gesteine, eine Erscheinung, die nicht nur für die Erklärung von Rundhöckerfluren von entscheidender Bedeutung ist.

2. Jene Forscher, die auch für das Diluvium das fließende Wasser als Hauptagens bei der Ausgestaltung der Täler annehmen, haben sich in erster Linie mit der Erklärung der Stufenmündungen auseinanderzusetzen. Die wichtigsten Grundlinien für diese fluvia tile Erklärung der Hängemündungen stammen von A. Heim.<sup>36a)</sup> Die Anschauung, daß durch die geringere Wassermenge der Nebenbäche das Rückwärtseinschneiden an ihnen derart abgebremst werde, daß der rückwandernde Gefällsbruch sich nicht von der Mündung loslöst, fehlt seit Heim fast in keiner Arbeit dieser Richtung. Dieser Fundamentalsatz der fluvia tiles Erklärung des glazialen Formenschatzes vermag aber keine der Mündungsstufen der Sonnblickgruppe zu er-

klären, weil sich die in den Haupttälern der Sonnblickgruppe festgestellten Schlußstufen des Hochtalsystems und der unmittelbar präglazialen Kerbe auch in den Seitentälern längst von den Mündungen losgelöst haben und, wenn auch mit verminderter Geschwindigkeit, in die Talhintergründe gewandert sind.

Sehr eigenartige Anschauungen entwickelte Diwald.<sup>27-29)</sup> Wertvoll ist an seinen Arbeiten nicht so sehr die auf Heim zurückgehende Erklärung des glazialen Formenschatzes als die Aufstellung neuer und brauchbarer morphologischer Begriffe. Die Erklärung der alpinen Trogtäler erfordert aber Kritik. Ich beschränke mich dabei, obwohl ich durch drei Wochen hindurch, die Ferwallarbeit<sup>28)</sup> Diwalds in der Hand, das Gebiet des Moos-, Fasul- und Schönferwalltales durchstreift habe, im wesentlichen auf die Arbeit aus dem Jahre 1926,<sup>27)</sup> weil die meisten Beispiele für diese Arbeit aus dem Gebiet der Sonnblickgruppe stammen. Zunächst versucht Diwald, die als typisch glazial angesehenen Formen, die in breiter Front abfallende Stufe und den Riegel, in seine Lehre von den fluviatilen Eintiefungsfolgen einzubauen. Es läßt sich aber an den Ablagerungen unterhalb der meisten breitfrontigen Stufen (Fleiß-, Weißental) eindeutig nachweisen, daß auch Bäche mit Spiegelseichte bei den größten Hochwässern nur einen relativ schmalen Streifen der Stufe überfließen und bearbeiten. Durch die Tätigkeit von Hangflächengerinnen kann aber niemals allein eine breite Stufenfront aus dem normalen, spitzwinkeligen fluviatilen Talkopf entstehen, da diese Gerinne, immer abhängig von der Falllinie, zusammen mit der Denudation, zwar Hänge zurückverlegen; aber nicht aus ihrer Expositionsrichtung drehen können. Noch weniger lassen sich die Riegel der Sonnblickgruppe auf die von Diwald geschilderte Weise erklären. Der Normalfall ist doch der, daß der fluviatile Riegeldurchbruch erst nach dem Schwinden des letzten Gletschers entstanden ist, während der Riegel selbst seine letzte stärkere Umbildung durch diesen Gletscher oder früher erfahren hat. Auf keinen Fall aber ist es umgekehrt, wie es Diwalds Riegelerklärung verlangt, nach der der Riegel durch seinen „Verbindungsgraben“ entstanden sei. Außerdem lassen sich weder bei den Riegeln der Sonnblickgruppe bei Hochwasser die von Diwald geschilderten Vorgänge nachweisen, da z. B. oberhalb des Gasteiner Riegelberges auch bei den stärksten Hochwässern nur Erosion in den Schottern des Böcksteiner Akkumulationsbodens, nicht aber am Felsgrund stattfindet, noch sind an allen jenen Stellen, wo die postglazialen Schluchten die Hochwässer zu fassen vermögen, Riegel entstanden. Die Bemerkung über die gleichbleibende Systembreite zeigt, daß Diwald bei seinen Systemen vor allem wirkliche Terrassen im Auge hat, die in den Tälern der Zentralalpen nur äußerst selten zu finden sind. Die Begründung der abnormen Breite der älteren Systeme durch ihre Kürze beruht auf der besonders auf der Nordseite der Tauern unmöglichen Annahme gleichmäßig absinkender Kämme. Im einzelnen findet Diwald fünf Systemgruppen. Die jüngsten Systemgruppen I und II sind durch die Mündungsstufen der Haupt- und Nebentäler gegeben, wobei die Eintiefungsenden der Systeme der Gruppe II in den Seitentälern in kurzen Abständen hintereinander folgen (Seitentalmündungsstufen), dagegen im Haupttal bei glei-

cher Systemtiefe weit auseinander liegen sollen. Die Gründe für diese verschiedene Ausbildung der Eintiefungen sieht Diwald 1. in der Erosionsverzögerung durch die geringere Wassermenge des Seitenbaches, 2. in einer Niederschlagsabnahme zur Gegenwart, die sich am stärksten an den Mündungen der Seitentäler ausgewirkt haben soll und 3. in einer durch das tieferliegende Haupttal erzeugten Grundwasserabsenkung in den untersten Teilen der Seitentäler. Punkt 1 wurde bereits bei der Besprechung der Ansichten Heims<sup>36a)</sup> als nicht ausreichend erkannt, Punkt 2 und 3 setzen die Mündungsstufe bereits voraus. Zwangsläufig kommt dann Diwald mit der zunehmenden Zahl der zusammengedrängten Systeme zu einer talab zunehmenden Höhe der Mündungsstufen, also ungefähr zum Gegenteil dessen, was sich tatsächlich beobachten läßt. Allerdings ist dabei unklar, was Diwald unter Hauptältern versteht. Aus der Arbeit läßt sich nur erkennen, daß das Salzachtal nicht zu den Hauptältern gerechnet wird, weil es keine Mündungsstufe der Systemgruppe I besitzt. Über den Mündungsstufen der Gruppe II folgt die Gruppe III mit weit auseinander liegenden Eintiefungsenden und schließlich die den Trogsschlüß bildende Gruppe IV mit enggedrängten Eintiefungsenden und großen Systemtiefen. Unzulänglich sind die Ansichten Diwalds über die Wirkungsweise der Gletscher. Die gute Erhaltung von Terrassen in den Talwurzeln bringt Diwald nicht mit der talauf abnehmenden Lichte der Eintiefungen in Zusammenhang, sondern erblickt darin einen Beweis für die Geringfügigkeit der Glazialerosion im Vergleich zur Denudation. Glaziale Zerstörung und Verschleifung präglazialer Gesetzmäßigkeiten soll im Talschlüß von Kolm vorliegen. In Wahrheit liegt dort eine Verwechslung eindeutiger Denudationsterrassen mit Erosionsterrassen vor. Das merkwürdige Querfließen des Eises läßt sich nirgends nachweisen. Typisch glaziale Formen sind für Diwald nur gewisse Kleinformen, besonders die „Wandstaffelreihen“. Vermutlich meint Diwald damit das in den Trogwänden häufig zu beobachtende Ausstreichen fester Bänke. Es finden sich weder in der Sonniblickgruppe noch im Ferwall, auch nicht bei der Darmstädter Hütte<sup>28)</sup> Beweise für die Anschauungen Diwalds. Der entscheidende Fehler Diwalds liegt darin, daß er heute noch gegen die rein glaziale Trogtheorie Pencks<sup>103)</sup> argumentiert und daß er die Hänge zwar in der Theorie, nicht aber bei der Geländearbeit mitverwendet. In einem Gebiet, in dem fast nur Gehängereste erhalten sind, ist die Beachtung von Hangflächengrenzen alles eher als nutzbringend, weil man dadurch die Erosionssysteme übersieht und auf die Denudationsterrassen gerät.

Ein für die praktische Geländearbeit wichtiger Begriff ist die von Maull<sup>95)</sup> in den Vordergrund gestellte „Formengruppe“. Dieser Begriff findet sich, freilich nicht als Terminus, dafür aber praktisch angewendet, schon in den AEZ.<sup>103)</sup> Auch die Verfolgung von drei Talsystemen im Mölltal durch Morawetz<sup>98)</sup> entspricht diesen Grundsätzen. Das jüngste von diesen Systemen, das System III, soll nur in den Stufenmündungen erhalten und präglazialen Alters sein, was ziemlich unmöglich ist. Denn einerseits finden die an den Mündungsstufen ausstreichenden, noch während der Stadien vom Eis bearbeiteten Talböden, da sie ihre absolute Höhenlage in erster Linie

dem Ausmaß der Eiserosion verdanken, keinerlei Fortsetzung in Leisten- oder Talkanten und gehören daher keinem fluviatilen System an, anderseits sind die Schluchten, die die Mündungsstufen zerschneiden, zum größten Teil erst postglazial, ihre ältesten Teile, da es sich durchwegs um glaziale Mündungsstufen handelt, höchstens erst nach der ersten Eiszeit, auf keinen Fall aber präglazial entstanden. Auf Grund dieses Systems kommt Morawetz, obwohl er Eisstagnation am Talgrund für unmöglich hält, zu einer sehr geringen glazialen Umgestaltung der Täler. Wichtig ist, daß das System I, der als stufenlos gekennzeichnete Hochtalboden, nach Morawetz, vom oberen Mölltal nicht um das Knie von Winklern herum, sondern über den Iselsberg hinwegziehen soll, so daß also mit einer sehr jungen Anzapfung zu rechnen wäre. Vollkommen unbegründet ist dagegen die von Morawetz angenommene sehr junge Reißbeckhebung im Betrag von 200 bis 300 m, denn die Verbindung der Hochtalreste bei Außerfrágant mit den ganz anders gearteten breiten Riedeln am Westrand der Reißbeckgruppe (1600 m) ist durch nichts gerechtfertigt.

Auf der N-Abdachung der Sonnblickgruppe verfolgt Schmuck<sup>120)</sup> seinen Hochtalboden, den er als ein 400 bis 600 m in das Firnfeldniveau eingesenktes Talsystem charakterisiert. Keiner von den angeführten Hochtalböden der N-Seite entspricht allerdings diesen Bedingungen. Die angeführten Talböden haben zueinander keine Beziehung, was besonders bei dem durch den Grieswiesbergsturz gestauten Akkumulationsboden der Grieswiesalm erleuchtet, und außerdem haben sie, da dem Maschloden des Seidlwinkels (1300 m) an der Raurismündung Hangreste in 1200 bis 1300 m Höhe entsprechen sollen, praktisch kein Gefälle. Dementsprechend gehören auch die unter diesen Böden folgenden Engstrecken nicht zusammen. Viel besser sind die Beobachtungen Schmucks auf der S-Abdachung. So wurde das Kleinfráganttal und das Großfráganttal bis zur Moosalp richtig als Hochtal erkannt, diesen Böden aber dann der Trogboden bei der Wurtenalm zugeordnet, obwohl er von deutlichen, 300 m unter den Flachkarren liegenden Trog-schultern begleitet wird. Zwangsläufig kommt Schmuck dazu, den typischen, in das Flachkarsystem eingesenkten Hochtrog, in dem die Zunge des Wurten-gletschers liegt, dem Flachkarsystem zuzuordnen. Das alles ist um so unverständlich, als Schmuck zwischen Innerfrágant und Außerfrágant die Hochtalreste ziemlich richtig verfolgt. Das Bestreben, alle Stufen fluviatil zu erklären, führt aber Schmuck in der Großfrágant dazu, die Bedeutung der wirklich fluviatil angelegten Stufe unterhalb der Moosalp durch Einführung eines sonst nirgends vorkommenden Zwischenstufenbodens zu verkleinern. Im Mölltal gelangt Schmuck zwischen Winklern und Obervellach durch Verwechslung der zahlreichen Schichtkopfleisten mit Erosionsformen zur Aufstellung von sechs Niveaus. Das dritte Niveau soll das Hochtalssystem sein, das also Schmuck hier wesentlich tiefer annimmt als Morawetz, wodurch er zu schwer erklärbaren Stufenmündungen im Hochtalssystem kommt. Morawetz folgend, verlegt Schmuck die Anzapfung bei Winklern zwischen Niveau I und II, da die 1300-m-Leiste des oberen Mölltales („Hochtal“) angeblich noch über den Iselsberg hinwegzieht. Auf Grund einer Wanderung

über den Iselsberg möchte ich das bezweifeln. Das ziemlich gesicherte altglaziale Alter dieses Systems macht seine Verbreitung bei Winklern, das Mitmachen des früher entstandenen Möllknies verständlicher. Nichtsdestoweniger beruhen die Ausführungen Schmucks über das obere Mölltal auf diesem falsch datierten Hochtalsystem. Die Ausscheidung der „Hochtalböden“ im Mölltal und seinen Seitentälern widerspricht wieder Schmucks eigener Definition, da diese Talböden nicht direkt in das Flachkarsystem, sondern in das eigentliche Creutzburgsche Hochtalsystem<sup>22)</sup> eingesenkt sind. Die vielen Stufen über und unter diesen „Hochtalböden“ werden erwähnt, aber nicht erklärt. Nur ganz allgemein wird von einer stufenreichen Verbindung dieser Böden mit den bedeutend tiefer gelegenen Mölltalleisten gesprochen. Das Große Zirknitztal konnte von Schmuck offenbar nicht mehr bis in den Talschluß begangen werden. Die eindrucksvolle Reihe der hohen Mündungsstufen zwischen Heiligenblut und Obervellach wird zwar in der Arbeit nicht erklärt, veranlaßt aber doch Schmuck zu der Bemerkung, daß die Talteile unter seinem gestuften „Hochtalsystem“ einen „übertieften Eindruck“ machen.

Schon aus dieser Bemerkung läßt sich erkennen, daß die Unterschiede in den Meinungen heute nicht mehr allzu scharf sind. Noch deutlicher wird das bei jenen Forschern, die den Gletschern zwar keine namhafte Tiefenerosion, wohl aber eine auf anderen Wirkungsweisen beruhende, wichtige Rolle für die Entstehung des Trogbildes zuzubilligen. Hier ist De Martonne<sup>93), 94)</sup> zu nennen, dessen Anschauungen über die präglaziale Verjüngung der Alpen heute so ziemlich Allgemeingut der alpinen Glazialmorphologie sind. Die wichtige unmittelbar präglaziale Einkerbung läßt sich aus der Lage der Trogschlüsse nach dem Muster Lehmanns<sup>69)</sup> derart exakt beweisen, daß es der noch unsicheren stratigraphischen Beweise nicht unbedingt bedarf. Die Ansichten De Martonnes über die Trogbildung und besonders über die Stufenumbildung sind stark umstritten. Vor allem läßt sich ein gewisser Widerspruch insofern feststellen, als einerseits die diluviale Talvertiefung allein der interglazialen Flußerosion zugewiesen wird, anderseits bei der Besprechung der glazialen Stufenumformung die glaziale Tiefenerosion stark betont wird. Es sei gleich hier betont, daß über den Begriff der glazialen Stufenverschärfung beträchtliche Unklarheit herrscht. De Martonne versteht darunter im Gegensatz zu Burger<sup>19)</sup> eine Stufenversteilung, die auf der an den präglazial vorgebildeten Stufenabfällen auftretenden Reibungs- und daher Erosionsverminderung der Gletscher beruhen soll. Daß auch auf steilen Stufenabfällen unter bestimmten Voraussetzungen noch Tiefenerosion stattfindet, beweisen die guterhaltenen Schritte auf dem mit 50° geneigten Stufenabfall der Wurtentalmündung. Lautensach<sup>63)</sup> ist nur bei der Kritik der Formel De Martonnes insofern zu weit gegangen, als er, die Formel De Martonnes in allzu konsequenter Form auslegend, zu der Ansicht kommt, daß präglaziale Stufen durch das Eis niedergeschliffen werden müssen. Die Ergebnisse Lautensachs selbst beweisen das Gegenteil. Im Gegensatz zu seinen eigenen Ausführungen über die glaziale Stufenumbildung nimmt De Martonne an, daß die Gletscher vom Eisrand an nur

lateral erodieren. Es mutet sonderbar an, daß der Forscher, dem wir die Lösung des Problems der Troganlage zu einem Großteil verdanken, an der Koinzidenz von Trog- und Eisrand festhält. Sehr schwach sind auch die Beweise gegen die glaziale Entstehung von Riegeln und Hängemündungen,<sup>94)</sup> die De Martonne im Vesubietal zu finden glaubt. Es handelt sich bei den, außerhalb der tiefsten Moränen beschriebenen, pseudoglazialen Formen durchwegs um Erscheinungen, die auch den meisten ostalpinen Morphologen aus den Kalkalpen bekannt sind. Durch das von De Martonne selbst angeführte Zusammenfallen dieser Formen mit der Verbreitung der Tithonkalke werden diese Erscheinungen glazialmorphologisch uninteressant. Denn, daß es im verkarstungsfähigen Gestein zur Bildung von Riegeln und Hängemündungen kommt, besagt nichts gegen die glaziale Entstehung derartiger Formen im undurchlässigen Gestein.

Einen, allerdings nur im Grundsätzlichen, ähnlichen Standpunkt nimmt Sölch<sup>127-130)</sup> ein. Ausgangspunkt der glazialen Umformung ist ein unausgeglichenes präglaziales Relief, in dessen Tälern mehrere Gefällssteilen mit einer von der Wassermenge, dem Gestein und der Gesteinslagerung abhängigen Geschwindigkeit aufwärts wandern. Von den zahlreichen Gefällssteilen, die durch Hebungen verursacht wurden, hebt Sölch besonders eine vorpontische und eine oberpliozäne hervor, die ungefähr den in dieser Arbeit hervorgegangenen Eintiefungen des Hochtales und der unmittelbar präglazialen Kerbe entsprechen. Die Gesetzmäßigkeit der Lage der Talköpfe der einzelnen Eintiefungen wird besonders durch die die Gefällssteilen sammelnden Härtebänke gestört, so daß die Zahl der Stufen in den einzelnen Tälern des gleichen Talsystems nicht gleich zu sein braucht. Die Behinderung der rückwandernden Gefällssteilen an Härtestufen vermochte in der Sonnblickgruppe jedoch nicht die in allen Tälern festgestellten Talköpfe des Hochtal-systems und der präglazialen Kerbe zu vereinigen. Da die den Mündungsstufen der Seitentäler entsprechenden Haupttalstufen fehlen, ist eine Erklärung dieser Mündungsstufen durch gebremste Gefällssteilen nicht möglich. Konfluenzstufen, die einige Kilometer oberhalb von Konfluenzstellen liegen, können allerdings nicht mehr rein glazial erklärt werden.<sup>130)</sup> In vielen Fällen aber, wie z. B. bei den Stufen oberhalb Mayerhofen im Zillertal, sind es doppelte Mündungsstufen mit Lehmannschen Mündungskaren.<sup>69)</sup> Bei allen großen Gletschern läßt sich bei Beachtung der Blaublätter immer wieder die sofortige Breitenreduktion einmündender Nebengletscher beobachten, so daß es fast niemals zur Bildung jener glazialen Leisten kommen kann, die von den Kanten glazialer Stufenmündungen wegziehen sollen. Die Zahl epigenetischer Talstrecken ist sicher größer als heute noch, wegen der seltenen Beweismöglichkeiten, in den Alpen angenommen wird. Die Rinnen zu beiden Seiten des Badgasteiner Riegelberges sind aber höchstwahrscheinlich nicht nacheinander, durch epigenetische Laufverlegung entstanden, sondern gleichzeitig durch die beiden Zungen und Schmelzwasserbäche des Gasteiner γ-Gletschers. Obwohl an den Stufen der Sonnblickgruppe die von Sölch<sup>130)</sup> geschilderten Schrägsimse fehlen, können sie selbstverständlich in den Interglazialzeiten unter Schuttschutz gestanden sein. Ebenso wie bei den Epigenesen konnte

aber durch den Schutz der interglazialen Schutt- und Schwemmkegel nur eine Festlegung und Erhaltung der Gefällssteilen bewirkt werden. Die Umbildung der Gefällssteilen zu den oft gewaltigen Stufenfronten unserer Alpentäler wird dadurch nicht erklärt. Das bekannte „Einprägen“ kleinerer Eiskörper in die Felsflanken wird, wie die dadurch entstandenen, gebleichten „Abdrücke“ zeigen, in erster Linie durch den Eisschurf am Boden erzeugt und durch die Schwarzweiß- oder Randkluftwirkung nur etwas erleichtert. An den heutigen Gletscherrändern kann man nur in den seltensten Fällen „Schwarzweißkehlen“<sup>130)</sup> feststellen. An den Troghängen werden sie oft mit den, im ehemals vergletscherten Gebiet überaus häufigen „geschliffenen Schichtkopfstreifen“<sup>53)</sup> verwechselt. An den vielen Trogwänden in der Sonnblickgruppe konnten weder Schwarzweißkehlen noch Schwarzweißleisten beobachtet werden.

Von den fünf im Bereich der Sonnblickgruppe verfolgten Systemen Seefeldners<sup>121)</sup> liegt das altpliozäne System I im Gasteiner Tal beim Valerichaus 1950 m hoch und fällt dort mit der von Distel<sup>34)</sup> und Creutzburg<sup>22)</sup> verfolgten Trogschulter zusammen. Die Datierung erfolgt mit Hilfe der Hausruckschotter am Alpenrand, ohne Berücksichtigung der großen Entfernung und der tektonischen Fehlerquellen. Im Hüttwinkel verlegt Seefeldner Niveau I in den postglazialen Bergsturz des Durchgangwaldes und findet zu diesem System Fortsetzungen. Auch zu dem von den Härtestufen des Bären- und Kesselfalles ausgehenden Systemen II und III (beide oberpliozän) findet Seefeldner Hangreste. Für das an der Böcksteiner Konfluenzstufe endende, tiefgelegene System IV wird ohne Grund ein präglaziales Alter angenommen, wodurch es dann leicht fällt, den Betrag der Glazialerosion als gering anzunehmen. Alle diese und auch noch das als interglazial bezeichnete System V, als dessen Talkopf Seefeldner die Gasteiner Stufe bezeichnet, steigen gegen Laderding angeblich widersinnig an und weisen auf eine jungdiluviale Verbiegung hin. Die Mehrzahl dieser Systeme besteht jedoch überhaupt nicht und der Rest steigt gegen Laderding nicht infolge einer Verbiegung, sondern infolge der stärkeren Zurückschniedung der Gehänge etwas an. Die Bärenfallstufe wird 1929<sup>122)</sup> als Endpunkt der interglazialen Zerschneidung einer präglazialen Stufe angesehen, die den „präglazialen“ Talboden des unteren Naßfeldtales abschloß. 1933/34<sup>124)</sup> ist der Bärenfall der Endpunkt einer oberpliozänen Einkerbung, ohne daß sich an irgend einer Stelle dieser Arbeit eine Begründung für diese Vordatierung finde. Durch diese Unsicherheit in der Terrassenverfolgung verlieren auch die daraus gefolgerten Ansichten über das Alter des Salzachdurchbruches an Wert. Nicht berührt werden von dieser Kritik die besonders im „Führer“<sup>122)</sup> niedergelegten, wertvollen Beobachtungen, namentlich aus dem Gebiet des Sigritztales. Zu den Ansichten Seefeldners über die Entwicklungsgeschichte der Taxenbacher Enge konnte ich bei den Wanderungen, die ich im Bereich der Enge unternahm, zunächst nur feststellen, daß der Verlauf der älteren Systeme nicht gerade für die angenommenen jüngsten Verbiegungen spricht.

Die Form der Täler wird nach Bobek<sup>10)</sup> durch eine Reihe von pliozänen En-bloc-Hebungsruinen bestimmt, die zur Bildung mehrerer präglazialer

Stufen führten. Bobek hat auch die fluviatile Erklärung der Mündungsstufen übernommen, trotzdem die Lage und die Form der Stufen an der Mündung der Gunggl und des Zamser Grunds mit dem von ihm betonten „physiologischen“ Wesen der Eintiefungen nicht übereinstimmen. In bezug auf die Hangentwicklung hebt Bobek mit Recht die Bedeutung der Ansichten W. Pencks hervor. Sie allein bieten vorderhand als Arbeitshypothese die Möglichkeit, die „Zählebigkeit“ der Formen zu erklären. Andernfalls dürfte man auch in den nie vergletscherten Gebieten nicht die Talböden durch die Verbindung der Hangreste rekonstruieren. Die Rekonstruktion von Talböden durch die Verlängerung von Seitentalböden ist in einem glazial so stark bearbeiteten Gebiet unhaltbar. Durch diese Art der Rekonstruktion kommt Bobek zu fünf unter dem Hochtal system gelegenen Talständen, zu denen man jedoch bei unbefangener Beobachtung der oft kaum ersteigbaren Steilhänge der Gründe kaum kommen würde. Bemerkenswert ist aber, daß Bobek, bestrebt, eine Synthese der Anschauungen von Heim<sup>36a</sup>) und Penck<sup>103</sup>) zu finden, von der in den letzten Jahren vorherrschenden, rein fluviatilen Erklärung abgeht und dem Eis eine zwar mäßige, aber entscheidende Rolle bei der Ausgestaltung der Täler zuschreibt. Wohl werden alle Stufen als fluviatil angelegt angesehen, doch wird die Umformung der Kerbstufe zur breit-frontigen Vollstufe richtig als spezifisches Eiswerk angesehen. Die glaziale Stufenumformung ist nach Bobek auf keinen Fall eine Stufenabschrägung, sondern eine Stufenerhöhung, die durch die sogenannten „Fußkolke“ hervorgerufen werden soll. Diese Erklärung, die sich bereits in der ungedruckten Dissertation Burgers (Wien 1932) vorfindet, von Bobek aber unabhängig wieder entdeckt wurde, reicht für die Erklärung der kaum mehr zu bestreitenen glazialen Stufenerhöhung nicht aus. Für den oberen Zemmgrund wird, unter Benützung lokaler Erosionsbasen, das Fehlen einer interglazialen fluviatilen Erosion angenommen und damit ein Betrag von 150 m für die glaziale Erosion errechnet.

3. Zu jenen Morphologen, die neben der Vorformung durch das Wasser auch eine beträchtliche Tiefenerosion der Gletscher in den Tälern annehmen, zählt zunächst E. Richter,<sup>116</sup>) bei dem sich bereits der Gedanke der fluviatilen Vorformung der Trogtäler und Trog schlüsse und Hinweise auf die glaziale Stufenverschärfung finden. Diese Gedankengänge wurden 1912 von Distel<sup>24</sup>) und Lautensach<sup>63</sup>) in verschiedener Weise mit einer heute seltenen Gründlichkeit ausgebaut. Lautensach verlegt die fluviatile Anlage der Tröge des Tessingebietes in das erste Interglazial, in dem sich, ausgehend von den wenig ausgeprägten Übertieflungsstufen der ältesten Eiszeit, fluviatile Ausgleichskerben in den präglazialen Talböden einsenkten. Diese Kerben wurden dann in den folgenden Eiszeiten übertieft und zu den heute sichtbaren, gestreckten Taltrögen umgestaltet. Eine zweite interglaziale Zerschneidung ließ dann die Sobrioterrasse entstehen. Bei der Widerlegung der Formel De Martonnes kommt Lautensach zu der Ansicht, daß das Eis präglaziale Gefällsbrüche beseitigt, und verteidigt dementsprechend später seine Ansicht gegenüber Distel. Lautensach selbst weist auf einen schwachen Punkt seiner Anschauungen, die Erklärung der über die Zungenbecken hinweg-

ziehenden Trogschlütern hin. Tatsächlich fehlen hier im Vorland die für die Annahme einer interglazialen fluviatilen Troganlage notwendigen Über-tieflingsstufen. Immerhin könnte man hier, Lautensach folgend, eine, durch eine interglaziale Hebung der Alpen ausgelöste interglaziale Ein-tiefung annehmen. Die eigentlichen Schwierigkeiten, auf die bereits W. Penck<sup>110)</sup> in einer kurzen Notiz hingewiesen hat, liegen aber in den Alpen. Die Trogschlütern, die, wie Lautensach selbst beschreibt, stufenlos über die höchsten Konfluenzstufen hinwegziehen, werden nämlich einerseits als Reste des unmittelbar präglazialen Talbodens, dann aber wieder als Reste des altglazialen Trogbodens aufgefaßt. Es wird dadurch auch verständlich, warum die altglazialen Stufen Lautensachs „kaum merkbar“ sind. Das Eis aber soll zwar die präglazialen Gefällsbrüche beseitigt, die niedrigen interglazialen Talköpfe jedoch zu hohen Trogschlüssen verschärft haben.

Ein Beweis für die Überzeugungskraft der Lautensachschen Aus-führungen ist die Arbeit Creutzburgs.<sup>22)</sup> Dieser Forscher, der die Tröge der Ankogelgruppe in ausgezeichneter Weise beschrieb, verwendete für ihre Erklärung die gleichen Kräfte in den gleichen Zeiten, trotzdem auch er, im Widerspruch zu sich selbst, auf das stufenlose Hinwegziehen des Hoch-talsystems über hohe glaziale Strömungsstufen hinwies. Auch an der ein-zigen Stelle, von der Creutzburg eine Stufung des Hochtrogsystems be-schreibt, bei der Schönaustufe im Maltatal, gibt es keine.

Trotzdem die Arbeit Distels<sup>24)</sup> über die Tauerntäler in der Beschrei-bung hinter der von Creutzburg<sup>22)</sup> zurücksteht, ist sie in der Deutung weitaus konsequenter. Die Deutung entspricht auch dem tatsächlichen Formenschatz besser. Distel erblickt im Trogschluß den Endpunkt einer un-mittelbar präglazialen, fluviatilen Kerbe, die durch das Eis am weiteren Rückwärtswandern verhindert wurde. Obwohl sich nachweisen läßt, daß die Lage der Trogschlüsse nicht durch das Eis bestimmt wurde, ist doch der Gedanke der unmittelbar präglazialen, fluviatilen Vorkerbung für die Tauern-täler von größter Bedeutung. Daneben fallen die Mängel in der Distelschen Beschreibung der Täler kaum ins Gewicht. So wird einerseits die Rolle von Bergstürzen für das Formenbild in der Seidlwinkelklause und oberhalb der Maschlweitung überschätzt, bei Bucheben, an der Krumlmündung und oberhalb des Bodenhauses anderseits Bergsturzmaterial für anstehendes Gestein gehalten. Auch der wichtige Einfluß des Gesteins wird von Distel bei der Be-schreibung des Seidlwinkeltrogschlusses und im mittleren Naßfeldtal zu wenig gewürdigt. Bei der Verfolgung des Naßfeldtrograndes kommt daher Distel zu viel zu hohen Werten, weil er irrtümlich einer Gneisbankterrasse folgt. Die Stufe von Bad Gastein wird überhaupt nicht und der Siglitztrog unzureichend durch die Schutthalde erklärt. Am Innsbrucker Geographentag 1912 suchte Distel<sup>25)</sup> durch den Nachweis von Stufen im Verlauf der Trogschlütern seine Anschauungen zu bekräftigen. Diese Stufen, die sich nach Distel über den Trogschlüssen finden sollen, hat schon Lautensach<sup>63)</sup> angezweifelt. Tatsächlich sind die Gründe, die Distel für ihre Entstehung anführt, nicht zwingend. Dazu kommt, daß im Fuschartal, wo sich eine solche Stufe befinden

soll, die Trog Schultern ebenso stufenlos sind wie in den Tälern der benachbarten Sonnblickgruppe.

Die Arbeit der Schweizer Geologin Heydweyller<sup>37)</sup> über das Tessin-gebiet war für mich aus zwei Gründen wichtig: 1. wird fast das gleiche Ge-biet behandelt wie bei Lautensach<sup>63)</sup> und 2. handelt es sich im Tessin-gebiet um ähnliche Gesteine und Lagerungsverhältnisse wie in der Sonnblick-gruppe. Was sofort auffällt, ist die Sicherheit in der Beurteilung der Struk-turformen. Mit vielem Recht wird hervorgehoben, daß sich in den Schiefern, die auf den geologischen Spezialkarten als homogene Gesteine bezeichnet wer-den, die meisten Schichtterrassen finden. Die Verfasserin lehnt daher nicht nur die zahlreichen Terrassen der Heim-Bodnerschen Schule, sondern auch Teile von Lautensachs Petanettalboden ab. Auch auf die Schwierigkeiten der Erklärung der breiten Stufenfronten durch fließendes Wasser und der Hängemündungen durch die Erosionsverzögerung an den Nebenbächen weist Heydweyller hin, wie auch auf den bekannten Widerspruch Lautensachs in der Auffassung der Bedrettoterrasse. Die eigenen Anschauungen über die Talformen des Tessins enttäuschen etwas. Besonders die Heranziehung der selektiven fluviatilen Erosion und der „karigen Rückwitterung“ der Wände über den Trog Schultern reichen für die Erklärung alpiner Talformen nicht aus.

Ampferers<sup>4)</sup> Erklärung der alpinen Trogform mit Hilfe der Gewölbe-spannungen in den eiszeitlichen Talgletschern versprach mehr Erfolg. Aller-dings treffen diese zum erstenmal 1904 veröffentlichten Anschauungen höch-stens für die höheren Teile der Gletscher zu, während für die tieferen die ganz anderen Gesetze für zähflüssige Massen gelten.<sup>32)</sup> Gerade die Ausweitung und Vertiefung der untersten Teile der unmittelbar präglazialen Kerbe ist aber der Angelpunkt des Tropfproblems. Die Außerachtlassung dieser Unterschiede lässt es begreiflich erscheinen, daß die Tröge sehr oft anders aussehen, als man nach der Gewölbetheorie erwarten sollte. Die starke Übertiefung des engen oberen Seidlwinkeltroges, das schöne Tropfprofil des breiten Naßfeld-bodens sind solche Ausnahmefälle. In Widerspruch zu den Talformen steht besonders die Meinung Ampferers, daß präglaziale Stufen vom Eis stets niedergeschliffen wurden. Daß nirgends in den nur fluviatil geformten Alpen-teilen im wasserundurchlässigen Gestein Stufen von jener Höhe auftreten wie in den ehemals vergletscherten Gebieten, widerlegt diese Anschauung. Außer-dem gibt es den von Ampferer gezeichneten unbewegten Eiskeil unter der Stufe nicht.

Auch für Burchard<sup>17)</sup> ist die Größe der Reibung zwischen dem Eis und dem Felsgrund das Maß für die glaziale Erosion, und zwar sind es wieder die Flachstrecken ober- und unterhalb der präglazialen Stufen, die die stärkste glaziale Erosion haben sollen. Es wird also auch durch die Coulombsche Reibungsformel nur die Erhaltung, nicht aber die Vergrößerung der Stufen erklart. Obwohl Burchards Formel überhaupt nur einen Sinn hat, wenn man glaziale Tiefenerosion annimmt, wird vom Autor der Formel die diluviale Vertiefung unter das präglaziale System „H“ der interglazialen Flußarbeit zugewiesen. Alle Formeln für die Eiserosion gehen aber insofern

am eigentlichen Problem vorbei, als die Hauptbeträge der glazialen Tiefenerosion nicht durch die dabei berücksichtigte schleifende, sondern durch die nicht erfaßte splitternde Eiserosion erzielt werden. Die Eiserosion findet daher mit der Glättung des Felsgrundes nicht ihr Ende, weil es nie zu einer allgemeinen Glättung kommt.

Ein eigenartiges Zusammenwirken von Glazialerosion und interglazialer Flußerosion beschrieb Machatschek<sup>90)</sup> aus dem Wallis. In den im Verhältnis zum Wallis schmäleren Tälern der Sonnblickgruppe besteht diese Möglichkeit der Trennung von interglazialen und glazialen Talböden nicht.

Von großer Bedeutung sind die Anschauungen O. Lehmanns,<sup>66-74)</sup> die größtenteils auch zur Erklärung der Talformen der Sonnblickgruppe geeignet sind. Vor allem sind es die Ausführungen über die selektive Glazialerosion,<sup>69)</sup> die Wannenbildung durch die verminderte Eiserosion an den Riegeln und der Beweis der unmittelbar präglazialen fluviatilen Anlage der Tröge durch die Lage der Trogsschlüsse. Besonders wichtig erscheinen mir auch die von Lehmann<sup>72)</sup> bei der Aufzählung der vier Möglichkeiten für die Entstehung von Hängetälern angegebenen Beurteilungsmerkmale besonders für die Fälle II und III. Die für den Fall II aus den Rehbockschen<sup>115)</sup> Fließweisen des Wassers abgeleiteten Merkmale sind allerdings als Beweis gegen eine vorwiegend fluviatile Entstehung der alpinen Talformen nur beschränkt brauchbar, denn die meisten Forscher, die diese Richtung vertreten, nehmen einen zwar geringen, aber die fluviatilen Stufen modifizierenden Beitrag glazialer Tiefenerosion an. Nur besonders starke skulpturelle Unterschiede der Höhen der Mündungsstufen verlegen diese Erklärungsmöglichkeit und beweisen die glaziale Übertiefung. Die Möglichkeit, die Tröge in der Sonnblickgruppe ohne „fluviatile Sondervertiefung“ nur durch die Voraarbeit der Gletscher der Vorstoß- und Rückzugsstadien zu erklären, wird durch die Lage der Trogsschlüsse unmöglich gemacht. Hervorzuheben ist auch die exakte Ermittlung eines Höchstbetrages der unmittelbar präglazialen fluviatilen Erosion.<sup>69)</sup> Es wurde aber schon erwähnt, daß dieser Grenzwert besser dem tatsächlichen Erosionsbetrag anzunähern ist, wenn man an der Mündung der kleinen Seitentröge und nicht an ihrem Trogsschluß mißt. Auch die Ausführungen über die doppelten Stufenmündungen erwiesen sich in der Sonnblickgruppe als besonders brauchbar. Man kann in der Sonnblickgruppe allerdings oft nicht von „Mündungskaren“ sprechen, weil die Längserstreckung dieser Formen zu groß ist. Die Bezeichnung „Mündungströge“ kennzeichnet diese Formen besser. Mit Hilfe der Mündungströge des Naßfeld- und Seidlwinkeltales gelang es, den Nachweis für zwei Interglazialzeiten zu erbringen. Diese Beweisführung unterscheidet sich insofern von den Gedankengängen Lehmanns, als sie auf dem Nachweis von drei verschiedenen alten Trögen in einem Tal beruht. An den von Lehmann herangezogenen doppelten Mündungsstufen der Adamellogruppe lassen sich dagegen nur zwei Eiszeiten nachweisen.

In der Arbeit Burgers<sup>19)</sup> findet sich eine Reihe neuer Gedanken. Die Ausführungen über die glaziale Terrassenverschärfung sind zwar unklar, doch ist es richtig, daß das Gesamtausmaß der glazialen Seitenerosion in den

untersten Teilen der unmittelbar präglazialen Kerbe am größten ist. Daß daran die Vorarbeit der weniger mächtigen Gletscher der Vorstoß- und Rückzugsphasen der einzelnen Eiszeiten beteiligt ist, ist ziemlich wahrscheinlich, daß aber die Trog Schultern flacher geböscht sind als die Hangreste des Hochtalsystems, aus denen sie entstanden sind, wurde von Burger nicht bewiesen. Bei den Ausführungen über den Krümmungsdruck vermißt man eine Unterscheidung zwischen vertikaler und horizontaler Prallwirkung. Außerdem kann beim Übergang von der steilen auf flache Bahn nur eine Stufen erhöhung, niemals aber eine Versteilung eintreten. Auch die glaziale Erhöhung der Stufen erfolgte jedoch nur zum geringsten Teil durch diesen Krümmungsdruck. Es müßten sonst die tiefsten Teile der Wannen unmittelbar unterhalb der Stufen liegen. Tatsächlich liegen aber diese tiefsten Teile der Talwannen sehr oft unmittelbar oberhalb der talauswärts abschließenden Riegel. Auch der horizontale Prall ist wegen der relativ geringen Geschwindigkeiten der Eismassen nicht zu überschätzen. Nur an besonders scharfen Biegungen lassen sich Prallwirkungen beobachten. Schwächere Biegungen werden dagegen nicht verschärft, sondern im Gegenteil gestreckt.

Als letzte Arbeit dieser Richtung wäre die Dissertation von H. Bauer<sup>b)</sup> zu nennen. Es wurde schon erwähnt, daß die bei der vorliegenden Arbeit in den Vordergrund gestellten Ansichten über die Bedeutung des ausgeglichenen Gefälles des Hochtalsystems sich bereits in einem kurzen Satz in der Arbeit von Bauer finden. Anscheinend hat die Verfasserin die Bedeutung dieser Tatsachen nicht erwogen. Nur so ist es zu verstehen, daß sie es nicht wagt, die Hängemündungen der Schobergruppe glazial zu erklären.

## Die Kare und die Gipfel.

### A. Nordabdachung.

#### Das Seidlwinkeltal.

Der Talschluß des Seidlwinkels wird von weiten, wenig geneigten Karböden umgeben. Die Gipfel ragen über die obersten Teile dieser Karböden im allgemeinen nur mehr 300 m auf. Das Bild wird durch die große, flachlagernde Marmorplatte bestimmt, die fast den ganzen Talhintergrund oberhalb des Tauernhauses einnimmt. Im größeren östlichen Teil fallen die Marmorbänke von einer Linie, die ungefähr vom Hochtor zum Fuschertörl verläuft, sehr flach gegen NNE. Im W ist das Fallen ebenso flach gegen SW gerichtet. Die flachgeneigten Karböden unter dem Heiligenbluter Hochtor senken sich dagegen durchwegs gegen N. Es ist das ein untrügliches Zeichen dafür, daß diese flachen Böden Schnittflächen sind. Im einzelnen treffen wir allerdings infolge des spitzen Schnittwinkels viele Schichtflächenstücke, die durch 1 bis 50 m hohe Schichtstufen voneinander getrennt werden. Gerade das Zutagetreten dieser Schichtstufen und das Vorhandensein der vielen kleinen Schichtflächenstücke ist ein Beweis für die „skulpturelle“ Entstehung der Gesamtfläche. Unter den unzähligen Schichtstufen fallen vier besonders mächtige durchziehende Bänke auf. Die unterste Bank zieht um den Haupt-

trogschluß des Seidlwinkels herum und bildet mit ihrer Oberfläche die dort beschriebene Denudationsterrasse. Die zweite Marmorbank verursacht wahrscheinlich die kleine Stufe im Seidlwinkelhochtal und bildet die große Schichtterrasse im W-Hang des Wurzenkogels. Die dritte Stufe bildet die Weißenbachwände und den größten Teil des Plattenkars. Erst die vierte Marmorbank, die vom Großen Woazköpfel, 2389 m, ausgeht, bildet die Schichtköpfe westlich vom Hochtor. Die ganze große Fläche der Marmortafel ist verkarstet, jedoch in einer anderen Weise als die Hochflächen der nördlichen Kalkalpen. Besonders fehlen wegen der stark ausgeprägten und sehr dünnen Schichtung Rillenkarren, während Kluftkarren sehr häufig sind. Infolgedessen besitzt das ganze Kar zwischen dem Mittertörl und dem Wurzenkogel nur zwei ständig fließende kurze Bäche.

Bei der Entstehung dieser Flachlandschaft sind drei Momente zu berücksichtigen: 1. Die präglaziale Anlage, 2. die glaziale und stadiale Umgestaltung und 3. die beide Abschnitte beeinflussenden Vorgänge, die zur Herausbildung der auffallenden strukturellen Züge und der Karstformen führten. Zwischen dem Mittertörl und dem Wurzenkogel tritt uns diese alte Flachlandschaft heute in der Form eines einzigen großen Kares entgegen. Da der sanft geneigte und weite Boden dieses Kares nur in geringer Tiefe unter den meisten Gipfeln der Karumrahmung liegt, bezeichnen wir diese Art von Karen als Flachkare. Es ist damit zum größten Teil das gemeint, was Creutzburg<sup>22)</sup> als „Firnfeldniveau“, andere als „Großkarniveau“ bezeichnen.<sup>23), 120)</sup> Der Ausdruck „Firnfeldniveau“ wurde nicht übernommen, weil er in der morphologischen Literatur größtenteils mißbräuchlich verwendet wird. Schon die Koppelung eines glazialologischen Begriffes mit einem morphologischen ist bedenklich und hat zu einer vorschnellen Einordnung verschiedener Firnfelder der Hohen Tauern in diese Formengruppe geführt. Außerdem zählt aber Creutzburg in der Ankogelgruppe dem Firnfeldniveau eine große Zahl von Karformen zu, die sowohl wegen ihres Aussehens als auch wegen ihrer anderen Entstehung von den Flachkaren abzutrennen sind. Eine eingehende allgemeine Beschreibung der Flachkare ist unnötig, weil sie jeder kennt, der einmal im Gebiet der Zentralalpen gewandert ist. Außer der großen Ausdehnung des Karbodens und der geringen relativen Höhe der Karumrahmung unterscheiden sich die Flachkare aber auch dadurch von anderen Karformen, daß in sie das Hochtalsystem eingesenkt ist. So begleitet im Hochtorflachkar der Karvorderrand in einer Höhe von 2400 bis 2300 m als rechter Trogrand den kleinen Hochtrog des obersten Seidlwinkels. Das Gefälle des Karbodens beträgt hier durchschnittlich 11°. Die große horizontale Ausdehnung des Karbodens quer zur Talrichtung macht es unmöglich, ihn als Teil eines ältesten Talsystems den bei der Besprechung der Talformen ausgeschiedenen Schultern und Leisten hinzuzufügen. Es ist ausgeschlossen, daß der Seidlwinkelbach bereits hier, nur 200 m von der Wasserscheide entfernt, 1,5 km nach einer Seite erodiert hätte. Es ist auch keineswegs nötig, eine derartige Annahme zu machen. Die Anlage dieser breiten Flachböden läßt sich viel leichter durch Seitenbäche erklären. Diese Seitenbäche flossen in sanften und breiten Mulden gegen N: Aus der Vereinigung der benachbarten Mulden

durch das Eis, ist der weite Boden des Flachkars entstanden. Auch bei dieser Erklärung stört aber hier im verkarsteten Hochtorflachkar der Gegensatz zwischen der Ausdehnung des Karboden und der Dürftigkeit der beiden ständig fließenden Bäche. Sowohl der aus dem Hochkar als auch der vom Hochtor herunterkommende Bach wäre nicht imstande gewesen, so nahe der Wasserscheide, Mulden von größerer Breite zu schaffen. Es liegt daher nahe, wie das Lichtenecker<sup>78)</sup>,<sup>79)</sup> für die Bildung der „Raxlandschaft“ ausgeführt hat, anzunehmen, daß sich die Bildung der Mulden in einem wärmeren und feuchteren Klima in einer viel geringeren absoluten Höhe unter Vorhandensein einer mächtigeren Bodenkrume vollzogen hat. Zu dieser Zeit waren die heute offenen Klüfte der Marmortafel schmäler und verdeckt und der Hochkar- und Hochtorbach daher wasserreicher als heute. Außer ihnen flossen aber dem Seidlwinkelbach auch noch einige Gerinne zu, die heute überhaupt nicht mehr funktionieren. Die kurzen Rücken zwischen diesen alten Mulden wurden durch das Eis größtenteils beseitigt, doch sind besonders im Verlauf der dritten Marmorbank die ehemaligen kleinen Wasserscheiden als Vorsprünge, die ehemaligen Teilmulden als weit zurückreichende Einbuchtungen sichtbar. Besonders im E weicht die dritte Marmorbank am Hochkarbach sehr weit zurück. Das Hochkar und das Plattenkar bilden daher eine Kartreppe. Die trennende Stufe war sicher schon im alten Muldenboden als leichte Stufung kenntlich. Die Verschärfung dieser kleinen Stufe zu einem Wandgürtel von fast 150 m Höhe erfolgte durch das Eis. Es ist aber auch möglich, daß eine gewisse Verschärfung schon präglazial eintrat, durch die mit der Höherschaltung einsetzende Verkarstung. Die Verkürzung des Hochkarbaches auf seine heutige Länge läßt vermuten, daß jene Vorgänge, die Lichtenecker<sup>79)</sup> bei der Erklärung der Karstsacktäler geschildert hat, hier die glaziale Verschärfung der Wandstufe vorbereitet haben. Zwischen der Rosscharte und dem Hochtor besteht der Hauptkamm aus kleinen Rücken, die auf der Schichtfläche der dritten Marmorbank aufsitzen und aus der vierten Bank herausgeschnitten wurden. Bis zur Brennkogelscharte, 2637 m, überragen die Gratgipfel, wie der Bretterkopf und der Margrötzenkopf, den Flachkarboden nur um 200 bis 300 m. Westlich von der Brennkogelscharte erhebt sich der Dreikantkarling des Brennkogels plötzlich zu einer Höhe von 3018 m, also 700 m über den Karboden. Dieser für den Bereich der Flachkarlandschaft ungewöhnliche Höhenunterschied geht auf die widerstandsfähigen Chloritschiefer zurück, die den mittleren Teil der Brennkogelostwand bilden. Die Gipfelkappe selbst besteht aus Kalkglimmerschiefern. Genau dort, wo am Brennkogelnordgrat die Chloritschiefer in die Luft ausstreichen, wird der Grat in den liegenden Kalkglimmerschiefern und Marmorschichten sehr rasch wieder niedrig. Das östlich unter dem Brennkogel gelegene Kar, die Elendgrube, besitzt einen besonders flachen Karboden. Außerdem unterscheidet sich die Elendgrube durch die höhere und steilere Karwand und die geringe Ausdehnung des Karboden deutlich vom Hochtorflachkar. Der Karboden liegt nur einige Meter tiefer wie der benachbarte Boden des Flachkars. Eine Erklärungsmöglichkeit für diese im Bereich der Flachkarlandschaft merkwürdige Karform bieten der heutige Kargletscher und die postglazialen

Moränen dieses Gletschers. Auch hier herein erstreckte sich einmal der Flachkarboden. Als aber das Hochtorflachkar eisfrei wurde, lag hier noch ein ziemlich mächtiger Kargletscher im Schutz des Schattens und der Lawinen des hohen Brennkogels. Dieselbe Situation müssen wir auch beim Kommen und Gehen der anderen Eiszeiten annehmen. Die ausgeprägtere Form dieses Teilkars, das vom Flachkarboden aus in den Bergkörper zurückgearbeitet wurde, wird durch die jeweils längere Eisfüllung verständlich. Eine zweite Teilkarnische zwischen der Elendgrube und dem Mittertörl wird ebenfalls von einem kleinen Moränenwall abgeschlossen. Diese Teilkare sind eine in der Sonnblickgruppe häufige Form und sind, auch wenn die zugehörigen Wälle fehlen, an ihrer Lage in den Schattenwinkeln, dem flachen Boden und den deutlicheren, frischen Karwänden kenntlich. Die auf die großen Flachkare der Ankogelgruppe mündenden Teilkare haben durch ihre oberflächliche Ähnlichkeit mit anderen Karformen zu der viel zu weiten Fassung des Begriffes „Firnfeldniveau“ durch Creutzburg<sup>22)</sup> beigetragen.

Ein schmäler werdender Rest des Flachkarsystems zieht auch im E unter dem Wurzenkogel in einer Höhe von 2400 m gegen N. Die talaus abnehmende Breite dieser Leiste geht auf die talaus zunehmende obere Lichte des Hochtalsystems zurück. Wir werden also die ausgedehntesten Reste des Flachkarsystems in den innersten Talwinkeln zu suchen haben. Die Zerschneidung des Flachkarsystems muß daher lange vor der ersten Eiszeit erfolgt sein. Die Gestalt dieser Terrassenstücke unterscheidet sich grundsätzlich von den Resten des Hochtalsystems, weil bei ihnen, da es sich um Reste breiter Seitenbachmulden handelt, die Erstreckung quer zur Talrichtung die Ausdehnung in der Talrichtung überwiegt. Wegen der größeren Breite und ihrer hohen Lage geben sie Anlaß zur Bildung von Kargletschern. Da sowohl die großen, voll erhaltenen Mulden als auch die beim Einschneiden des Hochtalsystems ausgesparten kleinen Muldenreste dem gleichen glazialen Karbildungsprozeß unterworfen waren, hat man oft den Eindruck, als ob das Flachkarsystem erst nach seiner ersten glazialen Überarbeitung zerschnitten worden wäre. Aus der Datierung der Talformen wissen wir, daß das unmöglich ist. Der Kürze halber wollen wir einen derartigen durch den Karbildungsprozeß umgestalteten Rest der alten Muldenlandschaft als Flachkarrest bzw. Flachkarleiste bezeichnen, obwohl er nicht durch die Zerschneidung eines Flachkars entstanden ist. An der guten Erhaltung der Flachkarleiste im Wurzenkogelhang ist die zweite Marmorbank in hohem Maß beteiligt. Es handelt sich aber doch nicht um eine Strukturfläche, da der Vorderrand der Leiste, entgegen dem Schichtfallen, talaus etwas ansteigt. Das Ansteigen erfolgt nur durch die talabwärts zunehmende starke Zurückschneidung der Leiste. Der Wurzenkogel überragt die Flachkarleiste nur um 100 m. Wenn man in dem die Leiste gegen W durchziehenden Muldentälchen steht und gegen den flachen Rücken des Wurzenkogels blickt, kann man sich nicht nur die Altlandschaft mit ihren Mulden und Rücken gut vorstellen, sondern es fällt sofort auch die große Ähnlichkeit mit der alten Kuppenlandschaft der Kalkalpen auf. Schon 400 m weiter im N ändert sich das Bild. Aus dem Rücken der Altlandschaft wird genau über der Stelle, an der die Flachkar-

leiste aufhört und die jüngeren Steilhänge beiderseits bis an den Kamm zurückgreifen, plötzlich und ohne daß sich das Gestein ändern würde, ein turmbewehrter, rasch absinkender Grat.

Das von W her an den Wurzenkogelkamm zurückgreifende, schmale Kar läuft auf die Trogschulter des Seidlwinkeltales aus. Im Grundriß der ganzen Hohlform läßt sich noch die fluviatile Vorform, ein schmaler Wildbachtrichter, erkennen, der von einer tieferen Erosionsbasis aus, vom ehemaligen Hochtalboden in den Wurzenkogelhang zurückgeschnitten und dabei an dieser Stelle die einst weiter talauswärts reichenden Reste der alten Muldenlandschaft beseitigte. Mit der unmittelbar präglazialen Kerbe ist der Trichter genetisch nicht in Verbindung zu bringen, weil er von ihr durch die unzerschnittene lokale Erosionsbasis der Trogschulter getrennt ist. Die Vorform des schmalen Kares ist daher eine seitliche Verzweigung des Hochtalsystems, in der der Talkopf des Hochtalsystems entsprechend der sehr geringen Wassermenge nur sehr wenig zurückgewandert ist. Jene Kare, die aus solchen kurzen Seitenästen des Hochtalsystems entstanden sind und die sich meistens schon durch den viel größeren Höhenunterschied zwischen dem Karboden und der Karumrahmung von den Flachkaren unterscheiden, nennen wir Hochtalkare. Sie treten im obersten Teil den Seidlwinkels gegenüber den Flachkaren zurück. Das erste dieser Hochtalkare im Seidlwinkel, das Wurzenkogelkar, ist vom oberen Trogschlüß, dem Haupttal-Talkopf des Hochtalsystems, noch 1,8 km entfernt. Die oberhalb dieser Stelle mündenden Seitenbäche hatten es bis zum Einsetzen der ersten Eiszeit nicht zur Bildung eines Seitentrichters gebracht. Bis zu einem gewissen Grad war im Seidlwinkel daran die in der Hochtalzeit schon merkbare Verkarstung schuld. Wir werden aber sehen, daß fast in allen Tälern die Hochtaltrichter der kleinen Seitenbäche gegen die oberen Trogschlüsse undeutlich werden und schließlich eine gewisse Strecke unterhalb von ihnen aussetzen. Die Hochtalrücktiefung wurde also tatsächlich an der Mündung der wasserarmen Bäche eine Zeitlang gebremst. Wir sehen aber auch, daß sich dieser Bereich der fluviatilen Mündungsstufen des Hochtalsystems im Seidlwinkel nur 1,8 km vom Talkopf der betreffenden Eintriftung talabwärts erstreckt. Die innere Grenze der Verbreitung der Hochtalkare liegt daher im allgemeinen nicht genau im oberen Trogschlüß, sondern ein kleines Stück unterhalb.

Das zweite Hochtalkar befindet sich unmittelbar nördlich von dem ersten. Es ist an seinem Vorderrand 700 m breit, also mehr als dreimal so breit als das erste Hochtalkar; während die Karlänge, die Ausdehnung quer zur Talrichtung, ebenso groß ist. Obwohl das Kar ganz an den Wurzenkogelgrat zurückgreift und das Flachkarsystem ganz beseitigt hat, erscheint es infolge seiner großen Breite im Grundriß etwas flach. Die aus  $10^{\circ}$  gegen NNE fallenden, aus Marmorstufen bestehenden Karwände sind nicht sehr hoch, weil die Schutthalden hoch hinaufreichen. Der anstehende Fels kommt erst wieder in dem schmalen Streifen des Karbodens zutage, der zwischen den Schutt-halden und dem Karvorderrand liegt und der in einer Höhe von 2080 bis 2120 m auf die Trogschulter ausläuft.

Die Formen der linken Talseite sind in den Schichtflächen besonders

breit entwickelt. Nördlich vom Mittertörl ist das Flachkarsystem auf eine schmale Leiste zurückgeschnitten. Von dieser Leiste aus sind in den nördlichen Brennkogelkamm zwei kleine Teilkarnischen eingefressen. Von dem bei 2300 m liegenden Vorderrand der Flachkarleiste gelangt man über eine lang hinziehende Marmorschichtstufe auf weite grüne Flächen, die sich sehr sanft bis zum Trogrund senken. Auch diese Flächen sind teilweise als Schichtflächen anzusehen. Es sind die infolge der flachen Lagerung übermäßig verbreiterten Trog Schultern. Noch südlich vom Fuschertörl werden die Flachkarflächen zirka 500 m breit und schneiden nun auch deutlich die Marmor bänke. Der Vorderrand dieser Böden verläuft in einer Höhe von 2210 bis 2380 m in einem großen Bogen von der Fuscher Lacke bis zum Steinmandl-K., 2290 m. An dieser Linie setzt die Flachkarterrasse mit teilweise felsigen Steilhängen zu einem weiten und flachen Trichter ab, der vom Halleitenbach und seinen Zuflüssen durchflossen wird. Der Halleitentrichter und die Flachkarterrasse bilden zusammen eine sehr große Kartreppe. Der Steilabfall zwischen den beiden flachen Böden ist am höchsten und steilsten östlich unter dem Fuschertörl (160 m). Nur auf eine kurze Strecke fällt aber hier der Steilabfall mit dem Verlauf einer mächtigen Marmorbank zusammen. Schon 200 m weiter gegen S bildet eine höhere Marmorbank den Steilhang, der also erosiv entstanden ist. Das große Halleitenkar ist daher eine, aus Hochalkar und Flachkarterrasse bestehende Kartreppe. Der 50 m hohe Steilabfall, der die 2100 m hohe Trog Schulter der Marienstatt vom Karboden des Halleitens kares trennt, beruht auf der stärkeren Erosion des dirigierten Kar gletschers, der hier um eine Marmorbank mehr wegtransportiert hat. Daß der Boden des Halleitenkates einige Meter unter dem Trogrund mündet, widerlegt daher nicht die Zugehörigkeit der Vorform des Kates zum Hochtalsystem. Die Flachkarleiste ist in sich etwas gegliedert. Man erkennt trotz der Überarbeitung durch das Eis, daß vor der Bildung des Hochtaltrichters ein großer flacher Muldentrichter bestand, der sich gegen rückwärts in mindestens drei Äste verzweigte. Nur dieser rückwärtige Teil ist heute in stark überarbeiteter Form erhalten. Von der Flachkarleiste aus haben sich kleine Teilkarnischen in den O-Hang von P 2458, den SO-Hang des Leiterkopfes, 2580 m, und den S-Hang des südlichen Kendlkopfes, 2568 m, eingefressen, diese Hänge etwas versteilt und dadurch den Knick zwischen der Karwand und der Flachkar leiste etwas verschärft. Die Umrahmung des Halleitenkates erfolgt durch niedrige Flachkargipfel aus Marmor. P 2458, südlich vom Fuschertörl, war in der Altlandschaft eine niedrige Kuppe. Die alten Kuppenhänge sind heute nur mehr auf der SW-Seite erhalten, im E und N dagegen durch die Kar bildung zerstört. Ebenso ist es beim Leiter-K., nur ist hier die alte Gip fel form auf der SE-Seite erhalten und im W und N zerstört. Der Kendl-K. ist ein Rücken der Altlandschaft. Von diesen Rücken sind nur mehr die obersten 20 bis 60 m erhalten, die tieferen Teile dagegen durch die Karbildung ver steilt. Daß derartige alte Formen hier im Gebiet stärkster glazialer Über arbeitung noch erhalten sind, setzt voraus, daß beim Beginn der ersten Eiszeit noch sehr viele Gipfel die Züge des alten Flachreliefs trugen. Die Kante zwischen den alten Muldentälern und den steilen Hängen des Hochtalsystems be

wahrte die über ihr liegenden Hänge vor den energischen Abtragungsvorgängen der jüngeren Eintiefungen. Die Verbreitung der Flachkare zeigt, daß beim Beginn der ersten Eiszeit noch sehr viele Gipfel diesen Schutz genossen. Die Erhaltung der alten Gipfelformen wäre aber hier in den Zentren der alpinen Vereisung trotzdem nicht erklärlich. Würde man für die Gipfel auch nur Teile jener glazialen Erosionsbeträge annehmen, die sich in den Tälern nachweisen lassen, dann würden der Kendl-K. und der Leiter-K. wesentlich anders aussehen. Die glaziale Erosion war aber größtenteils auf die Täler und die Kare beschränkt. Die Gipfel trugen in den Hocheiszeiten meist einen festgefrorenen, kaum bewegten Firnpanzer, standen also in ihren höchsten Teilen nie oder nur kürzeste Zeit unter dem Einfluß strömenden Eises. Die Umbildung war trotzdem nicht gering, denn die Firnbedeckung bewirkt eine gewisse Zermürbung des Gesteins, die beim Ausapern in Erscheinung tritt. Diese Art der Umbildung erfolgte aber ziemlich parallel zur Ausgangsform und veränderte daher die Gipfelform nicht wesentlich.

Wir sehen heute zwischen den Flachkarböden und den alten Gipfelformen ihrer Umrahmung niedrige Steilhänge oder Felswände. Dieser Steilgürtel ist über dem Halleitenkar an seiner höchsten Stelle nur 90 m hoch und auch sonst in der Sonnblickgruppe nur selten höher als 200 m. Trotzdem finden wir in der Literatur sehr häufig die Meinung vertreten, daß die Flachkare und die Gipfel zwei verschiedenen alten Systemen angehören. Da die wenigen zentralalpinen Altlandschaftsgipfel eine starke Ähnlichkeit mit den auf den Kalkstöcken erhaltenen Gipfeln der „Raxlandschaft“<sup>79)</sup> haben, wurde für das „Firnfeldniveau“ oder besser für die Vorformen der zentralalpinen Flachkare, ein jüngeres Alter angenommen. In der Sonnblickgruppe, wo infolge der oft flachen Lagerung relativ viele Gipfel des alten Reliefs der Zentralalpen erhalten sind, läßt sich diese Meinung nicht aufrechterhalten. Selbst wenn man die sicher unrichtige, aber für die obenerwähnte Anschauung günstigste Annahme trifft, daß das Eis auf den Flachkarböden überhaupt nicht erodiert hätte, bleibt eine Zuteilung zu zwei Systemen unwahrscheinlich. Rekonstruiert man sich nämlich im Geist nach den erhaltenen Gipfelresten der Altlandschaft ungefähr das sicher ausgeglichene Längsprofil der zugehörigen Mulfentäler, wozu man hier ausnahmsweise durch die fast parallel erfolgte Umbildung der Gipfel und die geringen Höhenunterschiede zwischen den Flachkarböden und den Gipfeln berechtigt ist, dann kommt man auch bei der Annahme des geringsten Gefälles sehr nahe an die Flachkarböden heran. Es bleibt natürlich die Möglichkeit bestehen, für diesen Restbetrag ein neues System anzunehmen. Der einzige Beweis für dieses jüngere System wäre der nur wenige Meter betragende Höhenunterschied zwischen den Flachkarböden und der so flach als möglich geführten Gefällskurve der Mulden des älteren Systems. Diese Beweismöglichkeit verschwindet, wenn man die berechtigte Annahme einer Glazialerosion von 10 bis 20 m in diesen Karböden macht. Außerdem läßt die Tatsache, daß sich nirgends in der Sonnblickgruppe zwischen den großen Flachkarböden und den Gipfeln der Altlandschaft auch nur Andeutungen von glazial umgewandelten Muldenresten einer älteren Landschaft finden, die Trennung der Vorformen der Flachkare von

den alten Gipfeln nicht zu. Wären die Flachkare aus einem jüngeren System entstanden, dann müßten sich auch auf den Kalkstöcken ausgedehnte Reste dieses Systems finden. Auf dem nördlich von der Sonnblickgruppe liegenden Kalkstock des Steinernen Meeres ist im Gegensatz zu den Ausführungen Seefeldners<sup>124)</sup>,<sup>125)</sup> eine derartige jüngere Einebnungsphase nicht nachzuweisen. Da in den Zentralalpen im allgemeinen die konservierende Verkarstung fehlt, können die präglazialen Vorformen des Flachkarsystems auch nicht älterer Entstehung sein als die Kuppen der kalkalpinen Altlandschaft. Sowohl die Flachkare als auch die alten Rückengipfel der Sonnblickgruppe sind daher durch verschiedenartige glaziale Umbildung aus einem einheitlichen Flachrelief entstanden und dieses Flachrelief ist höchstwahrscheinlich das zentralalpine Äquivalent der „Raxlandschaft“ Lichteneckers.<sup>79)</sup>

Bei der glazialen Umbildung der zentralalpinen „Raxlandschaft“ haben wir zwei verschiedene Bereiche zu unterscheiden:

1. Die Gipfelzone mit angefrorener Schneedecke und geringer Umbildung parallel zur Ausgangsfläche und

2. die Zone der breiten, sanft geneigten Mulden, die mit dem Herabsteigen der Schneegrenze zu weiten Firnbetten wurden. Die sichtbare Trennungsline der beiden Zonen war während der Eiszeiten der Bergschrund, der zwischen dem festgefrorenen Schnee der Rücken und dem langsam bergabströmenden Firn der Mulden aufriss. Fast während der ganzen Dauer der Eiszeiten und ihrer Vorstoß- und Rückzugsstadien gab es in der Sonnblickgruppe keine Randkluft, denn diese setzt schon eine sehr weit gediehene Ausaperung der Karwände voraus, zu der es auf vielen Karwänden der Sonnblickgruppe auch im Daunstadium noch nicht gekommen war. Nur während der relativ kurzen Zeiten, in denen beim Vorrücken und beim Rückzug der Gletscher die Schneegrenze zwischen der Schneegrenzlinie des Daunstadiums und der heutigen Schneegrenze lag, kam es zuerst zur Ausaperung einzelner Wandpfeiler zwischen Schneerinnen und schließlich ganzer Wandteile. Die Tatsache, daß viele steile Felswände heute nicht mehr verfirnen, weil von ihnen der Schnee in Lawinen abgeht, hat zu der unrichtigen Vorstellung geführt, daß auch während der Eiszeiten diese Steilwände aper gewesen wären. Bis zu welcher Steilheit aber Felswände bei genügender Höhe über der Schneegrenze verfirnen, sieht man z. B. an der NW-Wand des nahen Wiesbachhorns in der Glocknergruppe, viel besser aber noch an den Bildern aus dem Kaukasus und dem Himalaya. In der Sonnblickgruppe waren jedenfalls in den Eiszeiten die meisten Karwände Firnwände und standen daher fast niemals unter dem Einfluß der Randkluftverwitterung oder Schwarzweißwirkung.<sup>4)</sup> Eine eigene Bergschrundverwitterung gab es aber am Grund dieser ständig frostigen, zwischen Firnmassen aufgerissenen Spalte nicht. Die Umwandlung der Mulden- und Trichterhänge zu Karwänden erfolgte daher fast ausschließlich durch die am Bergschrund plötzlich einsetzende Eiserosion. Diese legte den Boden der Hohlform ständig tiefer und vergrößerte so den Höhenunterschied zu den Firngipfeln, während der Horizontalabstand zwischen den Gipfeln und der Bergschrundlinie mindestens gleich blieb. Auf diese Weise wurden die Hänge über dem Bergschrund nicht nur höher, son-

dern auch steiler. Wir werden also bei sonst gleichen Voraussetzungen die steilsten Karwände in den schattigsten Karen bzw. Karwinkeln zu erwarten haben, wo dieser Prozeß der glazialen Hangversteilung am längsten vor sich ging. Da die Rücken der zentralalpinen Raxlandschaft nicht sehr hoch über die obersten Teile der Flachkarböden aufragen, übertraf die Tieferlegung dieser Karböden durch die Erosion die Tieferlegung der Altlandschaftsgipfel durch die Denudation hier nur wenig. Diese Differenz hat aber ausgereicht, die kleinen Steilhänge und Felswände unter den alten Rückenformen zu bilden. In den schattigsten Winkeln der Kare ist diese Differenz größer. Es sind nicht nur die Karwände höher und steiler, sondern auch der Karboden ist dort im allgemeinen merklich flacher, wenngleich es nirgends zu einer die Höhe der Rundbuckeln übertreffenden Rücktiefung kam. Diese Verflachung der Teilkarböden beruht auf der Bildung von Zungenbecken. Daß es bei den Teilkaren nicht zu einer tieferen Wannenbildung kam, erklärt sich aus der relativ kurzen Zeit, um die das Eis hier länger lag.

Eine gewisse Schwäche dieser Erklärung der glazialen Karbildung bedeutet es, daß sie die glaziale Ausweitung der Kare, die starke Zurückverlegung der Karwände, die zur Umwandlung der präglazialen Rücken und Schneiden in Grade und zur Bildung von „Torsäulen“ führte, nicht so augenfällig verständlich macht wie die Randklufthypothese. Die wichtige horizontale Ausweitung der Kare kam jedoch so zustande, daß durch die ständige Tieferlegung des Karbodens über dem Bergschrund zuerst eine übersteile Wand gebildet wurde, die in manchen Fällen noch während der einzelnen Eiszeiten zusammenbrach. Dadurch entstand ein mittelsteiler Hang mit einem neuen, etwas weiter bergeinwärts gelegenen Bergschrund, der neuerlich zur Bildung einer Bergschrundwand führte. Durch die Wiederholung dieser Vorgänge wanderte die Karwand allmählich zurück und zehrte dabei die alten Hänge auf. Es kam auf diese Weise zunächst zur Bildung von Graten und schließlich zur teilweisen Niederlegung der Grade und zur Torsäulenbildung. Während der Interglazialzeiten und nach dem postglazialen Ausapern der Kare erfolgte ebenfalls bald die Bildung des mittelsteilen Ausgleichshanges. Wir müssen daher in jenen Karen, die erst vor kurzer Zeit eisfrei geworden sind, Karwände vorfinden, in denen mittelsteile Ausgleichshänge an einem deutlichen Knick gegen einen jungen, steilen Bergschrundwandgürtel abbrechen. Diese Art von Karwänden findet sich nun nicht nur sehr häufig in der Sonnbllickgruppe, sondern ist auch in der Literatur schon lange bekannt.<sup>103), 85), 31)</sup> Bei ihrer Erklärung nähern wir uns also den entsprechenden Anschauungen Lucernas.<sup>85)</sup> Durch den Karbildungsprozeß wurden nicht nur die Böschungen der Muldenhänge, sondern auch, z. B. in den Teilkaren, die Längsprofile der Muldenböden verändert. Aber auch außerhalb der Teilkarnischen dürfen wir nicht annehmen, daß die Flachkarböden parallel zu den alten Muldenböden verlaufen, denn die Erosion der Gletscherungen hat beim Kommen und Gehen der Vereisungen durch Zungenbeckenbildung das Gefälle oft stark verändert.

Das nächste Flachkar ist verhältnismäßig schmal. Es ist aus einer einzigen Mulde entstanden. Die seitliche Umrahmung ist bis auf die Torsäulen

des Steinwandlkopfes und des P 2436 beseitigt. Von der Trogschulter greift hier nur ein kleiner Hochtaltrichter zurück. Schon beim nächsten Kar, dem Baumgartlkar, ist die normale zweigliedrige Kartreppe aus Flachkarrest und Hochtalkar deutlich entwickelt. Der westlichste Gipfel der Karumrahmung ist der Kendl-K., dessen oberste Gipfelhänge der Altlandschaft angehören. Der Baumgartl-K. weiter nördlich ist ein von drei Karen zugeschräfster Dreikantkarling. Die felsigen SE-Hänge werden von einer schmalen Marmordenudationsterrasse durchzogen. Der benachbarte Hirzkar-K., 2533 m, ist ebenfalls ein Gratgipfel. Der Grat verläuft aber fast horizontal von W nach E. Es äußert sich also hier die alte Gipelform wenigstens in einer Horizontaldimension. Die Ausgangsform, aus der dieser Grat herausgeschnitten wurde, liegt wahrscheinlich nur einige Meter über seinen höchsten Teilen. Das Tempo der Gipfelerniedrigung ist, wie jeder Seitenkamm zeigt, besonders von der Steilheit der gipfelbildenden Hänge abhängig. Sanfte Rücken werden durch das geringere Ausmaß der Denudation auf ihren flachen Gipfelhängen begreiflicherweise viel langsamer erniedrigt als von Steilhängen gebildete Schneiden. Flache Gipfelhänge gewähren dem Gipfel Schutz vor der energischen Denudation der Steilhänge, auch wenn sie nur an einer einzigen Flanke auf ihn hinaufreichen. Derartige flache Gipfelhänge gehen sehr oft auf ausgedehnte, hochgelegene Denudationsterrassen zurück. Viel wichtiger ist aber die Tatsache, daß alle Gipfel der Ostalpen aus den Rücken und Kuppen der „Raxlandschaft“ entstanden sind. Sie sind also nicht nur aus der gleichen Ausgangsform entstanden, sondern sind, wegen der in der „Raxlandschaft“ vorherrschenden sanften Hänge, bis zum Beginn der ersten Eiszeit, unabhängig von der Hebung des Gebirges, in dem gleichen langsamsten Tempo parallel zu sich selbst erniedrigt worden. Am Beginn der ersten Eiszeit zeigte die Gipfelflur der Ostalpen fast nur Höhenunterschiede, die entweder durch das Herauspräparieren von Härtlingen oder durch die tektonischen Veränderungen der „Raxlandschaft“ entstanden sind. Die Karpletscher der Eiszeiten haben dieses einfache Bild der präglazialen Gipfellandschaft etwas verwirrt. Sie schnitten aus den Kuppen und Rücken der „Raxlandschaft“ die Flachkargrate heraus, die heute mit niedrigen, aber steilen Wänden auf den, aus den alten Muldenböden hervorgegangenen Flachkaren aufsitzen. Durch die glaziale Ausweitung der Flachkare wurden Teile von Flachkargraten ganz niedergelegt und dadurch das im einzelnen sehr mannigfaltige und bewegte Gewirr der Flachkarkarlinge und Flachkarscharten geschaffen. Die niedrigen Steilwände der Flachkargrate wittern rasch zurück und dadurch werden heute die Flachkargipfel in kurzer Zeit viel stärker erniedrigt als in den unendlich langen Zeiträumen vor dem Beginn der ersten Eiszeit. Da aber die Flachkargrate heute noch nicht allzu tief unter den präglazialen Rücken liegen, lassen sie sich mit der Kuppenlandschaft der Kalkstöcke zu der Hauptgipfelflur der Ostalpen verbinden, die jede Gipfelaussicht beherrscht. Sie wurde „ererbt“ aus der Raxlandschaft, bewahrt durch die gleichmäßig geringe Denudation ihrer präglazialen Flachhänge und seit dem Beginn der Eiszeiten in Scharten und Grade gegliedert. Auch die tiefsten Scharten können jetzt und in Zukunft nicht unter ihre Flachkarböden sinken,

bevor diese selbst zerstört werden. Alle über dieses Ausmaß der Schartung hinausgehenden Höhenunterschiede der Hauptgipfelflur lassen sich durch Gesteinsunterschiede oder tektonische Bewegungen erklären.

An vielen Stellen der Ostalpen war die Raxlandschaft schon vor dem Beginn der ersten Eiszeit durch die steilhangigen Kerbtäler jüngerer Eintiefungen zerschnitten worden. Es war das regelmässig dort der Fall, wo sich in wasserundurchlässigen und wenig festen Gesteinen, im Gebiet steiler Schichtstellung oder auch in Talwiesen eine grössere Taldichte entwickelt hatte. Das gleiche gilt auch für die äuferen Teile der Täler, in denen die Auslichtung der jüngeren Eintiefungen schon grössere Fortschritte gemacht hat. Überall dort sind aus der „Raxlandschaft“ Schneiden herausgeschnitten worden. Auch diese Schneiden besitzen also eine gemeinsame Ausgangsform. Aber nur in den begrenzten Gebieten annähernd gleichartigen Gesteins, in denen die jungen Steilhänge annähernd gleiche Neigung aufwiesen, vermochten sie ihre ebenfalls „ererbte“ Gipfelflur beizubehalten. Nicht so sehr in der Sonnblickgruppe als in den am Alpenrand liegenden Gebirgsgruppen muß man von dieser unter der Hauptgipfelflur liegenden Schneidenflur über Hochtälhängen noch eine tiefere Schneidenflur abtrennen, die über den geradlinigen Steilhängen präglazialer bis rezenter Eintiefungen liegt. Auch die Schneiden dieser beiden tieferen Gipfelfluren wurden durch Kargletscher zu gescharteten Graten verschärft, die Schneidenfluren sind aber doch im grossen erhalten geblieben.

Unter dem Baumgartl-K. und dem Hirzkar-K. umzieht eine Flachkarleiste das Kar. Ihr Vorderrand liegt zwischen 2290 m und 2320 m. Bis zu dieser Linie wurde der tiefere Hochtältrichter zurückgeschnitten und so unter dem N-Gipfel des Kendlkopfes auf eine kurze Strecke das Flachkarsystem ganz beseitigt. Der Boden des Hochtalkares liegt zwischen 2100 m und 2150 m, also zirka 100 m über dem Trogrund; doch spricht das in keiner Weise gegen die Zuordnung zum Hochtalsystem. Man muß mit Höhenunterschieden zwischen den Vorderrändern der Hochtalkare und den Trogrändern rechnen, da die Karböden durch die Zungenbeckenbildung der Gletscher anders umgebildet wurden als die Trogshütern. Außerdem hat hier eine kleine seitliche Trogausstülpung den Vorderrand des Hochtalkares bis auf 2100 m zurückgeschnitten. Während die Torsäule P 2426 gegen das Baumgartlkar in einer zum Teil überhängenden, 200 m hohen Felswand abbricht, gelangt man im NE über einen nur 140 m hohen Steilhang auf die gegen den Karausgang an Breite abnachmende Flachkarleiste. Diese Asymmetrie der seitlichen Karhänge und der Torsäule P 2426 läßt sich nicht durch das flach gegen NNE gerichtete Fallen der Marmorbänke erklären, weil die Felswand gegen N blickt. Eine gute Erklärungsmöglichkeit bieten die bereits bei der Talbesprechung genannten, senkrecht fallenden und EW streichenden Klüfte, die hier die Marmore in großer Zahl durchsetzen. Das leichte Loslösen grösserer Wandpartien an diesen Klüften zog den zurückarbeitenden Hochtältrichter gegen S.

Nördlich vom Baumgartlkar liegt das durch zwei grosse Marmorbänke gestufte Hirzkar, dessen unterster Boden etwas unterhalb des Trograndes endet. Die Umrahmung des Hirzkars besteht aus dem Hirzkar-K., 2583 m,

und dem Mäusekar-K., 2609 m, die sich in die Hauptgipfelflur einreihen. Während unter dem Hirzkar-K. das Flachkarsystem ganz beseitigt ist, dehnt sich unter dem Mäusekar-K. und unter der Scharte, 2406 m, ein Flachkarstück aus. Im schattigsten Teil des Hirzkars, unter dem Hirzkar-K., sind in dieser Höhe die Hänge durchwegs so steil, daß sich im Daunstadium kein Gletscher bilden konnte. Der Vorderrand des Flachkarstückes fällt nur im S mit der oberen Kante jener deutlichen, doppelten Marmorstufe zusammen, die aus den Wänden des Kendlkopfes kommt und in einem deutlichen schrägen Bogen durch das Hirzkar verläuft. Der Flachkarboden schneidet daher die Schichten. Zwischen der oberen und der unteren Marmorstufe liegt ein sehr flacher Absatz, der von der Schichtfläche der zweiten Bank gebildet wird. Der unterste Flachboden schneidet dagegen wieder die Schichten. Trotz der Schichtstufe in der Mitte läßt sich deutlich erkennen, daß der Hirzkarboden bei 2250 m insgesamt steiler wird, so daß wir wieder eine aus Flachkarrest und Hochtalkar bestehende Kartreppe vor uns haben, die außerdem noch strukturell gestuft ist. Die südliche Begrenzung des Hirzkars wird nicht von einem Grat, sondern von einer steilen Schneide gebildet. Diese Schneide und der niedrige Grat, der das Baumgartlkar im E begrenzt, divergieren gegen E. Der von ihnen eingeschlossene Trichter ist sehr steil und besitzt durchaus fluviatiles Gepräge. Er ist vermutlich erst zur Zeit der präglazialen Eintiefung in den dreieckigen Haupttalhang zwischen den beiden Hochtaltrütern eingerissen worden. Dieser bei der Eintiefung der Wildbachtrichter des Hochtalsystems gesetzmäßig ausgesparte dreieckige Haupttalhang ist hier infolge der Talbiegung besonders breit geraten. Seine Zerschneidung durch den viel steileren Wildbachtrichter der präglazialen Eintiefung, machte ihn zu einem glazial kaum zu verändernden Lawinentrichter. Er wird gegen oben von dem Steilhang der ersten Marmorbank abgeschlossen, auf deren Denudationsterrasse sich eine ganz kleine Karnische in den Hang des Hirzkarkopfes eingefressen hat.

Während auf der linken Talseite das Flachkarsystem bereits im Baumgartlkar ziemlich stark zerstört ist, dehnen sich auf der anderen Talseite noch ausgedehnte Flachkarböden aus, weil die Abdachung nahezu in der Richtung des Schichtfallens erfolgt. Westlich vom Weißenbachälchen sind nur schmale Flachkarleisten erhalten. Ein größerer Rest liegt in dem Winkel nordöstlich unter dem Hinteren Modereck, 2919 m. Da die Abdachung gegen N erfolgt, die Schichten aber flach gegen NNE fallen, ist er eine Erosionsform, in der niedrige Schichtstufen gegen NNE herunterziehen. Über den heute nicht mehr von Eis, sondern von Moränenschutt überkleideten breiten Sattel zwischen dem Vorderen und dem Hinteren Modereck steht dieses Flachkarstück in breiter Verbindung mit dem Diesbachkar. Auch nördlich von der Flachkartorsäule des Vorderen Moderecks führt eine Flachkarleiste in dieses große Flachkar. Das benachbarte Diesbachkar dacht sich sanft gegen N ab und schneidet dabei größtenteils dunkle Glimmerschiefer, deren flaches Fallen sich von W gegen NNE dreht, in spitzem Winkel. Die südliche Karumrahmung wird vom Hauptkamm der Sonnblickgruppe gebildet, einem Sägegrat der hier flach gegen W fallenden, morschen Glimmerschiefer. So-

wohl der Krumlkees-K. als auch das Hintere Modereck und die Gipfel dazwischen sind Schichtköpfe dieser Glimmerschiefer. Daß trotz der geringen Widerstandsfähigkeit des Gesteins dieser Grat durchwegs über 2900 m bleibt, geht auf den Schutz durch das Diesbachkar zurück. Da die Glimmerschiefer gegen N noch morscher werden, ist der vom Krumlkees-K. gegen N ziehende Kamm der „Wasserfallhöhe“ nur ein von Schelpernschutt überdeckter Rücken, aus dem einzelne gegen S blickende Schichtköpfe herausragen. Die Rückenform ist erst durch den postglazialen Verfall eines Grates entstanden, denn in der Scharte zwischen der Wasserfallhöhe und dem Krumlkees-K., unter der auf beiden Seiten kleine Mulden liegen, die noch in jüngster Zeit von dauernden Schneeflecken erfüllt waren, ist der Kamm gratförmig. Gegen N legen sich auf die dunklen Glimmerschiefer helle feste Marmore, die ebenfalls mit 35° gegen N 25° E einfallen. Bei ihrem gegen S blickenden ersten Schichtkopf am Gamskar-K. wird der Kamm sofort gratis und bleibt es auch in den vom Sack-K. an kammbildenden Kalkglimmerschiefern. Diese werden von Grünschiefern durchsetzt, doch sind es immer nur kleinere Partien, die daher nicht hervortreten. So besteht z. B. der höchste Gipfel dieses Kamms, der Edlen-K., 2918 m, aus Kalkglimmerschiefern, dagegen der um 600 m niedriger Leiter-K. aus Grünschiefern. Die große Höhe des Edlenkopfes und der Höhenunterschied von 400 m zu dem aus den festen Marmorbänken aufgebauten Gamskar-K. ist vom Seidlwinkeltal aus nicht zu erklären. Sowohl der Gamskar-K. als auch die meisten Gipfel der Edlenkopfgruppe sind Flachkargipfel, da sich bei jedem von ihnen auf irgend einer Flanke ein schützender, hochgelegener Flachkarrest findet. Wir haben also eine Erhöhung der Hauptgipfelflur vor uns, die nicht durch Gesteinsunterschiede zu erklären ist.

Der sanft geneigte, rundgebuckelte Boden des Diesbachkars ist in seinem südlichen Teil vom Weißenbachkees bedeckt, dessen Eis stellenweise fast bis auf den niedrigen Flachkargrat hinaufreicht. Nur beim Krumlkees-K. trennt ein Bergschrund den verfirnten Gipfelhang von der Gletscheroberfläche. Man muß hier ein von Eis erfülltes Flachkar-Teilkar annehmen, das allerdings aus Vorstoß- und Rückzugsphasen der älteren Eiszeiten stammen muß, in denen die Schneegrenze noch etwas höher lag als heute. Vor diesem östlichsten Teil des Weißenbachkeeses liegen zwei Mulden. Die höhere wird von dem Moränenschutt des 1850er Standes umgeben. Wir werden sie daher als Zungenbecken einer damaligen Zunge des Weißenbachgletschers bezeichnen. Gleicher Entstehung dürfte die unterhalb anschließende ältere und größere Mulde sein, die von einem Sander erfüllt ist und von einem Riegel aus Glimmerschiefern abgeschlossen wird. Auf den zahllosen Rundbuckeln des Karbodens, die größtenteils aus den leicht- und tiefgründig verwitternden Glimmerschiefern bestehen, finden sich fast immer Rasenwülste. Oft werden die in der Richtung der Isohypsen verlaufenden Wülste von Einschnitten unterbrochen, die ungefähr in der Falllinie verlaufen. Es finden sich dann alle Übergänge von geschlossenen Wülsten über parallelepipedische Rasenkörper von höchstens 2 m Länge bis zu rundlichen kleinen Rasengupfen. Alle sind aber auf den O-Seiten der Rundhöcker am deutlichsten und dort bis zu 75 cm hoch, während sie auf den W-Seiten höchsten 30 cm hoch werden. Die Ursache

für diese Bevorzugung der E-Hänge liegt in der immer wieder zu beobachtenden stärkeren Feuchtigkeit der Bodenkrume auf diesen Hängen. Diese aber geht auf die vorherrschenden W-Winde zurück. Es wird nicht nur an den Luvhängen der Schnee stärker abgewehrt, so daß diese Flächen zum Teil auch unter dem Einfluß der wärmeren Nachmittagssonne viel früher ausapern, sondern der Wind wirkt auch nach der Ausaperung auf die obersten Bodenschichten austrocknend.

Auch das Diesbachkar ist aus der Vereinigung mehrerer alter Mulden entstanden. Besonders nördlich von P 3009 läßt sich aus der Oberfläche des Gletschers ein alter Trennungs Rücken erkennen. Die Neigung des ganzen weiten Karbodens beträgt im Durchschnitt  $15^{\circ}$ . Der Vorderrand liegt über dem Trogschlüß des Diesbachhochtroges in einer Höhe von 2210 m. Westlich davon reichen Ausläufer noch viel weiter gegen W bis auf 2020 m herunter. Sie sind aber etwas steiler geböscht und senken sich gegen NNE. Auch an den wenigen Aufschlüssen läßt sich erkennen, daß es sich um reine Schichtflächen handelt. Der Höhenunterschied zwischen dem Gratgipfel des Krumlkeeskopfes, 3095 m, und dem Karvorderrand beträgt fast 900 m. Obwohl angenommen werden kann, daß die glaziale und postglaziale Tieferlegung der untersten Teile des Karbodens die gleichzeitige Erniedrigung des Krumlkeeskopfes übertrifft, verbleibt doch noch ein ansehnlicher Betrag für diesen Höhenunterschied in der Altlandschaft. Östlich vom Diesbachhochtrog findet das Diesbachflachkar eine Fortsetzung im Gamskar-Teilkar. Sein moränenbedeckter Boden ist auffallend flach und endet in einer Höhe von 2270 m. Das Flachkarsystem ist hier wie beim Brennkogelkar nur mehr in der Form eines deutlichen Teilkars erhalten. Es liegt bei Creutzburg<sup>22)</sup> und auch bei Burger<sup>19)</sup> Ungenauigkeit in der Beobachtung vor, wenn wegen dieser Teilkare die Hochtalkare in das Firnfeldniveau einbezogen werden, da sich sowohl in der Ankogelgruppe als auch im Ötzatal der Übergang von den Flachkaren zu den Hochtalkaren genau so vollzieht wie hier an den W-Hängen des Edlenkopfkammes. Hier wie dort erfordert die Tatsache, daß hochgelegene Kare mit sehr flachen Karböden und niedriger Gipfelumrahmung talauswärts in zunehmendem Maße durch viel tiefergelegene und tiefeingesenkte Karformen abgelöst werden, eine Erklärung. Die verschiedene Form und die verschiedene Höhenlage, besonders in bezug auf das Hochtalsystem, läßt sich nur durch den Altersunterschied erklären. An den Hängen des Edlenkopfkammes wurde das Flachkarsystem direkt durch die Hänge des Diesbachhochtales zerstört, weil der Diesbach infolge des NNE gerichteten Schichtfallens diese Hänge untergräbt. Daher finden wir in diesen Hängen auch keine Hochtalkare, sondern nur ganz seichte und steile Wildbachtrichter, die auf den Boden des Diesbachhochtroges auslaufen. Alle diese Trichter zwischen dem Sack-K. und dem Schafleger-K. werden durch die zwei Marmorbänke gestuft, die sich vom Gipfel des Gamskarkopfes unter die Schichtterrasse bei P 2000 senken. An den Rippen zwischen den einzelnen Trichtern bilden diese Marmorbänke auffallende Pseudoantikinalen. Das Aussehen der W-Hänge des Edlenkopfkammes ändert sich an der Mündungsstufe des Diesbaches. Von dort an sind, weil die Untergrabung der Hänge fehlt, wieder Reste des Flachkarsystems

erhalten und daher auch die Hochtalkare deutlich ausgeprägt. Voraussetzung für die typische und deutliche Form der Hochtalkare ist also nicht nur eine genügend lange Zeit kräftiger Eiserosion, sondern auch das Vorhandensein älterer Flachhänge. Wäre das nicht sehr hoch über dem Hochtalsystem liegende Spornflurensystem bis in die innersten Winkel des Seidlwinkeltales zurückgedrungen und hätte so das Flachkarsystem in großem Maße zerstört, dann würden wir heute im Seidlwinkeltal nur seichte, steilbodige Trichter vorfinden. So aber schnitt hier das Hochtalsystem zirka 400 m tief in eine noch sehr ausgedehnte alte Flachlandschaft ein, deren Reste heute als hohe und weit vorspringende Karseitengrate die Hochtalkare einfassen und dadurch besonders deutlich machen. Das erste von diesen besonders deutlichen Hochtalkaren, das Rettenkar, liegt nördlich unter dem Schafleger-K. Es wird von steilen Wänden umrahmt und sein Boden senkt sich mit ziemlich steilem Gefälle zu dem bei 1900 m in der Nähe des Trograndes liegenden Vorderrand. Im S wird das Kar von dem weit vortretenden W-Hang des Schaflegerkopfes begrenzt, der gegen das Kar mit einer hohen Felswand absetzt und sich entsprechend der Trichtergestalt des Kares gegen W dreieckförmig verbreitert. Dieser Hang verflacht sich bei 2100 m zu der Schichtterrasse über den beiden Marmorbänken. Im N wird das Rettenkar zunächst von einem hohen, in steilen Wänden abfallenden Grat eingefasst, der bei 2600 m zu einem breiten Rücken absetzt. Dieser Rücken senkt sich ganz sanft bis in eine Höhe von 2400 m und fällt von dort steil bis zu der Denudationsterrasse der Marmorbänke bei P 2069 m ab. Die obere Schulter der Kareinfassung bis 2400 m schneidet die Kalkglimmerschiefer und ist ein letzter Rest jener alten Flachlandschaft, in die die Hochtaltrichter eingesenkt wurden. Von den bisher besprochenen Teilen des Flachkarsystems unterscheiden sich diese Schultern der Karseitengrate dadurch, daß sie, als Reste des alten Haupttalhangs zwischen den Hohlformen der Kare, während der Eiszeiten die längste Zeit als Eisscheiden funktionierten. Der steilere Hang, gegen den sie absetzen, ist der Haupttalhang des Hochtalsystems.

Das nördliche benachbarte Bockkar wird durch eine Hangrippe in einen schmalen nördlichen Trichter und in das viel größere südliche Kar geteilt. Im innersten Winkel des südlichen Kares konnte sich ein Teilkar des Flachkarsystems erhalten. In den sehr flachen Boden dieses Teilkars ist die Felswanne des Bockkarsees eingesenkt, unter dem dann die Steilhänge des Hochtalkars ansetzen. Diese Steilhänge werden von der schrägen Denudationsterrasse der beiden Marmorbänke durchzogen und laufen auf dem Flachboden bei der Bockkaralm, 1670 m, aus, der etwas unter dem Trogrand liegt. Bei dem Wildbachtrichter im nördlichen Teil läßt sich ebenfalls in der Nähe des Trograndes in einer Höhe von 1650 m eine leichte Verflachung feststellen, so daß wir auch seine Anlage in die Hochtalzeit verlegen müssen. Über dem Trichter liegt wieder eine flache Leiste, die unmittelbar unter dem Edwein-K. durch eine Teilkarnische verschärft wird. Im N wird der Trichter von einem Kamm begrenzt, der zwischen 2340 m und 2400 m fast waagrecht verläuft und in dieser Teilstrecke der Schneidenflur der Hochtalhänge angehört. Das im N folgende Edweinkar ist ein Hochtalkar. Es besitzt einen deutlich trichter-

förmigen Grundriß und einen steilen Karboden, der auf den in der Nähe des Trograndes gelegenen Flachboden bei der Edweinalm (1600 m) ausläuft. Dieser tiefste Teil des Hochtalkarbodens liegt nahe der östlichen Karwand. In der Achse des Kares hat ein jüngerer und noch viel steilerer Trichter bis in eine Höhe von 1720 m zurückgegriffen. Während vom Vorderrand des Bockkares die geschlossene Trogwand zum Talgrund abfällt, weist hier der Taltrog in der Verlängerung der Karachse eine trichterförmige Ausstülpung auf. Das Querprofil dieser 700 m langen Ausstülpung ist konvex. In den höheren Teilen des Querprofils kann man die glaziale Ausweitung gut erkennen. Die unmittelbar über dem Bach gelegenen Teile tragen dagegen alle Merkmale postglazialer fluviatiler Entstehung. Die erste Anlage der Form muß nach dem Querprofil vor der letzten Eiszeit erfolgt sein. Gegen eine interglaziale Anlage spricht, daß diese Form unter dem weiter talauf mündenden größeren Bockkar fehlt, während bei den weiter talabwärts mündenden Hochtalkaren diese jüngsten Trichter, auch wenn ihre Bäche wasserärmer sind, immer weiter zurückgreifen. Diese Verhältnisse sind weder aus den Einzugsgebieten dieser Karbäche noch aus der Struktur zu erklären. Wären diese Trichter interglazial angelegt worden, dann müßten wir nicht nur bei allen Hochtalkaren diese Trichter vorfinden, sondern sie müßten in gleich großen Karen gleich weit zurückgeschnitten sein, weil während der Interglazialzeiten für alle diese Karbäche die Erosionsbasis fast gleich hoch, in dem sich nur sehr wenig talaus senkenden Trogböden lag. Die kontinuierliche Reihe der Rücktiefungsbeträge an den Karbächen von 0 m bis zum Zurückgreifen an die wasserscheidenden Kämme und zur Zerstörung der Böden der Hochtalkare kann nur in einer ebenso talabwärts zunehmenden Tiefe der Erosionsbasis ihre Ursache gehabt haben. Die Trichter wurden also in einer Zeit angelegt, als der Seidlwinkelbach vom Trogschluß an noch ein ziemlich steiles, ausgeglichenes Gefälle hatte. Ebenso wie die Hochtaltrichter von der ausgeglichenen Gefällskurve des Hochtalbodens immer weiter in das Flachkarsystem zurückgriffen, entspricht diese Trichterreihen einer jüngeren, aber ebenfalls noch präglazialen Eintiefung. Es kommt dafür nur die präglaziale Einkerbung in Betracht. Aus den Hochtaltrichtern im unteren Teil des Seidlwinkeltales, deren Böden durch diese Seitenäste der unmittelbar präglazialen Eintiefung zerstört worden waren, konnten keine Kare entstehen. Es gibt also nicht nur eine in der Nähe der oberen Trogschlüsse gelegene innere, sondern auch eine äußere Grenze der Hochtalkare. Dazwischen liegt in den Tälern der Sonnblickgruppe die Zone der typischen, deutlichen Hochtalkare, an die man bei dem Begriff Kar in erster Linie denkt. Innerhalb dieser Zone sind die Hochtalkare am deutlichsten in der Nähe der inneren Grenze, wo sie in ausgedehnte Reste des Flachkarsystems eingeschnitten und ihre Böden voll erhalten sind. Gegen die äußere Grenze der Hochtalkare werden nicht nur die Reste des Flachkarsystems und damit die Karseitenwände immer undeutlicher, sondern auch die Karböden sind in immer stärkerem Maße von den glazial geweiteten und vertieften Seitentrichtern der präglazialen Eintiefung zerstört. In dem meistens konvexen Querprofil dieser jüngeren Einkerbungen zeigt sich die wechselweise Bearbeitung durch das Eis und durch

das Wasser. Nur die obersten Hangteile der Kerben gehören der glazial geweiteten, präglazialen Eintiefung an. Die tieferen Hangteile sind die vom Eis zurückverlegten Hänge interglazialer Kerben, die gegen den meist nur 2 bis 3 m tiefen V-förmigen, rein fluviatilen Einschnitt der postglazialen Zerschneidung absetzen.

An den westlichen Hängen des Kares ist ein kleiner Flachkarrest erhalten. Der Grat, der das Edweinkar im E begrenzt, verläuft zwischen 2300 m und 2100 m auffallend flach. Auch diese Gratschulter gehört der Schneidenflur der Hochtalhänge an. Das östlich von diesem Grat liegende Leiterkar zeigt deutlich den trichterförmigen Grundriß der Hochtalkare. Die vom Grat gegen das Kar abfallenden Wände sind im W noch über 300 m hoch, im E dagegen infolge der geringeren Gipfelhöhe nur mehr zirka 100 m und hier auch weniger steil. Unter diesem Wandgürtel zieht eine deutliche Flachkarleiste schräg von 2400 m auf 2100 m herunter. Unter ihr setzt der steile Hochtalkarboden an, der sich mit abnehmendem Gefälle bis in eine Höhe von 1780 m senkt. Bis zu dieser Höhe hat der jüngere und noch steilere Trichter zurückgegriffen. Zu beiden Seiten von ihm reicht der Karboden in Form schmaler Leisten bis in eine Höhe von 1640 m herunter. Nordwestlich vom Leiterkar gibt es nur mehr steile, schmale Wildbachtrichter. Nur die beiden Trichter unmittelbar nordöstlich vom Leiterkar, die zusammen den Namen Mottkar tragen, zeigen glaziale Weitung. Wir haben aber, wie der Boden des Leiterkates zeigt, an der Mündung des Leiterbaches noch nicht die äußere Grenze der Hochtalkare erreicht. Das Aufhören der Karet hat hier seinen Grund in der zunehmenden Annäherung an das Hüttwinkeltal. Der Leiterkopf ist der letzte Gipfel, der noch auf seiner SW-Seite den Schutz eines hochgelegenen Flachkarrestes genießt. Die Gipfel nördlich von ihm werden beiderseits von Hochtalhängen gebildet. Bei einer Wanderung vom Leiter-K. zum Schoden-K., 2078 m, verbleiben wir daher im gleichen und gleichgelagerten Gestein, steigen aber von der Hauptgipfelflur zur Schneidenflur der Hochtalhänge ab. Das Aufhören der Karbildung hat also seinen Grund darin, daß im Talzwiesel durch das beiderseitige Zurückgreifen der Hochtalhänge der Haupttäler an den Kamm die Reste des Flachkarsystems beseitigt wurden. Daher vereinigten sich die von den Hängen des zu schmalen Kamms herunterkommenden Gerinne nicht zu größeren, trichterbildenden Seitenbächen. Zu Beginn der ersten Eiszeit waren diese steilen Haupttalhänge nur mehr von steilen, parallelen Bachrinnen durchzogen, in denen sich infolge der Steilheit keine Gletscher bilden konnten.

Das Mäusekar auf der linken Talseite ist ein Hochtalkar und wird von den aus Kalkglimmerschiefern bestehenden Flachkargipfeln des Mäusekaropfes, 2609 m, und des Durcheckkopfes, 2690 m, abgeschlossen. Beim Durcheck-K. ist noch die W-Hälfte der alten Gipfelkuppe erhalten. Während auf der N-Seite des Kamms, wo die Schichtflächen der Kalkglimmerschiefer austreichen, die Flachkare bis zum Königstuhl anhalten, ist der kleine, südöstlich unter dem Durcheck-K. gelegene, die Schichten schneidende Flachkarboden, der oberste Teil des Mäusekates, der letzte Flachkarrest auf der linken Seite des Seidlwinkels. Es liegen also, gemessen an der Seidlwinkelache, die

letzten Flachkarreste der beiden Talseiten im Seidlwinkeltal 5 km voneinander entfernt. In diesem Wert kommt die nach der Umbiegung des Tales in die NE-Richtung isoklinale Lagerung, die bessere Erhaltung der alten Hangabsätze auf der Schichtflächenseite zum Ausdruck. Der Vorderrand des kleinen Flachkarboden liegt bei 2310 m. Dort setzt der steilere Boden des Hochtalskars an, der sich gleichmäßig bis zu einer Denudationsterrasse über einer doppelten Marmorschichtstufe senkt. Unter dieser das Kar im Halbkreis durchziehenden doppelten Wandstufe, die den beiden Marmorbänken auf der rechten Talseite entspricht, senkt sich der Karboden wieder steil, zu beiden Seiten eines noch jüngeren, steileren Trichters, bis in eine Höhe von 1800 m, wo er auf die Trogschulter ausläuft. Im N wird das Kar von einem Seitengrat abgeschlossen, der vom Durcheck-K. zu einer Scharte bei 2350 m herunterzieht, um dann in der Torsäule P 2373 zu enden. Die Scharte 2350 m ist durch die glaziale Ausweitung des Mäusekars und des Maschlalmkars entstanden. Die hochgelegene Torsäule zeigt uns aber, daß auch dieser Seitengrat vor der Bildung der Scharte eine hochgelegene, fast waagrechte Schulter besaß, die höher als 2373 m lag und daher der Schnidenflur der Hochtalhänge angehörte. Unter P 2373 senkte sich diese präglaziale Rippe zwischen den beiden Hochtaltrichtern dann sehr steil zur Trogschulter herunter, über der sie sich im Hang verlor. Dieses Stück der alten Rippe verbreiterte und verflachte sich als dreieckiger Haupttalhang sehr stark gegen unten, weil sich die Hochtaltrichter zu beiden Seiten gegen unten verengten. Während der Eiszeit wurde dieser unterste breiteste Teil der alten Trennungsrippe von den vorbeistreichenden Eismassen auf der großen Denudationsterrasse der beiden Marmorbänke stark zurückgeschnitten, so daß die Torsäule P 2373 heute mit einem dreieckigen, glatten Marmorhang zu der weiten Denudationsfläche bei P 2031 abfällt.

Das im N folgende Maschlalmkar besitzt keinerlei Reste des Flachkar-systems. Der 2763 m hohe Dreikantkarling des Schwarzkopfes fällt also im SE direkt in ein Hochtalkar ab. Der Gipfel des Schwarzkopfes besteht aus dunkel verwitternden, morschen Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten. Seine große Höhe kann also nicht auf das Gestein zurückgehen, da z. B. der niedrigere Hirzkar-K. aus den ungleich festeren Marmoren besteht. Da auch dem Schwarz-K. im N Flachkarböden vorgelagert sind, beide Gipfel also der Hauptgipfelflur angehören, kann der Höhenunterschied nur auf einer Aufwölbung beruhen. Tatsächlich sieht man, daß die Marmorbänke, die sonst flach gegen NNE absinken, sich unmittelbar östlich vom Durcheck-K. aufzubiegen beginnen und lokal mit  $16^{\circ}$  gegen S  $55^{\circ}$  W fallen. Auf der N-Seite des Schwarzkopfes fallen sie aber bereits wieder mit  $20^{\circ}$  gegen NNE. Da die Lagerung ringsum vollkommen isoklinal ist, fällt diese lokale Abweichung auf. Es wird damit aber zunächst nur eine nach der tektonischen Hauptphase entstandene jüngere und bruchlose Aufwölbung bewiesen. Das räumliche Zusammenfallen der engbegrenzten tektonischen Aufwölbung mit der anders nicht zu erklärenden und gleichfalls lokalen Aufwölbung in der Hauptgipfel-flur, macht einen zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang wahrscheinlich. Östlich vom Schwarzkopf senkt sich der Kalkglimmerschiefergrat sehr rasch

wieder auf die normale Höhe (2600 m) und fällt gegen das Maschlalmkar in sehr steilen, von Felsen und parallelen Runsen durchsetzten Hängen ab. Der trichterförmige Grundriß des Kares ist deutlich ausgeprägt. Die Vereinigung der beiden größten Bäche erfolgt nicht auf dem Karboden der Maschlalm, der in der Karachse bereits in einer Höhe von 1800 m endigt, sondern erst in dem vom Fuß der Trogwand 700 m weit zurückgeschnittenen Steiltobel. Die grüne Rippe, die das Kar im E begrenzt, tritt besonders in den oberen Teilen nicht mehr hervor als die Rippen zwischen den einzelnen Runsen im Kar. Mit dem Mäusekar enden also auch die hohen Seitengratschultern und Torsäulen (P 2426, P 2373). Die Steilformen des Hochtalsystems reichen daher von hier an von der S-Seite bis auf den Kamm hinauf, werden aber von der gleichen Stelle an in ihrer Ausdehnung in zunehmendem Maße von den jüngeren Tobeln von unten her eingeengt. Bei dem im E folgenden Königstuhlkar ist infolge der Steilheit eine Trennungslinie zwischen dem in der Hochtalzeit angelegten Teil des Trichters und dem jüngeren Tobel nicht mehr anzugeben. Die Rippen zwischen den einzelnen Runsen verflachen sich zwar ungefähr bei 1800 m etwas, doch kann man von einem Karboden kaum sprechen. Dem Kar fehlt auch eine deutliche Begrenzung an der E-Seite. Der wilde Grat des Königsthuls wird gegen E rasch niedriger, weil in dieser Gegend auch nördlich des Kamms der letzte schützende Rest des Flachkar-systems verschwindet. Wir steigen also wieder von der Hauptgipfelflur auf die hier im Durchschnitt um 300 m niedriger liegende Schneidenflur der Hochtalhänge herunter. Es gibt zwar einige hochgelegene Denudationsbasen, z. B. die zwei Denudationsterrassen östlich unter dem Königstuhl. Sie geben Anlaß zur Bildung einer kleinen zweigliedrigen Karnischentreppen, die zur Trogsschulter naturgemäß keine Beziehung hat. Der Kamm wird aber auch dort, wo diese Denudationsterrassen fehlen, nicht niedriger. Die Ausdehnung der Denudationsterrassen parallel zum Kamm ist nämlich derart gering, daß man nur von einem Schutz einzelner Kammpunkte sprechen kann. Bei einer derart geringen Breite und Länge der schützenden Denudationsbasen gelangen auch die Hangteile über diesen Absätzen wieder in den Einflußbereich der jüngeren Steilhänge. Die Ausführungen W. Pencks über die Hangentwicklung sind auch hier als ordnendes Schema zu gebrauchen, man darf aber dabei nicht vergessen, daß neben den reinen Denudationsvorgängen auch den Hanggerinnen eine große Bedeutung zukommt. Wenn die Hänge über sehr kleinen Denudationsbasen genügend hoch sind, geraten ihre oberen Teile oft in das hangaufwärts divergierende Einzugsgebiet von Hanggerinnen. Die Steilhänge schlagen also über der zu kleinen Denudationsbasis wieder zusammen. Das ist besonders bei der kleinen Schichtbastion südlich unter dem Kaserköpfel der Fall. Das Spornflurensystem wirkt überhaupt nicht schützend, weil seine Reste nur auf den Spornen erhalten sind. Vom Königstuhl an sind, weil auf der S-Seite des Kamms keine Kare mehr liegen, die Hänge bis hinauf grün. Beim Kaserköpfel verschwinden aus dem gleichen Grund auch im N-Abfall die Felsen. Fast auf der ganzen Strecke zwischen dem Kaserköpfel und der Schwarzwand wird der Kamm von einer zugerundeten Schneide gebildet, obwohl er auch hier aus den gleichen Kalk-

glimmerschiefern besteht. Noch undeutlicher ist die Grenze zwischen dem unmittelbar präglazial angelegten Tobel und der alten Hochtalform in dem Wildbachtrichter östlich unter dem Kaserköpf'l. Dieser Trichter besitzt nur ganz undeutliche Andeutungen von Hangabsätzen bei 1600 m, das Längsprofil der Bäche weist aber keinen Knick auf. Der Einfluß der unmittelbar präglazialen Eintiefung reicht also hier bis auf den Kamm hinauf. Es war hier in der Hochtalzeit wegen der damals noch breiten Reste des Spornfluren-systems zur Ausbildung eines deutlichen Trichters gekommen. Unmittelbar vor der ersten Eiszeit wurde dieser Trichter aber von dem Steiltobel der jüngeren Eintiefung vollständig aufgeschlossen, so daß es nicht zur Bildung eines Kares kommen konnte. Wir sind damit in die Nähe der äußeren Grenze der Hochtalkare gekommen, obwohl es talaußwärts noch vereinzelte kleine Hochtalkare gibt. Die Grenze ist nicht genauer festzulegen, weil der wasserscheidende Kamm durch den gefällsreicherem Weichselbach hier besonders nahe an den Seidlwinkelbach gedrängt und dadurch die Aufschließung erleichtert wurde. Vom Königstuhl an befinden wir uns in der Schneidenflur der Hochtalhänge. Die Wandabfälle des Grates gegen N werden durch die Kare auf der N-Seite verursacht. Vom Kaserköpf'l an befinden wir uns in jenem Gebiet, in dem das Weigel-, Wolf- und Seidlwinkeltal einander am nächsten kommen. Die Kammlinie sinkt noch tiefer herunter, weil hier die Steiltähnge der präglazialen Eintiefung stellenweise auf beiden Seiten bis auf den Kamm hinaufreichen. Infolge der noch präglazialen Aufschließung der Hochtaltrichter konnte sich die präglaziale Schneide durch die Eiszeit hindurch erhalten. Ebenso erhielt sie sich über dem großen Doppeltrichter des Breitenebenbaches mit Ausnahme des nördlichsten Teiles. Dort wird der Wildbachtrichter von der 2319 m hohen Schwarzwand überragt, deren Gipfel gegen W und S mit einem 100 m hohen Wandgürtel abfällt. Im NE ist der Schwarzwand eine Schrägläche vorgelagert, die sogenannte Blatthochalm, die in einer Höhe von 1960 m allmählich in steilere Hänge übergeht. Es ist das eine Schichtfläche der Kalkglimmerschiefer, die infolge der Umbiegung des Kammes in die N-Richtung hier zum Ausstreichen kommt. Dieser Schichtfläche und den nicht aufgeschlossenen Karböden westlich unter dem Gipfel in den rechten Hängen des Wolftales verdankt die Schwarzwand ihre Höhe. Der gegen W gekehrte Wandgürtel wird von dem Schicht-K. der Kalkglimmerschieferbank der Blatthochalm gebildet und ist wegen des NE-Fallens über den kleinen Karen der W-Seite etwas höher als im S über dem Breitenebentrichter. Bei der Schwarzwand verlassen wir jenes Gebiet, in dem die Erosions- und Denudationseinflüsse der genannten drei Bäche zusammenstoßen. Der nach N ziehende asymmetrische Kamm verläuft nun parallel zu den Tälern des Wolfbaches und der Rauriser Ache. Besonders auf der Schichtflächenseite im E reichen die Hänge der präglazialen Eintiefung nicht bis zum Kamm zurück. Ebenso wie der Wörther- und der Abdeckergraben an der Blatthochalm-Schichtfläche enden, liegt auch der Talkopf des Einödgrabens noch 600 m vom Kamm entfernt in einer Höhe von 1840 m. Er wird umgeben von den mittelsteilen Hängen eines alten Kartrichters, den wir trotz seiner Höhe wegen seiner Lage im Hinter-

grund eines kleinen Seitentales zum Hochtalsystem rechnen dürfen. Daß auch sein Boden vom Eis vertieft und erweitert wurde, zeigt uns der niedrige Wandabfall, mit dem der Hirschkopf, 2311 m, höher abfällt. Wie der ganze Kamm von der Schwarzwand her, gehört auch der Hirsch-K. zur Schnidenflur der Hochtalhänge. Die steile Wand, die der Hirsch-K. gegen SW kehrt, ist der Schichtkopf einer mächtigen Bank der Kalkglimmerschiefer.

### Das Hüttwinkel.

Obwohl das Vogelmaier-Ochsenkar gegen SE gerichtet ist, wurde es niemals zur Zirknitz entwässert. Die scharfe Talbiegung ist vielmehr durch die Begünstigung der Hüttwinkelache an den NW streichenden Schichtfugen der Zentralgneise entstanden. Die Eismächtigkeit des Goldberggletschers schätzte Lichtenecker bei dem ungefähr zwischen Rojacherhütte und der Scharte, 2802 m, verlaufenden oberen Profil der Gletschermessungen des Sonnblickvereins auf zirka 60 m. Es ist daher berechtigt, die Gipfel rings um das Kar als Flachkargipfel zu bezeichnen. Der Gratgipfel des Hohen Sonnblicks, 3105 m, wird aus SW fallenden Zentralgneisen gebildet. Während er daher gegen NE, auf der Schichtkopfseite, sehr steil abfällt, senkt sich vom Zittelhaus der Hang ziemlich flach unter das Kees. Die Goldbergspitze, 3072 m, ist ein schöner Dreikanter zwischen drei Flachkaren. Der Fleißsattel ist infolge des isoklinalen Schichtfallens asymmetrisch. Der SE-Grat der Goldbergspitze setzt infolge der hohen Lage der heutigen Schneegrenze vom Gletscher mit einer Randkluft ab. Der SE-Grat des Hohen Sonnblicks senkt sich bis zu einer Scharte bei 2810 m ziemlich steil herunter. Die Oberfläche des Gletschers macht die Profillinie dieses Grates abgeschwächt mit. Dieser auffallend schräge Steilabfall trennt nicht, wie Schmuck<sup>120)</sup> glaubte, alte Mittelgebirgsformen von dem jüngeren Firnfeldniveau, sondern wird durch zwei mächtige SW fallende Zentralgneisbänke verursacht. Die beiden Gneisbänke wurden bei der Anlage des alten, viel gleichmäßiger geneigten Quelltrichters von SE her, also senkrecht zum Gesteinsfallen angeschnitten und dann durch das Eis als Stufe herausgearbeitet. Im untersten Teil des Flachkares ist die Gletscheroberfläche fast horizontal. Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß sich auch der Karboden in dieser Strecke nur sehr sanft senkt. Der südliche Begrenzungsgrat des Kares verläuft von der Scharte fast horizontal gegen E. Etwas höher ragen nur der Windisch-K. und das Alteck, 2939 m, auf, an denen die deutlichen Klüfte die Bildung merkwürdig geformter Felstürmchen veranlaßt haben. Der Vorderrand des ganzen Flachkares liegt bei 2630 m, wo der obere Trogschlüß des Hüttwinkeltales ansetzt. Östlich von dieser Kante folgt das erste Flachkar der rechten Talseite, in dem sich das Bergaugebiet des Goldbergtauern befindet. Die Verbindung mit diesem Flachkar stellt ein kleiner firnbedeckter Flachkarrest unter der Windischscharte her. Die mittelsteil gegen SW fallenden Schichten werden mit deutlichem Winkel geschnitten und die Schichtköpfe der Zentralgneise streichen als frostzersprengte, niedrige Felsrippen auffallend parallel gegen SE durch das Kar, während der Boden des Kares in den beiden morschen Glimmerschieferbändern zwischen den Gneissstreifen etwas tiefer liegt. Das Fehlen

einer eigentlichen Karumrahmung im SE liegt in der Fließrichtung des Wurtengletschers begründet, dessen Stromstrich hart am SE-Abfall des Tauernkopfes verläuft und diesen Prallhang heute noch ständig untergräbt. Die ausgedehnte Denudationsbasis konnte diese Gratstrecke nicht vor der Niederlegung durch den an ihr entlang fließenden Gletscher retten. Es ist das eine zweite Art der glazialen Beseitigung von Graten, die zwar sonst nicht auf so großen Strecken erfolgt, bei der Zurückschneidung von Kar-seitengraten, die in das Tal vorspringen, aber von großer Bedeutung ist. Das Goldbergstauernkar setzt sich im N in einem schönen Teilkar fort, das an der Grenze zwischen den Neubaugneisen und den liegenden Glimmerschiefern liegt. Die aus diesen Glimmerschiefern bestehenden Karwände sind nicht sehr steil und von Schelpern bedeckt. Der von einer Endmoräne abgeschlossene Karboden liegt in seinen vorderen Teilen schon im Neubaugneis und ist daher auffallend eben. Nördlich von dem nördlichen Karseitengrat dieses Flachkar-Teilkars bekommt die rechte Talseite ein ganz anderes Aussehen, denn das Riffelkar ist in tiefgründig verwitternde Glimmerschiefer eingeschnitten. Die Gipfel der Karumrahmung erreichen nur mehr 2750 m und auch der Karboden liegt tiefer als in den obenerwähnten Flachkarresten. Der ganze Karboden und auch die nördliche Karbegrenzung werden daher von Matten eingenommen. Gegen rückwärts wird das Kar von dem morschen Riffelgrat abgeschlossen, der streckenweise infolge der geringen Festigkeit der Glanzschiefer zu einer zugerundeten Schneide zerfallen ist. Der Karboden wird der Länge nach von zwei Glanzschieferwandgürteln durchzogen, die aus den Schichtstufen des Hüttwinkel-trogschlusses kommen und gegen N in den Riffelgrat einbiegen. Im großen senkt sich der Karboden ziemlich steil, aber mit abnehmendem Gefälle bis in eine Höhe von 1870 m. Das Riffelkar mündet daher unter dem Trogrund und ist ein Hochtalkar, in dem keinerlei Flachkarreste erhalten sind. An dem vom Filzenkempfelsen gegen W ziehenden Karseitengrat ist über der Trogschulter keine Verflachung festzustellen. Gegen N fällt dieser niedrige Kamm steil ab. Dieser Steilhang wird von mehreren Wandstufen und Denudationsterrassen der Glanzschiefer schräg durchzogen, die der Reihe nach am Kamm ausstreichen.

Nördlich von diesem Kamm folgt ein Doppelkar. Die östliche Karbegrenzung wird vom NE-Grat des Filzenkempfelsens gebildet, in den hier die untersten Glanzschieferbänke hineinziehen und ihn stufen. Genau an der Schichtgrenze zu den Paragneisen endet der Grat und öffnet sich der breite Sattel der Kolmkarscharte. Es wurde hier durch die Ausweitung des Kolmkars die nur wenig darüber aufragende Kammfortsetzung niedergelegt und dadurch nachträglich ein Teil des Kolmkars durch den Lenzangerbach aufgeschlossen. Dieser Teil des Flachkars wird von der breiten Kuppe des Seekopfes, 2413 m, nur um 10 bis 20 m überragt. Der See-K. ist ein Gipfel der Altlandschaft, auf dem sich sogar noch der oberste Teil eines Muldentälchens dieser Landschaft findet. Es senkt sich mit ganz sanftem Gefälle gegen NW und streicht über einer steilen Karwand in die Luft hinaus. Gegen E kann man vom See-K., immer auf einem flachen alten Rücken bliebend, in ganz sanftem Anstieg auf die Kolmkarspitze gelangen. Die Erhaltung der alten

Gipfelformen ist auch hier an die flache Schichtlagerung geknüpft. Der Scheitel des Rückens schneidet die mit  $30^{\circ}$  gegen S  $80^{\circ}$  W fallenden Glimmerschiefer nur in spitzem Winkel. Die flachen und tiefgründig verwitterten Hänge des Rückens sind stellenweise mit Rasenwülsten und parallelepipedischen Rasengupfen bedeckt, die eine Höhe von 70 cm erreichen. Sie finden sich immer rings um die vegetationslosen und überfeuchten kleinen Mulden, in denen sich der Schnee am längsten hält. Der Abfall von dem alten Rückenscheitel zu dem rundgebuckelten Kolmkarbody ist ziemlich steil, aber auch nur 20 m hoch und zeigt, daß beide Flachreste ehemals zusammengehörten. Der Flachkarbody endet im W über einem Hochtalkar, das bei 1980 m an einer halbkreisförmigen Stufe gegen die verschüttete Trogausstülpung der Oberen Durchgangalm absetzt.

Das benachbarte Filzenalmkar ist ein Hochtalkar, das mit seinem breiten Boden etwas unter dem Trogrand mündet. Flachkarreste sind in diesem Kar nicht erhalten, dagegen hat sich im schattigen SE-Winkel des Kares ein deutliches Teilkar mit abschließender δ-Moräne eingefressen, über dessen felsiger Karwand das Seekopfmuldental abbricht. Der westliche Teil des Karbodens besitzt im S keine Begrenzung. Von S her hat der Durchgangstrog zusammen mit der Ausweitung des Filzenkates den trennenden Kamm besiegt, so daß heute der südliche Teil des Filzenkates zum Lenzangerbach entwässert wird. Die rückwärtige Karumrahmung wurde bei der Bockhart-scharte glazial überflossen. Im N wird die Karumrahmung von einem breiten Riedel gebildet. Das Fallen der Schiefer ist an diesem Riedel noch gegen S  $85^{\circ}$  W gerichtet, beginnt sich aber dann in dem nördlich folgenden Doppelkar der Seekalm allmählich immer mehr gegen NW zu drehen. Es fällt daher sowohl dieser als auch der das Seekalmkar im N begrenzende Riedel gegen dieses Hochtalkar mit den Schichtköpfen steil ab. Wir haben in diesem Schichtfallen auch den Grund für die flachkarähnliche Ausbildung des Durchgang-, Filzenalm- und Seekalmkates zu sehen. Die breiten Karböden dieser Hochtalkare besitzen nur ein sehr geringes Gefälle und werden von den Resten des alten Hüttwinkeltalhangs, den erwähnten Riedeln, nur um 20 bis 100 m überragt. Auf dem wenig geneigten Schichtflächenhang konnte die Hochtaleintiefung nicht mehr viel einschneiden. Dazu kommt, daß die Schichtflächen auch von wenig festen Gesteinen im Vergleich zu Schichtköpfen härterer Gesteine sowohl von der Denudation als auch von der fluviatilen und glazialen Erosion schwerer anzugreifen sind. Der Riedel nördlich vom Filzenalmkar sinkt sehr sanft gegen das Tal ab. Der besonders flache obere Teil gehört zur „Raxlandschaft“. Der Absatz bei 1950 m ist eine Denudationsterrasse der Glanzschiefer. Die Karumrahmung des Seekalmkates wird auch sonst stellenweise von kleinen Resten der Altlandschaft gebildet, die zwischen 2200 m und 2000 m liegen und zwischen denen einst eisüberflossene Scharten in das Bockharttalchen und zur Erzwiese führen. An mehreren Stellen sind die alten Rücken durch die glaziale Karausweitung aufgezehrt und zu niedrigen Graten verschärft worden, die in ihrer sanften Profillinie die Vorform verraten. Das Kar wird in seinem oberen Teil von der sanft gegen NW fallenden Tafel der Angertalmarmore durchzogen. Der wasserreichere nördliche Karbach hat einen deutlichen

Trichter eingesenkt, der durch die Marmorbank deutlich gestuft wird. Wir rechnen daher diesen obersten Karwinkel nicht zum Flachkarsystem. Der flache, unterste Karboden mündet in einer Höhe von 1700 m in der Nähe des Trograndes. Im N wird das Kar vom Wildeckriegel begrenzt, der bis in eine Höhe von 2200 m als Grat herunterzieht und sich von dort an stark verbreitert und verflacht. Dieser breite Absatz ist die Denudationsterrasse der Angertalmarmore. Das im N folgende Mitterastenkar ist ein Hochtalkar, das in einer Höhe von 1710 m mündet. Es ist besonders in seinen oberen Teilen nur sehr wenig in die sanft geneigten Hüttwinkelhänge eingesenkt und wird durch die Angertalmarmore gestuft. Weiter gegen N wird bis zur Mannlkarhöhe, 2415 m, der rechtsseitige Hüttwinkelhang nur durch die Marmorbänke gegliedert. Der Kamm verläuft auf der Strecke zwischen der Kataunerhöhe und der Mannlkarhöhe durchwegs zwischen 2200 m und 2500 m. Er ist also wesentlich niedriger als der Edlenkopfkamm, obwohl die Gipfel weiter im S durch das Flachkar der Erzwiese, weiter im N durch die hochgelegenen Marmorschichtterrassen auf der W-Seite des Kammes geschützt werden. Der Mitterasten-K., 2405 m, und die Mannlkarhöhe zeigen im NS-Profil die alte Rückenform. Da wir uns in der Hauptgipfelflur befinden und die gipfelbildenden Marmore eher widerstandsfähiger sind als die Gesteine des Edlenkopfkammes, muß die geringere Höhe dieser Strecke des Türchlkammes auf ein geringeres Ausmaß der Hebung zurückgehen. Nördlich von der Mannlkarhöhe haben der Lafenn- und der Schreiberbach, sowie der Bach südlich von ihm, die schützenden Denudationsterrassen zerstört. Es öffnet sich daher zwischen den flachen Quelltrichtern dieser Bäche das weite Joch „auf der Stanz“, 2103 m. Nördlich davon steigt der Kamm wieder an und erreicht im Gipfelgrat der Türchlwand 2575 m. Dieser Grat besteht aus den gleichen Kalkglimmerschiefern, die bereits im Stanzjoch anstehen, und wird nur an wenigen Stellen von Grünschieferlagern durchsetzt, die aber infolge ihrer geringen Ausdehnung keinen Einfluß auf die Gipfelhöhe haben können. Auch die Türchlwand gehört zu den Flachkargipfeln, ihre Höhe muß daher auf eine stärkere Hebung zurückgehen. Tatsächlich läßt sich, ebenso wie im Edlenkopfkamm, vom Stanzjoch an, ein leichtes S-Fallen der Kalkglimmerschiefer beobachten, das inmitten der sonst allgemein gegen NW, N oder NE gerichteten Fallrichtungen der Umgebung auffällt. Noch im N-Grat der Türchlwand biegen die Schichten wieder sanft gegen N ab. Es fällt also tatsächlich wieder diese nicht gesteinsbedingte Erhöhung in der Hauptgipfelflur mit einer Aufbeulung in den isokinal gegen N absinkenden Schichten zusammen. Eine solche Aufbeulung haben wir bisher an jedem der drei nördlichen Seitenkämme festgestellt. An allen drei Kämmen schaltet sich zwischen diese Aufbeulungen und den Hauptkamm eine niedrigere Zone der Hauptgipfelflur ein. Möglicherweise hängen die drei Aufbeulungen zusammen und bilden eine durchziehende Großfalte. Der Ausdruck wird hier nur zur Charakterisierung der tektonischen Form gebraucht. Die Aufbeulungen sind vor der Rücktiefung des Hochtalsystems erfolgt, also lange vor der Zeit, für die A. Penck die Großfaltung der Alpen annimmt. Dort, wo die Verbindungsline der drei Aufbeulungen die tieferen Hänge der Täler trifft, läßt sich allerdings eine

durchstreichende Wölbungszone in den Schichten nicht eindeutig feststellen,

Auch der Kirchleiten-K., 2422 m, der Gams-K., 2438 m, der Hunds-K., 2402 m, und der Kramkogel, 2359 m, sind Flachkargipfel, da sich östlich und nördlich unter ihnen ziemlich große Flachkarböden ausdehnen. Dieses Stück des Türchlkammes besitzt größtenteils Schneidenform. Die Hänge werden stellenweise von schräg gegen N herabziehenden Bänken der Kalkglimmerschiefer gegliedert, deren Fallrichtung sich hier allmählich nach N dreht. Im Gams-K. und im Kramkogel verbreitert sich die auch sonst sehr stumpfe Schneide. Die Rücken gehören zu den spärlichen Gipfelresten, die uns in relativ wenig veränderter Form von der Raxlandschaft erhalten geblieben sind. Da sie nur eine Höhe von 2450 m erreichen, der benachbarte und aus den gleichen Kalkglimmerschiefern bestehende Flachkargrat der Türchlwand aber heute noch eine Höhe von 2575 m besitzt, muß auf einen Höhenunterschied in der Gipfelflur der Altlandschaft von mindestens 125 m geschlossen werden. Das gleiche gilt auch für den Höhen- und Formenunterschied zwischen der Türchlwand und der südlich benachbarten Mannlkarhöhe, doch ist der Höhenunterschied von 160 m nicht ganz so brauchbar, da die beiden Gipfel aus verschiedenem Gestein bestehen.

Auf der linken Talseite des Hüttwinkeltales endet der SE-Grat des Hohen Sonnblcks bei der Rojacherhütte in einem Gewirr von Rundbuckeln. Nur mit Mühe läßt sich eine Leiste erkennen, die über dem Steilabfall zum Hüttwinkelhochtrog die Verbindung herstellt zu dem ersten Flachkar der linken Talseite, in dem der größere, obere Teil des kleinen Sonnblickkeeses liegt. Der merkwürdig spitze Grundriß des Kares geht auf das morsche Glimmerschieferband zwischen den Knappenhausgneisen und der Hauptgneismasse zurück, in dem bei der Anlage des Flachtrichters der Bach rasch zurückarbeiten konnte. Ein ursprünglich kleines Gerinne am O-Hang des Sonnblcks hat hier eine unverhältnismäßig große Hohlform geschaffen und zusammen mit dem Eis des Kares in den sich ursprünglich ziemlich gleichmäßig senkenden E-Grat des Sonnblcks eine tiefe, gesteinsbedingte Scharte gerissen und dem östlichen Teil des E-Grates den fast horizontalen Verlauf gegeben. Das kleine Sonnblickkees senkt sich bis auf 2620 m sehr flach herunter, wird dann merklich steiler und teilt sich an einer Amphibolitrippe. Die große NNE-Wand des Hohen Sonnblcks ist zirka 870 m hoch. Sie wird durch Steinschlagrinnen, die steilstehenden Klüften folgen, in einzelne Felspfeiler gegliedert. Außerdem gliedert sich die Wand in einen oberen, der Hauptgneismasse angehörenden und in einen unteren, aus den Knappenhausgneisen bestehenden Steilwandgürtel. Dazwischen legt sie sich in den Glimmerschiefern etwas zurück. Dort, wo die Steinschlagrinnen die Glimmerschiefer kreuzen, erweitern sie sich. Auch die kleinen Karnischen, in denen sich das Eis des „Keestrachters“ und des westlich benachbarten Hängegletschers sammelt, sind aus solchen Erweiterungen entstanden. So wie das Glimmerschieferband und die Steilwandgürtel senkt sich auch der Fuß der gesamten Wand mit der Gesteinsgrenze zwischen den Knappenhausgneisen und dem liegenden, schuttüberdeckten Glimmerschieferband schräg gegen W,

da alle diese Gesteine nicht senkrecht zur Wandfläche, sondern gegen SW fallen. In der ganzen Breite der Wand werden so die skulpturellen Formengruppen unterbrochen. Der Grund dafür liegt in der starken Wandrückwitterung, die durch das Bergeinwärtsfallen der Gesteine und die Unterlagerung der Gneise durch die morschen Glimmerschiefer gefördert wird. Erst unter der Goldzechspitze gibt es eine sich gegen N verbreiternde, eisbedeckte Leiste bei 2670 m, die aber schon unter der Goldzechscharte immer undeutlicher wird, so daß sich weiterhin eine genaue Grenze zwischen den Hochtrogwänden und den flacheren Hängen nicht angeben läßt. Diese SE-Hänge des Hocharn, die ihrer Höhenlage nach zum Flachkarsystem zu zählen wären, sind im unteren Teil etwas steiler als die bisher behandelten Flachkarböden, denn sie werden von zahlreichen rund gebuckelten Denudationsstufen der Glimmerschiefer und der Neubaugneise durchzogen, die sich im südlichen Teil noch gegen S, im nördlichen Teil bereits sanft gegen N senken. In diese mittelsteilen Hänge ist im SE die kleine Hochtalkarnische des Grießwies-Schafkares eingesenkt, deren Boden nur einige Meter über der Oberfläche des Pilatusgletschers mündet. Der untere Teil des großen Hocharnkarbödens wird gegen oben von einem niedrigen, vergletscherten Steilgürtel abgeschlossen, der in der nördlich von der Goldzechscharte aus dem Hocharnkees aufragenden, aperen Glimmerschieferwand beginnt. Die dunkle Wand ist der Schichtkopf einer mächtigen Glimmerschieferbank, die diskordant auf den SW fallenden Gneisen aufliegt und die wir als sechste Schieferbank bis in die Gegend von Wörth verfolgen können. Erst über diesem Steilgürtel wird das Hocharnkar ganz flach, so daß also der Hocharn ebenso wie die Goldzechspitze als gratförmiger Flachkargipfel zu bezeichnen ist. Die fünfte Schieferbank durchzieht den obersten steilsten Teil der Abrissnische des großen Bergsturzes und erst die vierte trägt über ihrem Steilabfall die rundgebuckelte Denudationsschulter im südlichen Begrenzungsgrat des Abrisstrichters.

Das geräumige Ritterkar ist in eine isoklinal gegen NW fallende Schieferserie eingesenkt. Die südlichen Karhänge werden größtenteils von den Schichtflächen gebildet und sind besonders im vorderen Teil sehr flach. Dort ist allerdings der größte Teil dieser Karhänge weggebrochen. Die sechste Schieferplatte bildet bis zur Goldlackenscharte, 2661 m, den das Kar abschließenden Grat und in den steilen nördlichen Karhängen den obersten Wandgürtel der Kalkglimmerschiefer unter den Grünschiefern des Ritterkopfgipfels. Die fünfte Schieferbank trägt im hintersten Winkel des Ritterkates eine Denudationsterrasse, auf der das kleine Goldlackenkees liegt, und bildet den unteren Wandgürtel in den nördlichen Karhängen. Der fast ebene Karboden endet über einer Stufe, die von der vierten Schieferbank gebildet wird und die der Ritterbach in einem Wasserfall überwindet. Der kleine ebene Boden darunter mündet in einer Höhe von 1980 m, also vermutlich nicht sehr hoch über dem hier zerstörten Trogrund. Das Ritterkar ist daher ein Hochtalkar. Gleich nördlich von der Ritterkarmündung ist die Denudationsterrasse der vierten Schieferbank weggebrochen. Dann aber bildet sie den Boden einer kleinen Karnische im O-Hang des Ritterkopfes, die daher

weder zu den Flachkaren noch zu den Hochtalkaren zu rechnen ist, sondern auf der Denudationsterrasse angelegt wurde. Nördlich davon bildet die vierte Schieferbank zunächst die Bocksteinwand und dann, an der Kante zum Krumltal, den stumpfen Felskopf, der die durch den Abbruch der fünften und sechsten Schieferbank entstandene Bergsturzmasse in zwei Kegel teilte.

Der großartige Talschlüß des Krumltales wird von dem auf dieser Seite verfirnten Hochangipfel beherrscht. Der von ihm gegen W weiterziehende Hauptkamm ist in den gegen W fallenden Glimmerschiefern als Flachkar-Sägegrat ausgebildet. Die Glimmerschieferbank, die den Gipfel P 3060 bildet, senkt sich als 160 m hoher Wandgürtel gegen NW herunter. Er trennt vom eigentlichen Krumlkees einen kleinen Gletscher ab, der in dem Winkel nordöstlich unter dem Krumlkees-K. auf der Schichtfläche der erwähnten Glimmerschieferbank liegt. Diese Fläche und die sich ebenfalls mittelsteil vom Flachkargrat des Hocharn gegen NW senkenden Hänge, auf denen das Krumlkees liegt, gehören einem einzigen großen, gegen NW verzogenen Hochtalkar an. Infolge der geringen Länge des Tales vermochte die Hochtaleintiefung bis an den Hauptkamm zurückzugreifen. Sie hat dabei die alten Flachtrichter vollständig zerstört. Die, das Krumlkeeskar im E begrenzende Rippe bildet die Fortsetzung des Grieswiesschwarzkopf-N-Grates und ihre höheren Teile werden wie dieser aus der sechsten Schieferbank gebildet. Östlich von der Rippe liegt unter der Goldlackenscharte ein zweites, sehr schmales und ebenfalls gegen NW verzogenes Hochtalkar, das mit seinem Boden auf die Trogschulter mündet. Etwas weiter im N fällt der Ritterkopf mit gleichmäßig steilen und von parallelen Rinnen durchzogenen Schelpenhängen unmittelbar bis in eine Höhe von 2200 m ab. Auf der N-Seite des Ritterkopfes hatten die steilen Talhänge der zurückwandernden Hochtaleintiefung infolge der hier größeren Entfernung zwischen dem Ritter-K. und dem Talfesten nicht alle Reste der alten Flachformen beseitigt. Es kam daher nicht zur Bildung der wenig verästelten und fast parallelen Steirrinnen, sondern ein alter Flachtrichter sammelte die Gerinne der N-Flanke zu einem einzigen größeren Bach und dieser konnte daher in die alten Flachhänge einen Seitentrichter des Hochtalsystems, die Vorform des Glockkaserkars, einschneiden. Die beiden Karscitengrate verlaufen daher zwischen 2450 bis 2520 m auffallend flach. Der Boden des Glockkaserkars wird von den Schichtflächen zahlreicher Kalkglimmerschieferbänke gebildet, und zwar so, daß diese Bänke von dem etwas steileren Karboden im ganzen geschnitten werden und man wie auf einer Treppe von einer Schichtfläche auf die nächst tiefere gelangt. Die letzte Schichtfläche des Karbodens bricht über den steilen Troghängen ab. Der Ritter-K. genießt also auf keiner Seite den Schutz von Flachkarresten oder hochgelegenen Denudationsterrassen und gehört daher in die meist viel tiefer liegende Schneidenflur der Hochtalhänge. Trotzdem erreicht er als Grünschieferhärtling die Höhe der Flachkar-Gipfel des Hauptkammes. Auf der linken Talseite senken sich von der Schieferschneide der Wasserfallhöhe und vom Marmorgrat des Gamskarkogels ungegliederte, steile Hochtalhänge bis zur Trogschulter. Erst zwischen dem Sagkogel und dem Schafleger-K. hat sich über der Stelle, an der das Krumltal umbiegt und der

Kamm vom Krumlbach weiter entfernt ist, ein Kar gebildet, dessen flacher Boden bei 2400 m endet. Der Sagkogel und der Schafleger-K. ragen über die höchsten Teile des kleinen Karboden noch um zirka 300 m auf. Nach der Form und nach der Höhe über dem Trogrand (400 m) kann es nur ein Flachkar sein. Dieses Kar ist aber noch aus einem anderen Grund interessant. Die tiefste Einschartung in dem Flachkargrat zwischen dem Sagkogel und dem Schafleger-K. ist 2669 m hoch. Unter dieser Scharte reicht der das Kar umziehende Wandgürtel am tiefsten herab. Das hat seine Ursache darin, daß gerade unter der Scharte die im S flach gegen NNE fallenden Schieferbänke gegen das Zentrum der Edlenkopfaufwölbung anzusteigen beginnen und daher flach gegen SW einfallen. Durch die Scharte P 2669 zieht daher eine ganz flache, offene Synklinale, die in dem auf der N-Abdachung weithin vorherrschenden, gegen NW bis NE fallenden isoklinalen Schichtverband auffällt. Die Edlenkopfaufwölbung, durch die diese weitgespannte Mulde entstanden ist, gehört daher wahrscheinlich einer jüngeren tektonischen Phase an.

Flachkarreste finden sich unter dem Gipfel P 2715 in einer Höhe von 2560 m und besonders südwestlich unter dem Edlen-K. in einer Höhe von 2610 bis 2650 m. Die alten Flachtrichter haben also die Edlenkopfaufwölbung mitgemacht. Unterhalb dieser beiden kleinen Karnischen setzen mehrere Wildbachtrichter an, die auf die steile Trog Schulter auslaufen. Infolge der großen Steilheit dieser Hochtaltrichter wurden ihre Hänge während der Eiszeiten nur von einer Firnschicht überzogen, auf der dann der Schnee immer bald abglitt. Die glaziale Umbildung dieser Trichter war daher gering. Ähnlich war es bei dem auf der SW-Seite des Edlenkopfes gelegenen Wildbachtrichter. Östlich von ihm erniedrigt sich der E-Grat des Edlenkopfes sehr rasch. Seine steilen S-Hänge werden nur von untereinander parallelen Steilringen durchzogen. Die Enge des unteren Krumltales und die Steilheit seiner Hänge gehen auf die Einengung durch die Edlenkopfaufwölbung und den Ritterkopfhärtling zurück.

Der Edwein-K., 2750 m, und der Schafkarkogel, 2747 m, überragen gegen das Hüttwinkeltal die höchsten Teile des hochgelegenen und geräumigen Flachkares der Schafweide um 150 bis 170 m. Der Edlen-K., 2918 m, erhebt sich allerdings 350 m über den Karboden, doch schaltet sich in seinen N-Abfall eine breite Denudationsterrasse über einer Kalkglimmerschieferbank ein. Unter dem Vorderrand des Flachkares bei 2400 m geht der Karboden ziemlich schnell in immer steilere Hänge über, die von den zahlreichen Wandbändern der Kalkglimmerschieferbänke durchzogen werden. Das Schichtfallen ist in den höheren südlichen Teilen dieser Steilhänge mit 5° gegen SE gerichtet. In den tieferen Hangteilen liegen dagegen die Kalkglimmerschiefer fast waagrecht, was man besonders südöstlich unter der ausgedehnten waagrechten Denudationsterrasse der Felderalm feststellen kann. Die Schichtlagerung zeigt also infolge der Edlenkopfaufwölbung inmitten des sonst allgemein gegen NW bis NE gerichteten Gesteinsfallens auffallendes lokales SE-Fallen.

Die Steilhänge über der Felderterrasse bilden die Rückwand eines Hochtalkares, dessen Karboden im S von der Felderterrasse gebildet wird, sich aber von dort gegen N sanft bis in eine Höhe von 1500 m senkt, also in der

Nähe des Trograndes mündet. Eigenartig ist, daß sich der Karboden parallel zum Hüttwinkeltal gegen N senkt. Da aber unmittelbar nördlich von der Felderalm die Kalkglimmerschiefer bereits wieder gegen NNW fallen, ist die Verziehung des nördlichen Karbodens verständlich. Die eigenartige Form dieser Kartreppe, deren Flachkarrest sich gegen E, deren Hochtalkar sich aber gegen N senkt, ist in der durch die Edlenkopfaufwölbung geschaffenen Lagerung der Kalkglimmerschiefer begründet. Nördlich vom Schafkar-kogel senkt sich der aus den gleichen Kalkglimmerschiefern, zum Teil sogar aus härteren Grünschiefern bestehende Kamm, obwohl er bis zum Leiter-K. ebenfalls von Flachkarren geschützt wird, ziemlich rasch bis auf 2323 m, also auf jene Höhe, die auch die anderen in ähnlicher Entfernung vom Hauptkamm gelegenen Flachkargipfel aufweisen. Es ist bezeichnend, daß außerhalb des Bereiches der jungen Edlenkopfaufwölbung die Hauptgipfelflur sehr rasch wieder absinkt. Die Steilhänge des Koglarkopfes werden von einer gestuften Kalkglimmerschieferwand durchzogen. Diese mächtige Serie härterer Bänke läßt sich gegen N bis unter den Schoden-K., 2078 m, verfolgen. Die von ihr gebildete Denudationsterrasse gab Anlaß zur Bildung von drei hochgelegenen Karen. Entsprechend der isoklinalen Lagerung in diesen Karen sind sowohl ihre Böden als auch ihre asymmetrischen Seitengrade stark gegen N verzogen. Der südliche Begrenzunggrat des mittleren Kares zieht heute vom P 2391 des Kamms nur ein kurzes Stück gegen NNE. Sein vorderer Teil ist als Buchebner Bergsturz abgebrochen. Nördlich vom Platteck reichen die Steilhänge der unmittelbar präglazialen Eintiefung infolge der starken Annäherung des Seidlwinkeltales an das Hüttwinkeltal beiderseits bis zum Kamm hinauf. An der gleichen Stelle verläßt die von ihnen gebildete Schneide die Schneidenflur der Hochtalgänge und senkt sich nach abwärts.

### Das Naßfeld- und Gasteinertal.

Unmittelbar unter der Woiskenscharte liegt über dem oberen Trog-schlüß des Weißentales nur eine schmale Flachkarleiste. Sie setzt sich auf der rechten Talseite deutlich als breite Felsterrasse fort, die die Zentralgneise schneidet. Ihre höchsten Teile werden von den Flachkargipfeln nur um 10 bis 50 m überragt. Die Kammlinie verläuft fast horizontal. Im Mallnitzriegel, 2611 m, ist die alte Gipelform nicht nur im Kammlängsprofil erkennbar, sondern auch im Querprofil. Trotz dieser Verbreiterung des Kamms zu einem sanft geböschten Zentralgneisrücken bleibt die nur 10 bis 30 m hohe Flachkarwand steil und felsig. Dieser niedrige Steilabfall trennt die sanfte alte Gipelform der „Raxlandschaft“ von ihrem durch die Eiserosion stärker tiefergelegten, alten Muldenboden. Daß die Flachkarwand oft nur 10 m hoch ist, spricht gegen das verschiedene Alter der Vorformen der Gipfel und der Flachkarböden. Südlich unter dem Mallnitzriegel erreicht die Flachkarterrasse auf der Schichtflächenseite des asymmetrischen Tales eine Breite von 500 m. Westlich davon wurde sie durch eine kleine Hochtalmulde stark zurückgeschnitten und westlich unter dem Mallnitzriegel durch eine im Streichen der Zentralgneise gegen SE verzogene Ausstülpung dieser Karmulde ganz zerstört. Die langgestreckte Flachkarterrasse verbreitert sich gegen W und wird

erst durch den SW-Grat des Kreuzkogels seitlich abgeschlossen. Die kleinen Seitengraten zwischen dem Mallnitzriegel und dem Kreuzkogel sind durch die glaziale Karausweitung niedergelegt worden und nur die wechselnde Höhe der Karwand erinnert an die alten Trichter. Auch der Kreuzkogel-SW-Grat reicht nicht bis zum Vorderrand der Flachkarleiste, sondern ist auf ihr durch das Eis zurückgeschnitten worden. Der Flachkargrat, der vom Mallnitzriegel gegen NW zieht, verbreitert sich im Kreuzkogel zu einer kleinen Gipfelfläche. Gegen W senkt sich mit rasch zunehmender Breite das Ödenkar. Da sich die Fallrichtung der Zentralgneise um den Kreuzkogel von SW gegen WNW dreht, ist der Karboden, der die Gneisbänke nur in einem sehr spitzen Winkel schneidet, der Breite nach gewölbt. Immerhin senkt sich dieser Flachkarboden durchwegs flacher gegen W als die Zentralgneisbänke, deren Schichtköpfe daher im Karboden ausstreichen und ihn als kurze horizontale Rundbuckelwülste durchziehen. Der Karvorderrand ist nicht genau anzugeben, da der Karboden gegen unten nur allmählich steiler wird. Die nächste Umgebung des Knappenbäudelsees, 2240 m, dürfte noch zum Flachkarboden gehören. Die Entstehung der kleinen, in den Fels eingesenkten Seewanne beruht wahrscheinlich auf dem Durchziehen einer NNW streichenden, steilstehenden Kluft, die an dieser Stelle die Ablösung einer größeren Gneistafel erleichterte. Auf der linken Talseite des Weißentales, die von den Schichtköpfen gebildet wird, sind keinerlei Reste des Flachkarsystems erhalten. Mit steilen Wänden stürzen die Gipfel zu den durch das SW-Fallen der Gesteine gegen W verzogenen Hochtalkaren ab, deren Böden auf die Trogschulter münden. Bis vor das Ebeneck besteht der asymmetrische Grat des Hauptkammes aus Zentralgneis, sind die Karnischen im N sehr klein und ihre Wände fest. Gegen W bilden dann die Glimmerschiefer und Glanzschiefer der Mallnitzer Mulde die Flachkargipfel, deren Gipfelhöhe sofort um 140 m sinkt und die zu dem großen Hochtalkar darunter mit steilen, aber brüchigen Wänden abfallen. Der Boden des benachbarten Eselkares wird von diesem Teil des Hauptkammes nur um 30 m überragt. Auch der aus Glimmerschiefern und Glanzschiefern bestehende östliche Karseitengrat fällt zum Karboden nur mit einem niedrigen Hang ab. Gegen W wird dagegen das Kar von hohen Schichtkopfwänden abgeschlossen, in denen besonders der helle Wandgürtel der Angertalmarmore und ihre stark bergwärts fallende Denudationsterrasse auffällt. Während die Angertalmarmore in den verkarsteten Gipfel der Tauernhöhe, P 2490, ziehen, bilden die darüberliegenden Riffelschiefer die tiefe Einsenkung des Niederen Tauern und, zusammen mit einigen Kalkglimmerschieferbänken, den in mehreren Schichtkopfstufen rasch ansteigenden Grat zum Gessel-K. Der Karboden des Eselkares ist stark gegen W verzogen, schneidet aber die Schichten, da er in seinen höheren Teilen aus Glimmerschiefer, im unteren Teil aus Zentralgneis besteht. Die tiefsten Teile des Vorderrandes dieses Kares liegen bei 2000 m. Trotzdem sich der Karvorderrand ziemlich stark gegen W senkt, schneidet er die noch stärker einfallenden Zentralgneisbänke. Es ist dadurch zu einer jungen Laufverlegung des Karbaches gekommen, der früher ganz im W längs einer Schichtfuge herunterfloß. Heute benutzt er eine weiter östlich gelegene.

Westlich vom Eselkar liegt das Höllkar, dessen Boden in einer Höhe von 2000 bis 2190 m über den steilen Trogwänden in die Luft hinausstreicht. In die vorderen Teile des Karbodens ist eine schmale Mulde eingesenkt, eine durch das Eis geweitete, alte Kerbe des Höllkarbaches, in deren Boden er jetzt neuerlich eine Kerbe einschneidet. Diese Erosion des Höllkarbaches oberhalb der Vorderkante des Kares erfolgt durch den Zug jenes mächtigen Wasserfalles, mit dem der Höllkarbach über die unter dem Karvorderrand durchstreichende Wand der Angertalmarmore herunterfällt. Das für ein Hochtalkar auffallend geringe Gefälle des Karbodens beruht also darauf, daß die Vorform des Kares zwar ungefähr zur Hochtalzeit, aber über der Denudationsterrasse der Marmore angelegt wurde. Für die Weiterbildung dieses Trichters war es von Bedeutung, daß die aus Kalkglimmerschiefern bestehenden Gipfelhänge des Gesselkopfes von den morschen Riffelschiefern unterlagert werden. Die dadurch bedingte starke Ausweitung des Kares ließ die besonders hohen und steilen Karwände entstehen. Nur in den vorderen Teilen des Höllkares merkt man den Einfluß der isoklinalen Schichtlagerung, da dort flachere Hänge vom Karboden zu dem asymmetrischen östlichen Seitengrat ansteigen. Besonders nach Neuschneefall merkt man, daß der sonst durchschnittlich 500 m hohe Wandgürtel von einem Knick durchzogen wird, der im großen und ganzen zwar waagrecht, im einzelnen aber sehr unruhig zwischen 2480 m und 2540 m, also 80 bis 140 m über dem Fuß der Karwände verläuft. Es ist das jener Knick, der ungefähr der Lage des hochglazialen und stadialen Bergschrundes entspricht. Unter ihm liegt der glatte und ungemein steile Wandgürtel, der durch die am Bergschrund plötzlich einsetzende Glazialerosion des Kargletschers entstanden ist. Die große Höhe dieser Bergschrundwände im Höllkar beruht auf der allgemeinen Steilheit der Wände dieses Kares, in denen selbst ein geringfügiges Zurückwandern dieses Steilwandgürtels eine starke Zunahme seiner Höhe bewirkte. Der von tiefen, schneegebleichten Rinnen und mächtigen Felspfeilern durchzogene Wandgürtel über dem Bergschrundknick reicht nur dort bis auf den Hauptkamm hinauf, wo dieser zu beiden Seiten des Gesselkopfes unter 2800 m sinkt. Die eigentlichen Gipfelhänge sind auf der N-Seite ziemlich sanft. Da der obere Rand der Wände des Höllkares, der ungefähr der 2800-m-Isohypse folgt, die Kalkglimmerschiefer deutlich schneidet, müssen wir die darüberliegenden flachen Gipfelhänge dem Flachkarsystem zuzählen. Es handelt sich aber nicht, wie es aus der Ferne den Anschein haben könnte, um ein erhaltenes Hangstück der „Raxlandschaft“, sondern um eine seichte kleine Karnische, bei der die teilweise Firn- und Schuttfüllung einen glatten Hang vortäuscht. Auch der benachbarte Mittlere Murauer-K., 2988 m, und die Schlapperebenspitze, 3012 m, der Strabeleben-K., 3012 m, und das Schareck, 3122 m, sind Flachkargipfel. Der Murauer-K. und die Schlapperebenspitze zeigen ebenso wie der Gessel-K. im Kammlängsprofil die alte Rückenform. Aber auch senkrecht dazu besitzen die beiden Gipfel in ihren obersten Teilen ziemlich flache Hänge. Wieder sind es ganz kleine, seichte Karnischen, deren Firn- und Schuttfüllung voll erhaltene Hänge der „Raxlandschaft“ vortäuscht. Am Murauer-K. setzen die Flachkarnischen ungefähr bei 2750 bis

2800 m gegen die Steilwände des Höll- und Röckkars ab. Auch nordwestlich vom Mittleren Murauer-K. sind die obersten Hänge des Röckkars bis zu einer Höhe von 2650 m herunter nicht sehr steil, doch hat der Gletscher, der in diesem Karwinkel liegt, diese Hänge ziemlich stark abgeschrägt. Erst die Karnischen vom Sparangerssee, 2776 m, bis zur Schlappereben spitze, 3012 m, besitzen wieder flache Böden. Der Steilwandgürtel, der die Hänge des Mittleren Murauerkopfes unter diesen älteren Formen durchzieht, ist daher nur unter dem Mittleren Murauer-K. und unter dem Sparanger-K. hoch und steil. Die Wand unter dem Mittleren Murauer-K. zeigt wieder die Trennung in den weniger steilen, oberen Wandgürtel und die darunterliegende, sehr steile und glatte Untergrabungswand des Bergschrundes. Der Karboden wird von einer Schichtstufe aus Kalkglimmerschiefern und Riffelschiefern schräg durchzogen und sein Vorderrand folgt größtenteils der Oberkante der Marmorbank. So wie das Höllkar wurde daher das Röckkar zur Hochtalzeit über der Denudationsterrasse der Angertalmarmore angelegt. Auch hier ließ die Unterlagerung der gipfelbildenden Kalkglimmerschiefer durch die Riffelschiefer hohe Wände entstehen, die aber im Karhintergrund durch die von den Flachkarresten herunterkommende Gletscherzungue abgeschrägt und erniedrigt werden. Das unter dem Strabeleben-K. gelegene Schlapperebenkar zeigt die zweistufige Kartreppe noch viel deutlicher. Die Flachkarreste sind hier besonders gut erkennbar. Die Schlappereben spitze erscheint von NE als ganz flacher Rücken. Es ist auch hier nur die alte Scheitellinie erhalten und der NE-Hang des alten Rückens nur wenig verändert. Eine jetzt ausapernde waagrechte Felsbank bei 2800 m trennt diesen flachen Gipfelhang von dem relativ flachen Firnfeld des Schlapperebenkeeses. So wie hier am NE-Hang der Schlappereben spitze lagen auch sonst die obersten flachen Gipfelhänge über dem Bereich nennenswerter Glazialerosion. Die seichten Nischen, die hier in die alten Rückenhänge eingesenkt sind, wurden nur durch die Firnflecken gebildet, und zwar zu Zeiten mit hochliegender Schneegrenze. Nur bei der Bildung dieser seichten Nischen ist das abwechselnde Schmelzen und Frieren am Rand und am Grund dieser Firnflecken in stärkerem Maße neben der Firnerosion beteiligt gewesen. So wie sich jene rezenten Schneeflecken, die in jedem Jahr am längsten bis in den Sommer liegen bleiben, besonders in morschen Schiefern, durch diese Vorgänge allmählich selbst eine Vertiefung schaffen, haben sich auch diese Firnflecken allmählich in die Hänge eingeprägt. An der glazialen Ausgestaltung der 200 m breiten Flachkarleiste auf der N-Seite des Scharecks, die heute noch vom Eis bedeckt ist, war und ist dagegen fast ausschließlich die Erosion des Eises beteiligt. Man sieht jetzt, da auch am Schareck allmählich der Hauptkamm aus der Firnkappe ausapert, daß er ebenso wie der oberste Teil des NE-Kammes von einem niedrigen Grat gebildet wird. Diese Grate überragen die Firnflächen der drei im Schareck zusammenstoßenden Flachkare nur um wenige Meter. Das gegen E blickende Flachkar bricht mit seiner Firnkante in einer Höhe von 2900 bis 2980 m ab, wovon für die Karvorderkante noch die Mächtigkeit des Firns (10 bis 20 m) abzuziehen ist. Das mäßig geneigte Firnfeld des Schlapperebenkeeses liegt 100 m unter dem östlichen Flachkar des Scharecks. Von

2690 m an beginnt sich das Kees immer stärker zu senken und endet mit einem Eisbruch in einer Höhe von 2620 m. Nur eine schmale Zunge reicht noch ein Stück über die darunterliegende 120 m hohe Steilwand hinunter. Der Höhenunterschied zwischen den eindeutigen Flachkarresten am Schareck und dem Schlapperebenfirnfeld bereiten der Einbeziehung des Schlapperebenfirnfeldes in das Flachkarsystem gewisse Schwierigkeiten. Sie verschwinden jedoch, wenn man bedenkt, daß sich das Eis in diesem Flachkarwinkel immer am längsten hielt und daher seinen Boden in jeder Eiszeit am längsten und stärksten vertiefte. Der Vorderrand dieses Flachkar-Teilkares wurde in ähnlicher Weise abgeschrägt wie die Hänge im Hintergrund des Röckkares, denn die Hochtalarwände wurden von oben her durch das Eis niedergeschliffen. Eine Durchkletterung der glattgescheuerten Felsen dieser erniedrigten Wandstufe zeigte, daß die schmale Zunge, die heute noch über die Wand herunterhängt, die Stufe zerstört und von oben her eine schmale Mulde in den Stufenabfall schleift.

Diese Verhältnisse zeigen, daß die Gletscher präglaziale Stufen nicht nur höher und steiler gemacht haben, sondern in bestimmten Fällen auch versuchten, Stufen niederzuschleifen. Eine wirkliche Lösung des Problems der glazialen Stufenumbildung muß aber außer diesem gegensätzlichen Verhalten der Gletscher auch noch die Neubildung der glazialen Konfluenz- und Mündungsstufen erklären. Alle diese Vorgänge sind nur zu erklären, wenn man, übereinstimmend mit den entsprechenden gletscherkundlichen Beobachtungstatsachen,<sup>92)</sup> für die bodennahen Eisschichten der Gletscher weitgehende Plastizität annimmt. Wird nun eine bereits vorhandene Stufe oder Gefällsstiele beim Vorrücken des Eises von einer Gletscherzunge überwältigt, dann wird sie niedergeschliffen, weil in den Gletscherzungen die plastischen Eisschichten gegenüber den festen zurücktreten und die Gletscheroberfläche höchstens parallel zum Felsgrund verläuft. In den meisten Fällen wird jedoch die Eismächtigkeit und damit das Ausmaß der Eiserosion oberhalb der Stufe sogar größer sein als unterhalb. Rückt nun aber der Gletscher noch weiter vor, dann gelangt die Stufe unter den Einfluß der plastischen Bodenschichten des Gletschers, während gleichzeitig die Gletscheroberfläche, auch bei Bildung eines Eisbruches, den Felsabfall der Stufe nicht mehr parallel, sondern nur mehr sehr sanft und abgeschwächt mitmachen kann. Von nun an ist jederzeit die Eismächtigkeit und daher auch das Ausmaß der schleifenden Eiserosion unterhalb der Stufe größer als oberhalb, wodurch der Stufenabfall des Felsgrundes in zunehmendem Maße höher und breiter und auch etwas steiler wird. Dadurch aber wächst das Ausmaß der Druckentlastung, die die bodennahen Teile des Gletschers beim Überfließen der Stufe erfahren, und damit das Ausmaß der splitternden Eiserosion im Stufenabfall, wodurch die Felsstufe in zunehmendem Maße steiler wird. Durch die Plastizität der bodennahen Eisschichten können die Gletscher außerdem aber die Ansammlung von Eismassen an der Vereinigung zweier Täler bei gleichbleibendem Strömungsquerschnitt sofort durch beschleunigtes Strömen wettmachen. Durch diese Geschwindigkeitszunahme und die damit verbundene Steigerung der Eiserosion entstehen die Konfluenz- und Mündungsstufen. Durch die oben

geschilderten und sich selbst verstärkenden Vorgänge werden auch diese von den Gletschern erzeugten glazialen Strömungsstufen immer höher und steiler.

Die Erniedrigung der Karwände im Hintergrund des Röck- und Schlapperebenkares erfolgte also nicht in den Hocheiszeiten, sondern immer erst bei hochliegender Schneegrenze, als das von oben kommende Eis gerade noch den Stufenfuß erreichte. Zu beiden Seiten dieser Lücke in der Karwand erreicht der Wandgürtel des Schlapperebenkares sofort Höhen von 300 bis 450 m und versteilt sich auch hier in seinen untersten Teilen an mehreren Stellen zu fast lotrechten und glatten Bergschrundwänden. Der südliche Teil des Karbodens wird von einer Glimmerschieferschichtstufe schräg durchzogen, über der der kleine Eiskörper des „Keesauges“ liegt. Der Vorderrand des Karbodens folgt auf großen Strecken der Oberkante von Zentralgneisbänken. Die Höhenlage des Karbodens ist aber im großen durch die Hochtal-eintiefung und die Glazialerosion bestimmt. Wären die Gneisbänke, denen heute der Vorderrand dieses Kares folgt, um 100 bis 200 m höher gelegen gewesen, dann würde der Karvorderrand entsprechend tiefer gelegenen Gneisbänken folgen. Das gleiche gilt aber auch für das auf die Marmorbank ausmündende Röck- und Höllenkare. Diese über den Trogschlütern gelegenen Gesteinsbänke vermögen die Höhe des Karvorderrandes nur um relativ kleine Beträge, meist nicht mehr als um 100 m zu erhöhen. Streicht das harte Schichtband höher über dem Trogrand aus, dann schneidet, wie beim Ritterkar, der Karbach auch in die unter dieser Gesteinsbank gelegenen Hänge einen kleinen Hochtaltrichter ein und die höher oben durchziehende harte Gesteinsbank wird zu einer Stufe im Karboden. Obwohl nun das Höll-, Röck- und Schlapperebenkar die typischen Merkmale von Hochalkaren, vor allem die steilen und hohen Karwände, zeigen, hat sie Creutzburg<sup>22)</sup> seinem Firnfeldniveau zugerechnet. Der Fehler Creutzburgs beruht hier darauf, daß ohne Rücksicht auf die Form allein die Höhe des Karbodens für die Zugehörigkeit zum Firnfeldniveau entschied. Tatsächlich liegen die strukturell etwas erhöhten Vorderränder dieser Käre nur 30 m unter dem Vorderrand des Ödenflachkares. Die Entscheidung über die Zusammengehörigkeit der Käre ist aber auch hier nicht schwer. Da sich über den drei Hochalkaren eindeutige Flachkarreste und Flachkargipfel finden, müssen die darunter ansetzenden, ganz anders gearteten Steilformen einer anderen Formengemeinschaft, eben den Hochtalformen, angehören. Es muß allerdings der Höhenunterschied zwischen den alten Gipfelresten und Flachkarren des Hauptkammes einerseits und dem Kreuzkogelgipfel und dem Ödenkar anderseits erklärt werden. Der Höhenunterschied zwischen den Vorderrändern der Flachkare beträgt 400 m und beruht zu einem sehr großen Teil auf der verschiedenen starken Zurückschneidung auf der Schichtkopf- und Schichtflächenseite. Es verbleibt aber noch ein ansehnlicher Höhenunterschied, da der Vorderrand der Flachkarreste der linken Talseite höher liegt als die höchsten Teile des Ödenkars. Man wäre versucht, zur Erklärung dieses Höhenunterschiedes zwei verschiedene Flachkarsysteme anzunehmen. Ein zweites Flachkarsystem oder Firnfeldniveau läßt sich aber nicht nachweisen. Die verschiedene Höhe beruht auch nicht auf dem Gesteinsunterschied, denn

gerade der niedrigere Kreuzkogelkamm besteht aus festen Zentralgneisen, die Gipfel des Hauptkammes zwischen Gesselkopf und Schareck dagegen aus Kalkglimmerschiefer. Der Höhenunterschied in der Hauptgipfelflur kann nur durch eine Verbiegung erklärt werden, trotzdem sich eine solche im Gesteinsverband nicht nachweisen lässt. Das wird verständlich, wenn man das geringe Ausmaß dieser Verbiegung und die Breite des Naßfeldes berücksichtigt. Diese Abbiegung überschreitet auch zwischen dem Gessel-K. und dem Rometerspitz, 2695 m, den Hauptkamm, denn die Gipfelhöhe des Hauptkammes sinkt in dieser Strecke um fast 300 m, obwohl der Rometerspitz aus Zentralgneis und der Gessel-K. aus Kalkglimmerschiefer besteht. Während dieser Höhenunterschied zwischen diesen beiden Flachkargipfeln zweifellos auf eine weitgespannte Einwalmung des Hauptkammes zurückgeht, ist die besondere Erniedrigung beim Niederen Tauern durch das Durchstreichen wenig widerstandsfähiger Glimmerschiefer der Mallnitzer Schiefermulde bedingt.

Die Abbiegung zieht um das Schareck herum auch in das Sigritztal. Das eiserfüllte Flachkar auf der N-Seite des Scharecks bricht nämlich mit seiner Felskante bei 2900 m ab. Weiter im W liegt das kleine Herzog-Ernst-Kees auf einem kleinen, mittelsteilen Gehängeabsatz der sonst sehr steilen N-Wände des Grates Schareck-Herzog Ernst. Die höchsten Teile dieses Eiskörpers liegen nur zirka 40 m, der untere Rand des Gehängeabsatzes dagegen fast 600 m unter dem Herzog Ernst. Die Lagerung der Marmore, Glanzschiefer, Glimmerschiefer und Zentralgneise ist hier sehr verworren, doch herrscht mittelsteiles N-Fallen vor. 40 bis 80 m östlich unter dem vom Herzog Ernst gegen N ziehenden Kamm sind noch südlich von der Riffelhöhe kleine, über 2320 m gelegene Absätze erhalten. Erst nördlich von den Denudationsleisten unter dem Filzenkempfelsen folgt das Kolmkar-Flachkar, dessen rundgebuckelter Boden ungefähr bei 2300 m endet. Ähnlich wie an der E-Seite des Scharecks kann hier an seiner N-Seite der Höhenunterschied von 600 m zwischen dem Schareckgipfel und seinem nördlichen Flachkar einerseits und dem Kolmkarspitz-Rücken und dem ihm südlich vorgelagerten Flachkar anderseits nur durch eine tektonische Verstellung erklärt werden. Bei den komplizierten Lagerungsverhältnissen der Mallnitzer Mulde lässt sich aus dem N-Fallen am Hauptkamm eine Abbiegung zwar nicht vollkommen eindeutig beweisen, sie gewinnt aber ein hohes Maß von Wahrscheinlichkeit. Wenn man trotz der schlechten Aufschlüsse den Absatz südlich von der Riffelhöhe als Flachkarrest auffaßt, dann muß man auf nur 2 km Abstand zwischen dem Hauptkamm und diesem Absatz eine ziemlich steile Flexur annehmen. Da der Absatz, auf dem das Herzog-Ernst-Kees liegt, anscheinend die Schichten schneidet, könnte man ihn eventuell als schräggestellten Rest des Flachkarsystems auffassen.

Unabhängig von dieser Tektonik greifen die glazial umgestalteten Taldenden des Hochtalsystems, die Hochtalkare, in diese verbogenen Reste der älteren Flachlandschaft zurück. Das größte dieser Hochtalkare ist das Ursprungskar des Sigritzhochtales. Seine Karwände sind unter dem Schareck über 400 m hoch und überaus steil. Sie werden von schrägen Eisrinnen durchzogen, die auf Klüfte zurückgchen. Der Karboden setzt sich jenseits der

Härtestufen der Glanzschiefer im Sigritzhotal fort. Unterhalb der Glanzschieferstufen mündet sowohl von rechts als auch von links je ein Hochtalkar. Besonders der von links mündende Kartrichter ist nicht sehr deutlich. Die südliche Begrenzung bildet der erwähnte kleine Flachkarrest. Der stark geneigte Karboden wird von zahlreichen rundgebuckelten Riffelschieferstufen durchzogen. An mehreren Stellen werden die stark verwitterten Rundbuckel durch quer zum Streichen verlaufende Kluftgassen getrennt. Die im S liegende Karnische ist durch das Schichtfallen etwas gegen W verzogen. Östlich davon erreicht ein Wildbachtrichter der unmittelbar präglazialen Eintiefung den rasch absinkenden NE-Grat des Scharecks, dessen Tobel mit seiner steilen konkaven Gefällskurve die undeutliche Trogschulter in einer tiefen Schlucht durchreißt. Auf der gegenüberliegenden Schichtflächenseite liegt eine seichte Hochtalkarnische, deren kurzer, von Gneisblockwerk bedeckter Karboden über dem Valeriehaus in einer Höhe von 2030 m auf die Trogschulter des Naßfeldes mündet.

Den oberen Teil des Bockharttales haben wir als ganztaligen Hochtrog bezeichnet. Ebensogut hätten wir ihn als längliches Hochtalkar bezeichnen können. 320 m über dem Boden dieser glazial umgestalteten Hochtalform liegt in den SW-Hängen des Silberpfennigs eine kleine Flachkarnische, deren niedrige und steile Rückwand den alten Silberpfennigrücken im W zu einem Grat verschärft hat. Von ganz anderem Aussehen sind die Kare, die auf die Trogschultern des unteren Bockharttrogen münden. Sowohl das seichte und breite Kar in den Schichtkopfhängen der Kolmkarspitze als auch die beiden Kare an der linken Talflanke werden von hohen Karwänden umrahmt. Die Kare der linken Talseite sind durch das isoklinale WNW-Fallen der Zentralgneise gegen W verzogen und haben zusammen mit dem Hochtalkar nördlich von der Mißpickelscharte den östlichen Teil des alten Silberpfennigrückens zerstört. Während aber der Schiefergrat im W der Hauptgipfelflur angehört und daher über 2400 m bleibt, sinkt der Grat hier zwischen den Hochtalkaren, trotzdem er aus Zentralgneis besteht, unter 2250 m in die Schneidenflur der Hochtalhänge.

Auch nordöstlich von der Mißpickelscharte erhebt sich dieser zum Stubnerkogel ziehende Seitenkamm nicht mehr über 2500 m, da auf beiden Seiten Hochtalformen bis auf ihn hinaufreichen. Bis zum Zieterauer Tisch werden die gegen das Naßfeldtal blickenden steilen Schichtkopfhänge von zahlreichen Murrinnen und Zentralgneisbankstufen durchzogen. Nur sehr undeutlich lassen sich zwei seichte Hochtalkarnischen erkennen. Auf der gegenüberliegenden Schichtflächenseite mündet das kleine, steilbodige Blumfeldkar in einer Höhe von 1960 bis 1990 m; es wurde etwas über dem Hochtalboden von einer Denudationsterrasse aus angelegt. In dem weiten Kar der Gruberach findet sich eine kleine Flachkarleiste über 2290 m, die den vom Kreuzkogel gegen NE ziehenden Grat nur ein kurzes Stück begleitet. Von der Vorderkante dieser Leiste senkt sich der Hochtalkarboden nur wenig steiler, bis in eine Höhe von 1610 m. Die starke Gliederung des Karboden durch große Rundbuckel und die geringe Neigung gehen darauf zurück, daß die den Karboden bildenden Zentralgneisbänke etwas flacher als dieser nach NW fallen.

Der Vorderrand, in den ein jüngerer, gegen W verzogener Trichter bis in eine Höhe von 1800 m zurückgreift, schneidet die Gneisbänke. Eine eigenartige Stellung nimmt das benachbarte Wildenkar ein. Es ist ebenfalls ein in Zentralgneis eingesenktes Hochtalkar, dessen flacher Boden über dem Naßfeldtal in einer Höhe von 1710 m und über dem Anlauftal wegen der Zurückschneidung durch einen jüngeren Steiltrichter schon bei 1790 m endet. Die Rückwand des Kares wird vom Wildenkar-K., 2289 m, einem Gratgipfel der Schneidenflur der Hochtalhänge, gebildet, über den die Wasserscheide zwischen Anlauf- und Naßfeldtal verläuft, so daß der östliche Teil des Kares zur Anlaufache, der westliche dagegen zur Naßfeldache entwässert wird. Diese eigenartigen Verhältnisse konnten nur durch die entscheidende Mitwirkung der Glazialerosion entstehen. Vor allem das vorbeistreichende Eis des Naßfeldtales schliff die Schneide, die einmal vom Wildenkar-K. gegen NNW zog, bis auf ein kleines Stück zu einem niedrigen Rücken nieder und erzeugte zusammen mit dem Kargletscher und dem Anlauseis die einheitliche Karform. In dem vom Zieterauer Tisch zum Stubnerkogel ziehenden Kamm legt sich auf die Zentralgneise eine Kappe von dunklen Schiefern und Angertalmarmoren und dreht sich gleichzeitig das Schichtfallen aus der NNW-Richtung allmählich nach NNE. Das kleine Hirschkar ist daher gegen N verzogen. Sein Boden endet bereits unterhalb der Zieterauer Alm in einer Höhe von 1860 m. Bis zu dieser Höhe ist die ebenfalls stark nach N verzogene jüngere Kerbe des Hirschkarbaches aufwärts gewandert. Wir nähern uns also den äußeren Grenzen der Verbreitung der Hochtalkare. Denudationsbasis für die Karumrahmung ist der Trogrund und sie erhebt sich daher nur bis 2404 m. Am Stubnerkogel verbreitert sich der Kamm in den Riffelschiefern zu einer kleinen Gipfelfläche. Wie in den W- und N-Hängen des Stubnerkogels sind aber auch an den E-Hängen keine Reste des Flachkarsystems erhalten. Hier dehnen sich nämlich die weiten und ziemlich flachen Hochtalhänge des Lagfeldes aus. Einzelne Teile dieser Hänge werden aus den flach geneigten Schichtflächen der Zentralgneise und Marmore gebildet. Die Bäche sind gegen N verzogen und ebenso die kleine längliche Mulde östlich unter dem Stubnerkogel. Sie endet an einer kleinen Steilstufe, die von der in die Luft ausstreichenden Bank der Angertalmarmore gebildet wird. Darunter setzen sich aber die Flachhänge in den Zentralgneisen fort. Die kleine Gipfelkappe des Stubnerkogels ist daher auf allen Seiten von Hochtalformen umgeben.

### **Angertal.**

Die Gipfel der Mannkarhöhe, 2412 m, des Mitterasten, 2400 m und des Silberpfennigs, 260 m, zeigen in ihrem Kammlängsprofil die alte Rückenform. Der Silberpfennig trägt außerdem in seinen östlichen Teilen in einer Höhe von 2560 m einen kleinen Gipfelrest der Altlandschaft, der deutlich die gipfelbildenden Glimmerschiefer und Marmore schneidet. Der Gipfel des Silberpfennigs zeigt zwar ebenfalls gegen S Rückenform, doch kann diese auch durch postglaziale Zurundung in den morschen Glimmerschiefern entstanden sein. Gegen das ausgedehnte Flachkar der Erzwies kehrt der Silber-

pfennig einen nirgends über 90 m hohen, mit Schelpern bedeckten Steilhang, gegen den die Glimmerschiefer des Gipfels an parallel zum Kamm streichenden, zum Teil offenen Rissen absitzen. Der oberste Teil des Erzwieskars wird von einer Schichtfläche der Angertalmarmore eingenommen. Da jedoch alle im Erzwieskar anstehenden Schichten gegen NNW fallen, der Karboden sich aber im großen und ganzen etwas steiler gegen N und NNE senkt, schneidet er, allerdings nur in sehr spitzem Winkel, die verschiedenen Schichten und wird daher von deren Schichtköpfen schräg durchzogen. Am deutlichsten ist eine durchschnittlich 10 bis 60 m hohe Zentralgneisbank herausgearbeitet, die schräg gegen NW zur Eckelgrube zieht. Wie in vielen anderen Flachkaren besteht also auch hier der größte Teil des Karbodens aus verschiedenen Schichtflächen und wurde die alte Flachform durch die geringe Schichtneigung erhalten. Der Mitterasten überragt eine kleine Teilkarnische. Im N bricht das Erzwieskar in einer Höhe von 2100 m über der Eckelgrube ab, wobei sein Vorderrand die Zentralgneisbänke deutlich schneidet. Die in den Angertalmarmoren des Karbodens auftretenden Karsterscheinungen zeigen ein eigenartiges Gepräge. Es ist bemerkenswert, daß zwischen den wenigen und ganz kleinen Dolinen, in denen bis zum Juli Schnee liegt, viele kleine und meist trockene Rinnale verlaufen, die bei Regen und bei Schneeschmelze Wasser führen. An einigen Stellen treten diese gleichsinnig geneigten Rinnale vollkommen zurück gegenüber dem Karrenphänomen, denn die glattgeschliffenen Schichtflächen sind von zahllosen offenen Klüften durchzogen. Östlich vom Silberpfennig streichen diese Klüfte größtenteils gegen E, im N dagegen hauptsächlich gegen NNW, hängen also in ihrer Richtung in keiner Weise von der Oberflächenneigung ab. Diese Kluftkarren sind mitunter 8 bis 10 m tief. Im nördlichen Karrengebiet, das außerdem von einer breiten, gegen NNE streichenden Kluftgasse durchzogen wird, sieht man an den Kluftwänden im allgemeinen nur die Schichtfugen der hier außerordentlich dünnplattigen Marmore. Im östlichen Karrengebiet und an den kleinen Marmorwandgürteln der Kataunerhöhe und des Mitterasten sind die Marmore größer gebankt und daher kam es zur Bildung kurzer Rillenkarren, die am Austritt „karsthydrographisch weg- und wirksamer Fugen“<sup>73)</sup> mit deutlichen Löchern einsetzen. In den Rillen treten auch oft noch etwas tiefergelegene Fugen auf und erzeugen jeweils eine lochartige Vertiefung.

Westlich über dem kleinen Hochtrog der Eckelgrube sinkt der Kamm, auf dem hier zwei Glimmerschieferschichtköpfe einen kurzen Doppelgrat bilden, unter 2230 m. Die auffallend waagrechte Terrasse, die um die SE-Kante der Mannkarhöhe herumzieht und sich an deren E-Seite zu einer größeren Fläche verbreitert ist, eine Marmorschichtfläche. Das deutliche kleine Kar an der E-Seite der Mannkarhöhe entstand über dieser Schichtfläche. Im E geht das Erzwieskar allmählich in die Hochtalhänge des Schattbachtales über. Diese Hänge werden durch Gneisbänke stark gestuft. Am Fuß eines solchen Gneiswandgürtels liegt in 2174 m Höhe der in der Richtung der Schichtfugen etwas langgestreckte, kleine Erzwiessee, eine durch die splitternde Eiserosion am Fuß einer rundgebuckelten Schichtstufe ausgehobene Felswanne. Auch sonst finden sich am Fuß der Schichtstufen

ähnlich entstandene Tümpel und kleine glatte Grünflächen, die durch die Verlandung solcher Rundhöckertümpel entstanden sind.

Das nördlich unter der Mißpickelscharte gelegene, von Gneisblockwerk erfüllte Kar ist weder ein Flachkar noch ein Hochtalkar, denn sein Boden wird größtenteils von jener Gneisbank gebildet, in die der Erzwiessee eingesenkt ist. Der Karboden endet bei 2100 m über der niedrigen Schichtstufe dieser Gneisbank. Erst die unterhalb dieser Schichtstufe ansetzende, glazial geweitete Mulde, die über dem Trogsschluß des Schattbachtroges endet, ist eine eindeutige Form des Hochtalsystems. Immerhin liegt die höchste Denu-dationsbasis nördlich von der Mißpickelscharte viel tiefer als im Erzwies-flachkar. Weiter im E, über den Hochtalkaren der Mahdleitenalm und der Jungeralm, reichen Hochtalformen zu beiden Seiten auf den Zentralgneisgrat hinauf. Die beiden Karböden schneiden die etwas flacher gegen N fallenden Gneisbänke mit spitzem Winkel und sind daher nur mäßig geneigt und sehr ausgedehnt. Trotzdem kann, weil sie beide auf die Trogsschulter des Angertales münden, kein Zweifel bestehen, daß es Hochtalkare sind. Die in die flachen N-Hänge des Stubnerkogels eingesenkte Karnische wurde über der Marmorschichtfläche der Stubneralm angelegt. Diese Schichtfläche der Angertalmarmore senkt sich aber auf die Trogsschulter des Angertales herunter, so daß auch im N die Hochtalformen auf den Stubnerkogel hinaufreichen.

Gegen das Lafenntal wird die Mannlkarhöhe von Hochtalhängen unterschnitten, deren höchste Teile zu einem niedrigen Wandgürtel versteilt sind. Das Eis, das seinerzeit auf diesen Hängen lag, hat wie in den Karen auf dem größeren Teil dieser Hänge erodiert und dadurch ihre über dem Bergschrund gelegenen steilsten und höchsten Teile zu einem Wandgürtel übersteilt. Der Prozeß der glazialen Wandbildung fand auch außerhalb der Quelltrichter auf glatten Hängen statt, wenn diese nicht zu steil waren. Gegen die während der Eiszeiten eisüberflossene Stanzscharte, 2103 m, wird dieser Wandgürtel bezeichnenderweise immer niedriger und verliert sich schließlich. Die Ursache liegt in der Eistransfluenz, die die Entstehung eines Bergschrundes und damit die glaziale Wandbildung an dieser Stelle verhindert hat. Die vom Troggrund ausgehenden Steilkerben greifen besonders gegen die Türchlwand weit zurück und haben hier die älteren Hänge zerstört. Nur in den innersten Winkeln zwischen den Einbuchtungen des Gipfelgrates sind einige kleine, von Kalkglimmerschieferbänken gestufte Flachkarreste erhalten geblieben. Die Absätze bei der Oberen und Unteren Rockfeldalm sind kleine Schichtterrassen. Obwohl nur ein kurzes Stück östlich vom Gipfel eine der jungen Steilkerben bis auf den Gipfelgrat hinaufgreift, gehört der von einer tiefen kluftbedingten Scharte geteilte Gipfel der Türchlwand, da sich nördlich von ihm ein großes Flachkar ausdehnt, der Hauptgipfelflur an. Dieses Zusammendrängen jüngster und ältester Formen ist bezeichnend für die kurzen Täler, die erst in den äußeren Teilen der größeren Täler münden, da einerseits in ihren innersten Winkeln, wenn die Schichtlagerung nicht allzu steil ist, infolge der starken Verzögerung aller Eintiefungen in der Nähe der Quellen alte Flachreste erhalten bleiben, anderseits, infolge der Lage der Mündung, auch die jüngsten Eintiefungen schon lange in diesen Tälern zurückarbeiten.

### Südabdachung.

Da die Reste des Flachkarsystems wie auf der N-Abdachung den heutigen Tälern folgen, muß das Talnetz sowohl auf der N- als auch auf der S-Abdachung seine Anlage tektonischen Bewegungen verdanken, die vor der Ausbildung der alten Rückenlandschaft erfolgten. Auf Grund dieser Überlegung müssen wir mehrere morphologisch wirksame tektonische Bewegungen in der Sonnblickgruppe annehmen: 1. Vor der Ausbildung der Raxlandschaft eine leichte Einmuldung des Salzach längstales und des heutigen Mölltales. Der Höhenunterschied zwischen diesen Großmulden und den höchsten Teilen der Sonnblickgruppe war nicht sehr groß, sonst hätte die „Raxlandschaft“ ein energischeres Relief erhalten. Die Form dieser sanften Aufwölbung der Sonnblickgruppe und das Talnetz wurden durch die ziemlich geradlinig nach E verlaufende Salzach-Großmulde und die stark nach S ausbiegende Möll-Großmulde bestimmt. Auf der N-Seite, auf der so eine ziemlich einheitlich gegen N gerichtete Abdachung entstand, bildeten sich untereinander parallele, konsequente Täler und hat man heute den Eindruck der fiederförmigen Gliederung. Die S-Abdachung wurde durch die Ausbiegung der Möll-Großmulde radial gegliedert. 2. Die auf die Erosionsbasis dieser beiden Großmulden eingestellte „Raxlandschaft“ wurde nach ihrer Ausbildung gehoben und zusammen mit ihren flachen Quelltrichtern von ziemlich energischen Verbiegungen betroffen, die wir besonders deutlich am Schwarzkopf, in der Edlenkopfgruppe, an der Türchlwand und am Schareck festgestellt haben. Die Folge dieser Bewegungen war die Eintiefung des Hochtalsystems. 3. Die in das Hochtalsystem eingesenkte unmittelbar präglaziale Eintiefung wurde durch eine gleichmäßige Hebung der gesamten Sonnblickgruppe verursacht.

### Die Fleiß.

Der obere konsequente Teil des Großen Fleißtales wird von Flachkargraten eingerahmt, doch finden sich nur in den vom Tal weiter entfernten Winkeln Flachkarreste. Das Gjaidtrogflachkar schneidet die Glimmerschiefer in spitzem Winkel und geht ungefähr zwischen 2400 m und 2500 m in die etwas mehr geneigte Schichtfläche der Fleißalm über. Der südliche Seitengrat dieses Flachkars senkt sich daher sanft bis in eine Höhe von 2600 m und verliert sich dann. Das Weißenbachkar ist eine Kartreppe. In dem über 2380 m liegenden Teil ist der Karboden weit und flach und wird vom Flachkargipfel des Rosschartenkopfes mit einer steilen Marmorwand überragt. Der untere, kleinere Teil dieses Kares hat einen ziemlich flachen, aber nicht sehr großen Boden, der bei 2200 m über einer Marmorwandstufe ungefähr in der Höhe des Trograndes mündet. Da der Steilabfall zwischen den beiden Karteilen im Zentralgneis gelegen ist und der untere Karteil über einer Marmorschichtstufe ausläuft, müssen wir diese Kartreppe jenen Mischformen zuzählen, deren Lage und Form im großen durch das Flachkar- und das Hochtalsystem, im einzelnen aber durch die Lagerung und die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine bestimmt sind. Zweifellos wäre die Hochtaleintiefung auch hier weiter zurückgedrungen, wenn sich ihr nicht das Band der Modereckgneise hindernd in den Weg gestellt hätte. Es gibt im

Großen Fleißtal noch eine dritte hohe Flachform, und zwar die fast waagrechte Fläche südlich unter dem Hinteren Modereck, die zwischen 2640 m und 2660 m über einem Steilwandgürtel absetzt. Dieser Steilgürtel wird von den festen Modereckgneisen gebildet. Die darüberliegende Fläche ist die Schichtfläche dieses Gneiskeiles. Abseits von diesen wenigen Stellen herrschen im Großen Fleißtal oberhalb des Trograndes die Hochtalformen vor. Das Große Fleißkees liegt in einem Hochtalkar, in dem keinerlei Flachkarreste den Steilabfall der Hochwände mildern. Die zu beiden Seiten gegen W anschließenden steilen Hochtalhänge sind etwas asymmetrisch, da die Fallrichtung um einige Grad gegen S von der Talrichtung abweicht. Unterhalb der Umbiegung fallen die Schichten isoklinal quer über das Tal. Der wenig steilen Schichtfläche der Fleißalm entsprechen daher die steilen Schichtkopfhochtalhänge unter dem Schareck.

Das sehr sanft geneigte Firnfeld des Kleinen Fleißkeeses wird von dem asymmetrischen Sägegratgipfel des Sandkopfes und den schönen Flachkar-dreikantern der Goldberg- und Goldzechspitze nur um zirka 100 m überragt und endet in einer Höhe von 2820 m über einem Steilabschwung, dem Hochtrogsschlüß des Kleinen Fleißtales. An dieser Stufe sieht man, daß die Mächtigkeit der Firnmassen des Kleinen Fleißkeeses nicht sehr groß sein kann. Man ist also berechtigt, aus der sanft geneigten Firnfläche auf einen sanft geneigten Flachkarboden zu schließen. Bestätigt wird das durch jenen kleinen Teil dieses Flachkarbodens, der nördlich außerhalb der Moränen des 1850er Standes liegt. Außerdem setzt sich auf der linken Talseite der Flachkarboden zunächst als schmale Leiste und dann in Form einer Kante fort, die die steilen Hochtrogwände von den etwas weniger steilen Gipfelwänden des Roten Manns trennt. Dieser Kante folgt zwar immer eine kleine Strecke einer Gneisbank, springt dann aber auf die nächsthöhere über, so daß sie zwar sehr zackig verläuft, im ganzen aber die Gneisbänke schneidet. Sie verliert sich bereits unter dem Roten Mann in einer Höhe von 2800 m. In den Wänden des Hörndlgrates läßt sich dieser Knick nicht feststellen, da sie bis hoch hinauf von Schutt verhüllt sind. An seinem Ende wird der Hörndlgrat von einer kleinen Karnische in zwei Felspfeiler aufgeteilt, deren splittrige, rinnendurchfurchte Wände von einer 10 bis 30 m hohen, sehr steilen Bergschrundwand unterschnitten werden. Der Boden dieses Kares, der auf die Trogplatte des Kleinen Fleißtales ausmündet, ist von mächtigem, eckigem Gneisblockwerk bedeckt, das in seinen untersten Teilen durch den starken Flechtenüberzug grün gefärbt ist und sich in Form eines Steingletschers langsam aus dem Kar über die Trogwände hinunterbewegt. Dieses Hochtalkar wurde von einem Bach angelegt, der über den ehemals dreieckigen Abschlußhang der präglazialen Hörndlschneide herunterfloß. Entsprechend seinem kleinen Einzug konnte dieser Bach nur einen seichten Trichter eintiefen. Der Zusammenhang zwischen den Hochtrögen, den Hochtalkaren, der Trogplatte und den Trogshütern ist hier unverkennbar. Die für die Schweizer Alpen von Nußbaum<sup>91)</sup> geäußerte Ansicht, daß die Trogplatte durch die Karbildung entstanden wäre, erfährt nur insofern eine gewisse Bestätigung, als beide Formen in der fluviatilen Anlage zusammengehören, so daß der

Boden eines Hochtalkares die Trogplatte verbreitern kann. Der dritte Quellbach des Kleinen Fleißtales kommt vom Goldzechkees, das auf einem im hintersten Winkel des Zirmseehochtroges erhaltenen Flachkarrest liegt. Dieser wird vom Hocharn um 150 m überragt, bricht in einer Höhe von 2800 m über den steilen Hochtalwänden ab und setzt sich auf der rechten Talseite noch 300 m in Form einer schmalen Leiste fort. Sowohl der südöstliche Vorgipfel des Hocharns, P 3203, als auch die drei Grattürme des Kälbergrates sind Flachkargipfel. Weiter gegen W greifen zu beiden Seiten die steilen Hochtalformen auf den Gjaidtrögkamm hinauf. In die steilen grünen Hochtalhänge der Mokritzen sind zwei asymmetrische und gegen SW verzogene Hochtalkare eingesenkt, die beide auf die Trogschulter münden. Da der Gipfel der Gjaidtrögöhöhe durch den Flachkarrest auf seiner W-Seite geschützt ist, wird sich zwischen ihm und dem Kälbergrat mit der Zeit ein in die Schneidenflur der Hochtalhänge, also zirka bis in eine Höhe von 2500 m hinunterreichender Sattel entwickeln. Im S endet der Goldzechflachkarrest an der Goldzechscharte, wo die Hochtrogschlüßwand den Hauptkamm erreicht. In den Hängen der Goldzechspitze liegen ober der 2800-m-Isohypse zwei ganz kleine und sehr undeutliche Nischen, die erst nach Neuschneefall besser sichtbar sind und hier das Flachkarsystem fortsetzen. Weiterhin reichen aber die Hochtröghänge bis auf den Hörndlkamm hinauf, da sich an seiner NW-Seite, an den überhängenden Kluftflächen, das Gestein leicht ablöst, so daß auch hier der Schutt stellenweise bis zum Kamm hinaufreicht. Der auffallende Hörndl felsen, P 2710, ist eine durch die Annäherung zwischen dem Zirmsee-hochtrog und dem Hörndl hochtalar entstandene Torsäule.

Auf der linken Talseite des Kleinen Fleißtales zeigen sich in den gegen SW fallenden, verschiedenen standfesten Gesteinen die Erscheinungen der strukturellen Reliefbeeinflussung in eindrucksvoller Weise. Der Flachkargrat zum Sand-K. ist als Sägegrat ausgebildet. Unter ihm liegt ein Hochtalkar, dessen Karachse um fast  $70^{\circ}$  nach W verzogen ist. Der innere Teil des Karbodens ist nur sehr wenig gegen das Tal geneigt und besteht zum größten Teil aus einer rundgebuckelten Denudationsterrasse von Schiefern.

### Die Zirknitz.

Unmittelbar unter der Windischscharte befindet sich ein kleiner Flachkarrest, der von einem Rest des einstigen Großen Zirknitzkeeses bedeckt ist. Während auf der linken, von den Schichtköpfen gebildeten Talseite Flachkarreste fehlen, wird die rechte Talseite vom „Brett“, einem riesigen Flachkar, eingenommen, das die Zentralgneisbänke in spitzem Winkel schneidet und daher durch deren rundgebuckelte Schichtköpfe stark gegliedert ist. Auch hier werden die gegen SSE blickenden Leeseiten der Rundbuckel von steil-stehenden, WSW streichenden, glatten Kluftflächen gebildet. Ganz ähnlich sind durch die „splitternde Glazialerosion“ die rundlichen Felswannen des Brettsees und der Plattenlacke entstanden. Ihre Rückwände sind steil, relativ glatt und verlaufen gegen WSW, also in der Richtung des erwähnten Kluftsystems. Es sind einfache „Wannen im Rundhöckermeer“<sup>63), 65)</sup> die gegen rückwärts von der Leeseite des höheren, gegen vorne von der Luvseite des

tieferen Schichtkopfrundhöckers abgeschlossen werden. In dem Gewirr der großen Rundbuckel läßt sich nur schwer erkennen, daß der Flachkarboden von einem sehr breiten und niedrigen Rücken durchzogen wird, der unter dem Tramer-K. beginnt und fast bis zum Karvorderrand herunterreicht. Es ist ein alter Trennungsrücken zwischen zwei alten, flachen Quelltrichtern der Raxlandschaft, der durch die glaziale Karausweitung zunächst zugeschärft, dann aber niedergelegt und rundgebuckelt wurde. Der Vorderrand des „Bretts“ liegt ungefähr bei 2320 m. Im W wird der ausgedehnte Karboden von der „Brettwand“ abgeschlossen, die von einem der mächtigen Schichtköpfe im Gipfelgrat des Roten Manns herunterzieht. Sie besteht aus einer besonders mächtigen SW fallenden Gneisbank und ist daher nur gegen E steil und hoch. Das westlich angrenzende Trögerkar überragt sie nur um 10 bis 15 m. Gerade diese Strukturform beweist aber, ebenso wie die das Trögerkar in der gleichen Richtung durchziehenden 1 bis 5 m hohen Schieferbankstufen, daß sowohl das „Brett“ als auch das Trögerkar die SW fallenden Schichten schneiden. Das gegen W verzogene Trögerkar setzt bei 2400 m gegen einen Hochtaltrichter ab, dessen Boden durch die vom Troggrund heraufreichenden, noch jüngeren Einrisse zerstört wurde. Weiter südlich, im Schichtkopfhang der Stanziwurten, ist kein Flachkarrest erhalten, dafür aber auf der gegenüberliegenden Schichtflächenscite. Dort endete der Eckkopfkamm einmal in einer großen Dreieckfläche, wie wir sie heute im Mölltal sehen. In diese wurde ein seichter Flachtrichter eingesenkt und durch das Eis zu einem weiten Flachkar umgestaltet, das heute ungefähr bei 2300 m allmählich in steilere Hochtalhänge übergeht. Bemerkenswert ist die starke Klüftung. Auf sie geht die Entstehung der wirren Haufen großer, parallel-epipedischer Blöcke zurück, die man im und unterhalb des Eckkopfkarbodens antrifft.

Im Kleinen Zirknitztal setzt das Flachkar unter der Zirknitzscharte gegen das Großseehtal in einer Höhe von 2500 m ab. Zwischen diesem Flachkar und dem Flachkarrest im Wurtental wurde der Kamm auf eine kurze Strecke zur heutigen Zirknitzscharte niedergelegt. Das im S anschließende Weißenseeflachkar senkt sich, die Gneisbänke in spitzem Winkel schneidend, gegen W bis 2410 m und ist etwas gegen S verzogen. Daher fällt der südlich anschließende Flachkarrest unter der Bogenitzenscharte mit einer Wand zum Weißenseekar ab. Dieser langgestreckte Flachkarrest beginnt an der Bogenitzenscharte, erstreckt sich 1,5 km nach W und trägt einen schmalen, schuttbedeckten Eisstreifen, der dem Flachkarrest durch Teilkarbildung etwas verbreitert und dadurch jene ausgedehnten Moränenmassen erzeugt hat, die zum Teil über die zerschluchteten Steilwände in den Hochtrog hinabgestürzt wurden. In der Umgebung der Kartreppe der Oberen Steineralm zeigt sich die strukturelle Beeinflussung in besonders großartiger Weise. Alle Hänge sind gestreift durch die unzähligen Denudationsterrassen. Das Steineralmkar ist gegen W verzogen und asymmetrisch. Ohne Zweifel sind die obersten Teile des Karbodens Flachkarreste, während die tieferen auf die Trogschulter ausmünden und auf einen Hochtaltrichter zurückgehen. Die Steilstufe zwischen diesen beiden Karteilen wird aber durch die schräg

durchziehende, harte Bank der Modereckgneise gebildet, die im Stellkopf und in der Roten Wand den Kamm erreicht. Im Kluidalmkar ist die Asymmetrie und besonders die Verziehung eher noch stärker. Die Karachse ist durch den Verlauf der Schichtfugen anstatt gegen NW genau gegen W gerichtet, also um  $45^{\circ}$  verzogen. Bei beiden Karen entsteht durch die starke Asymmetrie und Verziehung der Eindruck der Rücktiefung, da der gegen S gerichtete Schichtflächenhang fast die ganze Vorderseite des Kares einnimmt. In diesen Vorderrand sind die obersten Enden einiger stark verzogener und asymmetrischer Schluchten eingerissen, die vom Troggrund aus zurückgreifen und mit der Zeit die Entwässerung der nordöstlichen Karteile an sich ziehen werden. Diese Verhältnisse bieten einen interessanten Einblick in die Entstehung und Entwicklung asymmetrischer Formen. Deren Ausbildung geht in erster Linie auf die Tätigkeit der fluviatilen Erosion und der subaerilen Denudation zurück, denn die Asymmetrie dieser postglazialen fluviatilen Formen ist viel ausgeprägter als bei den eisüberarbeiteten Formen. Weiter zeigt sich aber, daß der Vorgang der Verziehung kein einfacher und kontinuierlicher ist, also nicht durch längere Zeit an einer Schichtfuge erfolgt, sondern daß der Bach durch Anzapfung von Gerinnen, die in den tieferen Schichtfugen zurückarbeiten, von seiner gegen die Schichtkopfwand gerichteten Eintiefung oftmals zurückgerissen wird und auf der tieferen Schichtfuge die Arbeit von neuem beginnen muß. Das Modereckgneisband zieht als Stufe schon ziemlich tief unten durch das Kluidalmkar. Im oberen Drittel quert eine etwas niedrigere Kalkglimmerschieferstufe den Karboden.

In dem gegenüberliegenden Hochtalar der Kalscheralm auf der rechten Talseite streicht das Modereckgneisband in gleicher Höhe aus und bildet eine den Karböden überhöhende Schichtfläche. Alle Gipfel, die die beiden Zirknitztäler einrahmen, von der Stanziwurten über das Alteck bis zum Mocher gehören der Hauptgipfelflur an. Das Trögereck und die Kluidhöhe erreichen inmitten höherer Gipfel nur 2731 m bzw. 2579 m, weil sie in wenig widerstandsfähigen Schiefern gelegen sind. Die Zentralgneisgipfel, also auch die Rote Wand und der Stellkopf, sind durchwegs über 2800 m hoch und steigen gegen den Hauptkamm um 190 m an. Unter Berücksichtigung dieser Gesteinsverhältnisse ergibt sich für die Hauptgipfelflur der Fleiß und der Zirknitz ein ziemlich einfaches Bild. Vom Hauptkamm und von dem gegen S zur Roten Wand ziehenden großen Seitenkamm nehmen die Gipfelhöhen im gleichen Gestein gegen die Großmulde des Mölltales allmählich ab. Das Bild der jungen Tektonik ist einfacher als auf der N-Abdachung, da lokale Aufbeulungen anscheinend fehlen.

Die ausgesprochene Asymmetrie des obersten Mölltales verliert sich zwischen Döllach und der Sagritzerbrücke. Daher stehen die höchstgelegenen flachen Karböden der Schobergruppe hier dem unter dem Mocher gelegenen Flachkarteil der Göritzeralm an Ausdehnung nicht nach. Die Göritzeralm ist eine skulpturelle Karttreppe, bestehend aus einem Flachkarboden und einem bei 2110 m darunter ansetzenden, sehr seichten Hochtaldoppelkar, das bei 1500 m auf die Hochtalreste des Mölltales ausläuft. Der Flachkarboden ist leicht gegen S verzogen und wird daher von dem aus festen Grün- und

Quarzitschiefern bestehenden Schichtkopf des Mochergipfels um 200 m übertragt, dagegen von dem breiten und morschen Glimmerschieferrücken der Kluidhöhe nur um 15 bis 90 m. Der Höhenunterschied zwischen diesen beiden Flachkargipfeln ist nur im Gesteinsunterschied begründet. Der die Schiefer schneidende Rücken der Kluidhöhe, 2579 m, ist ein breiter Gipfelrest der Raxlandschaft, der zwischen der steilen Kluidkarwand und der nur 15 bis 90 m hohen Karwand des Göritzer Flachkares ausgespart blieb. Ganz abgesehen von der Breite der Form (bis 200 m), kann es sich schon deswegen nicht um einen im morschen Gestein postglazial zu einem Rücken verfallenen Flachkargrat handeln, weil in diesem Falle der deutliche Knick zwischen dem breiten Rücken und dem kleinen Steilabfall zum Flachkar fehlen müßte. Beim Niederwittern eines kleinen Grates entsteht keine solche Form. Die geringe Höhe der Karwand beweist wieder, daß die Gipfelreste der Raxlandschaft und die Vorformen der Flachkarböden einst zusammengehörten. Jene Anzapfung, die wir für den Kluidkarboden voraussagten, ist für das Göritzer Flachkar schon eingetreten. Der nördliche Teil dieses Flachkares ist von der Möll horizontal 3'4 km und vertikal 1200 m, vom Zirknitzbach 2 km und 760 m entfernt. Das Gefälle zur Möll beträgt daher 353%, zum Zirknitzbach dagegen 390%. Eine der verzogenen, postglazialen Schluchten des Zirknitztalhanges hat daher die rechte Karbegrenzung durchrisen und entwässert den nördlichen Teil des Flachkares zur Zirknitz. Das Hochtaldoppelkar reicht nicht bis an den Mocher zurück, sondern nur bis in eine Höhe von 2200 m, wo sich dann ein kleines Teilkar des Flachkarsystems einschaltet. Es ist das der letzte Rest des Flachkarsystems am Mocherkamm, denn weiter gegen SW reichen von beiden Seiten Hochtalformen bis auf den Kamm hinauf. Sofort sinkt daher die Gipfelhöhe um 250 m. Die Kammverbreiterung bei den Mocheralmen geht zum Teil auf die durchstreichende Serie der Matreierschiefer zurück. Da aber auch in den festen Glimmerschiefern des Kogelscheibenkopfes die Gipfelhöhe nicht mehr über 2040 m steigt, ist das Absinken der Gipfel in die Schneidenflur der Hochtalhänge auf das Fehlen der schützenden Flachkarreste zurückzuführen. Aus der Schneide zwischen der Alwitz und dem Wetschen-K. ragen drei mit ihren Steilabfällen gegen den Mocher gekehrte Schichtköpfe der Glimmerschiefer heraus. Sie wurden durch die zum Hochtalsystem gehörenden Wildbachtrichter des Mölltales herausgearbeitet, deren steile Böden jetzt von jüngeren Schluchten angerissen werden.

### Die Asten.

Das Ursprungskar der Asten ist die Ruden, ein weiter grüner Flachkarboden, der von den gratigen Flachkargipfeln der Stellhöhe, des Stellkopfes und der Roten Wand um durchschnittlich 100 bis 140 m überragt wird. Die Ruden steht in schmaler Verbindung mit dem weiten Boden des Rain, der im N von dem von der Roten Wand zum Bletscheck ziehenden Grat um 70 bis 110 m überragt wird. Es handelt sich zweifellos um einen Flachkarboden. Dem Flachkar fehlt aber im E auf eine Strecke von 1 km die Rückwand, denn dort geht der Rainboden in die gleich hohen Almböden des Fráganttales über. Alle diese Böden schneiden die Kalkglimmerschiefer nur in einem sehr

spitzen Winkel und außerdem fällt die Fallrichtung der Schieferplatten mit dem Streichen der Wasserscheide (SSW) zusammen. Wenn also hier jemals ein deutlicherer Kamm bestanden hat, dann muß er in der südlichen Hälfte, als N-Grat der Schichtköpfe der Maggérnigspitze bestanden haben. Die Rückwitterung und glaziale Beseitigung dieses Schichtkopfgrates konnte von dem einst eisüberflossenen Schobertörl aus spurlos erfolgen.

Südlich von der Maggérnigspitze befindet sich das Kar „Am Maggérnig“, dessen deutlicher Boden bei 2200 m über einem zum Talboden des Astentales hinabführenden, eisgeweiteten Steiltrichter endet. Dieser Steiltrichter entspricht den präglazial angelegten Trogausstülpungen im Naßfeldtal. Ebenso münden das kleine Hochtalkar unter der Sadnigscharte und das Kapitzenkar unter der Bretterwand in der Höhe der Trogschulter. In beiden Karen fallen die Glimmerschiefer bergwärts gegen SSW ein. Ein mächtiger Schicht-K. dieser Glimmerschiefer ist im Kapitzenkar zu dem schönen Rundbuckel des Kapitzenbüchels zugeschliffen worden. In Trogschulterhöhe mündet auch noch das kleine Hochtalkar westlich vom Kapitzenkar.

Der Sabernitzbach entspringt in einem großen, auf die Trogplatte des Sabernitztroges auslaufenden Hochtalkar, dessen Boden durch die mächtigen rundgebuckelten Schichtköpfe der Glimmerschiefer stark gegliedert wird. Einige der kleinen Wannen zwischen den Rundbuckeln, z. B. der Aicheneggssee, sind mit Wasser gefüllt, alle aber sind im Gesteinsstreichen (SE) länger als quer dazu. Die rechte Talseite wird von mittelsteilen Schichtflächenhängen gebildet. Das Laschkitzkar auf der linken Talseite, das wie die folgenden Kare genau unter einer der wenig eingeschnittenen Scharten des Kamms liegt, wird vom Laschkitz-K. und vom Stellen-K. um zirka 400 m überragt. Sein Boden mündet in einer Höhe von 2190 m, also wieder in der Höhe der Trogschulter. Das nächste Kar ist dem Laschkitzkar sehr ähnlich, doch endet sein Boden bereits in einer Höhe von 2200 m. Es hat, wenn man diese typischen, hufeisenförmigen Kare betrachtet, den Anschein, als ob die Karbodenhöhen talauwärts zunehmen. In Wirklichkeit ist daran die starke Zurückschneidung durch die vom Troggrund heraufgreifenden, bereits präglazial angelegten Trichter schuld. Südwestlich von der Hohen Wifl sind überhaupt auf der gegen das Astental gekehrten Seite diese Kamms keine Reste von Hochtalkaren mehr erhalten, sondern die glazial nur wenig veränderten, jüngeren Steiltrichter reichen bis zum Kamm hinauf. Das Absinken des Kamms an dieser Stelle zwischen der Hohen Wifl, 2520 m, und dem Goaschnig-K., 2176 m, um 450 m geht aber nicht darauf zurück. Da die S-Seite des Goaschnigkopfes von Hochtalhängen gebildet wird, liegt dieser Gipfel noch in der Schneidenflur der Hochtalhänge. Die Hohe Wifl steht aber noch unter dem Schutz von Flachkarren auf der S-Seite und gehört wie alle anderen Gipfel der Asten und der Sabernitzen der Hauptgipfelflur an, die gegen das Mölltal allmählich absinkt.

### Die Frágant.

Der kleine, noch 1850 eisbedeckte Flachboden unter dem Weißsee-K., der rundgebuckelte Karboden unter der kleinen Zirknitzcharte, der kleine ver-

firnte Rest unter dem Alteck und ebenso die weite, rundgebuckelte Fläche südwestlich vom Strabeleben-K. sind Flachkarböden. Während der oberste Teil des Wurtengletschers einen Flachkarboden bedeckt, füllt der gleiche Gletscher südlich vom Herzog Ernst bereits einen Hochtrog. Die Eisoberfläche des Wurtengletschers liegt unter dem Herzog Ernst, wo das Wurtenkees den Hochtrog füllt, genau so hoch wie der angrenzende apere Flachkarboden südwestlich unter dem Strabeleben-K. Gerade das ist aber ein Beweis für die hier angenommene Formengliederung, denn der Felsgrund des Hochtroges liegt um die Eismächtigkeit unter dem erwähnten Flachkarboden. Unter dem Alteck liegt der Felsboden des Hochtroges etwas tiefer. Daher liegt auch die Eisoberfläche des Wurtengletschers hier nicht mehr in gleicher Höhe wie der Flachkarrest unter dem Alteck, sondern schon tiefer. Tal auswärts setzt, nach einer kurzen Unterbrechung südlich unter dem Strabel-eben-K., eine schmale Flachkarleiste an, die bis zur Feldseescharte reicht. Auf dieser 4·5 km langen Strecke liegt der Vorderrand der Leiste zwischen 2500 m und 2440 m. Alle Gipfel des Wurtentales vom Schwarzsee-K. über das Alteck und das Schareck bis zur Feldseescharte, gehören daher der Hauptgipfelflur an. Die Gipfelhöhen schwanken deshalb nur zwischen 2820 m und 3122 m.

Das tiefeingesenkte Schwarzseekar auf der rechten Talseite mündet bereits bei 2300 m, also 160 m über dem Trogrund des Wurtentroges. Es ist also kein Hochtalkar, sondern wurde über der Denudationsbasis jener mächtigen, harten Gneisbänke angelegt, die auch die eindrucksvolle Riegelstufe des Wurtenhochtroges beim Weißensee bilden. Der vordere Teil des Karbodens wird von sehr großen Rundhöckern eingenommen, die aus der glazialen Zurundung der Gneisbänke entstanden sind. Besonders P 2351, in den eine mächtige Gneisbank hineinzieht, zeigt sehr schön die typische Form des Rundhöckers. Bemerkenswert ist aber vor allem der Grundriß des Kares. Er hat die Form einer Ellipse, deren kleine Achse senkrecht auf die Talrichtung steht, deren große Achse aber parallel zur Richtung des Wurtentales verläuft. Diese eigenartige, für das Frägantgebiet charakteristische Karform ist bedingt durch den fast parallelen Verlauf der Talrichtung und des Gesteinsstreichens gegen SE. Sowohl die Karrückwand als auch der das Kar gegen vorne abschließende Riegel werden von einer Serie mächtiger und fester Gneisbänke gebildet. Dazwischen liegt eine Zone, die zwar aus den gleichen Gneisen besteht, deren Bänke aber weniger mächtig und daher weniger fest sind. Die elliptische Karform geht hauptsächlich auf die fluviatile und glaziale Ausräumung in dieser Subsequenzzone zurück.

Auf der Schichtflächenseite des Wurtentales besitzt aus den gleichen Gründen das Feldseekar ebenfalls einen eigenartigen Grundriß. Hier hat der Feldseebach die vom Gostrógriegel zum Zirmriegel ziehenden, mächtigen Gneisbänke senkrecht zum Streichen durchschnitten und so die dünner gebankte Subsequenzzone dahinter erreicht, in deren Streichrichtung er gegen SE zurückgearbeitet und den Hochtaltrichter des Feldseekars angelegt hat. Das Eis hat zwar den Karboden rundgebuckelt und rückgetieft, vermochte aber nicht die Gneisbänke südwestlich vom See ganz niederzuschleifen. Die

fluviatil vorgezeichnete Furche erwies sich als stärker. Diese Tatsache spricht nicht gegen die Annahme großer Beträge für die Eiserosion, denn der Zimerriegel ist sicher um einen beträchtlichen Betrag durch das Eis niedergeschliffen worden. Es zeigt sich nur, daß das Eis zur Erzielung ganz großer Erosionsbeträge auf vorgezeichnete Bahnen angewiesen ist. Das Feldsekar unterschneidet den kleinen Flachkarrest an der Feldseescharte und seine Karwand ist, wegen der schattenspendenden NW-Exposition und des festen Gesteins, noch deutlich durch einen alten Bergschrundknick gegliedert. Genau gegenüber liegt in der gleichen Subsequenzzone der kleine, gegen SW verlaufende Hochtrog „der Gostróg“.

Zwischen 1890 m und 2040 m geht die seichte Steilrinne des Ástrombaches in einen schmalen und ziemlich steilen Karboden über, in dem die ausstreichenden, rundgebuckelten Gneisplatten nur dünn mit Schutt überstreut sind. Über 2200 m wird der bisher kaum 300 m breite Karboden 1 km breit und fast eben und ist wegen des geringen Gefälles von einer mächtigen Decke grober Gneisblöcke und Gneistafeln bedeckt. Diese rechteckige Erweiterung des Ástromkares geht auf die durchstreichende Subsequenzzone zurück, ebenso wie die Óschenigscharte, die im Streichen der dünnbankigen Gneise tief zwischen der Ástromspitze und der Kuhmuspitze einschneidet. Über diese Scharte gelangt man in das Óschenigkar, das genau im Streichen der Subsequenzzone seine größte Breite und den tiefsten Punkt seiner Rücktiefung erreicht und aus dem, wieder im Streichen der hier auch stark zerklüfteten Gneisbänke, eine bis 2487 m zwischen Schwoanspitze und Böseck eingesenkte Scharte zur Wollinitzenalm hinüberführt. Auch der Große Óschenigsee ist im Streichen dieser morschen Gneise langgestreckt. Im NE wird das Seeufer von einer 50 m hohen Felswand gebildet. Das scharfe Einsetzen der Felswanne ist nur durch ähnliche Vorgänge wie bei der Rundhöckerbildung zusammen mit der besonderen Klüftigkeit dieses Gesteinstreifens zu erklären. An die nächste Schichtfuge ist die viel kleinere Felswanne des Kleinen Óschenigsees gebunden, die daher ebenfalls in NW—SE-Richtung langgestreckt ist. Schon beim Kleinen Óschenigsee ist der immer schmäler werdende Karboden ziemlich stark geneigt, weil der See bereits außerhalb der Subsequenzzone liegt. Der Fallwinkel der gegen SW fallenden Gneisbänke ist allerdings um einige Grad kleiner als das Gefälle des Karbodens, so daß sich zwischen die ausstreichenden Gneisbankflächen talwärts blickende Steilstufen einschalten.

Steigt man von der längs einer Schichtfuge der Kalkglimmerschiefer verzogenen Mündungsstufe des Wollinitzenbaches längs des Baches hinauf, dann bleibt man bis 1790 m in einem Steilgraben. An dessen Hängen läßt sich beiderseits ein Leistenrest verfolgen, der sich am oberen Ende des Steilgrabens zu einem undeutlichen Stufeneintritt zusammenschließt. Vermutlich handelt es sich um die durch jüngere Eintiefungen zerschnittenen Reste des Wollinitzenhochtalbodens. Schon bei 1900 m weitet und verflacht sich das Tal. Genau im Streichen der Subsequenzzone mündet an dieser Stelle ein

längliches Seitenkar, das aus der tiefen Scharte zwischen der Schwoanspitze und dem Böseck gegen SE herunterzieht und mit einer Mündungsstufe endet. Über den linken Hang des Wollinitzentales streicht die Subsequenzzone in die Luft hinaus. Gegen NE wird die Subsequenzzone von dem Höhenzug des Bösecks überragt, der an eine Reihe mächtiger und fester Gneisbänke gebunden ist. Dieser Höhenzug wurde allerdings zwischen dem Reséck und dem Böseck vom Wollinitzenbach durchbrochen, so daß hier auch die nordöstlich von diesem Höhenzug gelegene Subsequenzzone vom Wollinitzenbach aufgeschlossen wurde. Deswegen biegt die Wasserscheide vom Böseck rechtwinklig gegen NE, zieht über die tiefe Scharte bei der Böseckhütte, durch die diese zweite Subsequenzzone gegen NW zum Sattel hinter dem Zedölnig durchstreicht, und biegt dann wieder rechtwinklig in das Streichen einer zweiten Serie mächtiger Gneisbänke ein, die den gegen SE zum Törl-K. ziehenden Grat bilden. Die zweite Subsequenzzone setzt sich ebenfalls gegen SE fort in das breite Subsequenztal der Steineralm im Wolligental.

Die Karregion des Kleinfráganttales ist durch die ausgeprägte Asymmetrie gekennzeichnet, die dadurch hervorgerufen wird, daß das Tal fast im Gesteinsstreichen verläuft. Während sich daher auf der nördlichen Talseite und im Talhintergrund die breite und sanft geneigte Flachkarterrasse der Bógenitzen ausdehnt, die von den Flachkargipfeln des Sandfeldkopfes und der Roten Wand nur mehr um 200 bis 250 m überragt wird, hat auf der südlichen Talflanke der Hochtrog alle Flachkarreste beseitigt.

Im Großfráganttal sind die Almböden nordöstlich vom Schobertörl eindeutig als Flachkarterrasse einzuordnen, die zwischen 2250 m und 2280 m gegen die jüngere Talform des Schoberbaches absetzt. Ungefähr in der gleichen Höhe geht dieser Flachkarboden talauswärts in die etwas stärker geneigten Flächen des Bletschenbodens über, die von vier Schichttafeln der Kalkglimmerschiefer gebildet werden. Da auch bei weniger festen Gesteinen die ausstreichenden Schichtflächen der fluviatilen und glazialen Erosion und der Denudation einen ziemlichen Widerstand entgegensetzen, vermochten die kleinen Seitenbäche des Schoberbaches nur ganz seichte Mulden zu bilden. Weil vom Bletscheck an auf beiden Seiten dieses Kamms Flachkarreste fehlen, sinkt er rasch unter 2500 m. Südlich vom Schobertälchen bestimmen die durchziehenden festen Quarzitschiefer das Formenbild. So endet das weite Kar des Melenbodens zwischen 2000 m und 2080 m über der 200 bis 230 m hohen Härtestufe der vom Strieden-K. herunterziehenden Quarzitschiefer. Trotz der Geräumigkeit zeigt die starke Überhöhung durch die Gipfelumrahmung, daß es sich um ein Hochtalkar handelt, das nur durch die Quarzitstufe vom Hochtalgobden der Moosalp getrennt wird. Von den beiden kleinen Karischen in den N-Hängen des Klenitzenkammes zeigt besonders das unter dem Kreuzeck, 2656 m, gelegene Garnitzenkar die typische Form eines Hochtalkares, mündet aber ebenfalls 200 m über dem Hochtalgobden. Da die Quarzitschiefer auf der Gratripppe westlich vom Garnitzenkar bei 2020 m durchziehen, liegt auch dieses Kar über der Denudationsterrasse dieser Quarzite. Das kleine Kar „Im Winkl“ liegt auf der Denudationsterrasse einer

tieferen Bank. Eine sichere Verbindung dieser tieferen Bank mit den Quarziten des von der Maggernigspitze herabziehenden Grates lässt sich allerdings nicht herstellen.

Die Gipfel des Fráganttales gehören im Talhintergrund durchwegs der Hauptgipfelflur an und senken sich daher vom Zentrum der höchsten Aufwölbung, dem Schareck, gegen die Großmulde des Mölltales allmählich von 3122 m auf 2500 m. Zum Unterschied von der N-Abdachung ragen aus dieser sanft absinkenden Hauptgipfelflur weder Härtlinge noch lokale Aufbeulungen auf. Das Kammstück vom Schobertörl bis zum Sadnig, 2745 m, wird nicht von Flachkarren geschützt. Trotzdem sinkt die Gipfelhöhe nicht unter 2600 m, weil hier hochgelegene Denudationsterrassen und der ebenfalls hochgelegene Karboden des Melenbodens den Kamm schützen. Dieses Kammstück gehört also weder der Hauptgipfelflur noch der Schneidenflur der Hochtälhänge an. Im Sadnig erreicht der Kamm wieder 2745 m, weil er durch das Flachkar auf der S-Seite geschützt wird. Der Klenitzenkamm fällt beiderseits zu Hochtalformen ab und sinkt daher sehr rasch unter 2600 m. Am Böseckkamm fehlen ebenfalls größtenteils Flachkarre. Trotzdem sinkt er erst vom Törl-K. an unter 2500 m, weil ihn zahlreiche hochgelegene Denudationsterrassen schützen.

### Das Mallnitztal.

Noch viel steiler und abweisender als von der Frágantseite erscheint der Böseckkamm vom Mallnitztal. Sowohl die mächtigen Gneisbänke des Törlkopfzuges als auch der noch höhere Höhenzug des Bösecks kehren gegen das Mallnitztal ihre düsteren Schichtkopfwände. Wohl werden sie von vielen Denudationsterrassen durchzogen, aber diese sind bergwärts geneigt und sehr schmal. Im Gegensatz dazu wird die nördliche Talseite von weiten, sanft geneigten Flachkaren eingenommen, deren Trennungsrücken größtenteils verschwunden sind. Der ganze Kamm vom Niederen Tauern bis zum Rometerspitz überragt die Flachkarböden mit sanften Hängen um höchstens 170 m. Vom Rometerspitz senkt sich der östlichste Teil des Flachkares der Zirmen Mähder gegen S bis 2230 m. Dort wird der Almboden ein wenig steiler und läuft schließlich bei 1700 m auf die Trogschulter aus. Dieser untere Teil des Almbodens, der von zwei undeutlichen Rücken eingefasst wird, ist demnach ein in den oberen Flachkarboden nur sehr seicht eingesenktes Hochtalkar. Westlich von dem westlichen Begrenzungsrücken ist die seichte und langgestreckte Hochtalmulde des Laschgbodens in die Flachböden, von 2200 m an, 100 m tief eingesenkt. Da das Schichtfallen hier gegen SSW gerichtet ist, sind die Hänge der Mulde asymmetrisch. Die Mulde wird daher im S von der 50 m hohen Feldwand begleitet, in der die Tafel der Angertalmarmore ausstreicht. Jenseits der Mulde werden die zum Niederen Tauern hinaufziehenden Flachkarböden wieder von diesen Marmoren gebildet, die östlich von der Hagenerhütte von Kluftkarren bis zu 10 m Tiefe durchzogen werden. Auch in den gegen W anschließenden Kalkglimmerschiefern finden sich Kluftkarren, die aber nur Tiefen von 30 cm erreichen. Der westliche Teil der Flachkarböden wird von einer höheren Tafel der Kalkglimmerschiefer gebildet. Die

Hänge des Gesselkopfes sind bereits senkrecht zur Fallrichtung gegen SE geneigt. Noch östlich vom Gessel-K. enden daher die ausgedehnten Flachkarböden und setzen sich nur in undeutlichen und oft unterbrochenen schmalen Leisten und Bastionen in die Hänge des Bösekkammes fort, wo sie bald ganz verschwinden. Die letzten Reste liegen unter dem Böseck bei 2340 m, also 380 m über den tiefsten Teilen der Flachkarböden zu beiden Seiten des Laschgbodens (1960 m). Trotzdem gehören diese Formen zusammen, da die schmalen Reste auf der Schichtkopfseite sehr steil geneigt sind, während die größtenteils von Schichttafeln gebildeten Böden gegenüber sehr sanft geböscht sind. Auch Hochtalkare vermochten die hohen, mauerartigen Wände des Bösekhöhenges kaum zu gliedern, da die am Wandfuß durchstreichende zweite Subsequenzzone die Wand zu rasch zurückweichen ließ. Nur die Torsäule des Zedölnig, die durch einen Sattel dieser Subsequenzzone abgegliedert wird, läßt das nördlich unter dem Böseck gelegene Hochtalkar Groß-Laab deutlicher erscheinen. Im Mauternitz-K., 2557 m, erreicht die Gneisbankserie des Zedölnig den Kamm, den sie noch ein Stück über den Törl-K. hinaus bildet. Die steilen, gegen NE gekehrten Schichtköpfe dieser Gneisbänke bilden die ebenfalls mauerartigen Rückwände der vier hochgelegenen Käre zwischen dem Mauternitz-K. und dem Törl-K. Diese Käre sind einander sehr ähnlich. Sie sind ziemlich klein, trotzdem aber sehr deutlich, denn ihre Böden sind ziemlich flach. Alle vier Karböden enden zwischen 1970 m und 2060 m über wilden Steiltrichtern, deren Schluchten die undeutliche Trogkante durchreißen. Da die Trichter deutlich glazial geweitet sind, sind mindestens ihre höchsten Teile vor dem Postglazial angelegt worden. Ganz deutlich läßt sich aber besonders beim Kar der Wolligeralm erkennen, daß sich zwischen den schutterfüllten flachen Karböden und den Steiltrichter ein mittelsteiles, ebenfalls trichterartiges Mittelstück einschaltet, das zu beiden Seiten des Steiltrichters bis 1710 m, also bis in Trogsschlüternähe herunterreicht. Unschwer lassen sich diese Mitteltrichter als Hochtalkarböden einordnen. Gegen die Zuordnung der oberen Karböden zu Flachkaren spricht aber ihr Aussehen, das besonders beim Vergleich mit den gegenüberliegenden Flachkarböden auffällt. Es sind vielmehr Kartrichter, die über einer vierten Gneisbankserie in einer Subsequenzzone angelegt wurden. Jede der Rippen, die diese Käre seitlich einfassen, weist daher an ihrem Ende ein kleines, aus einem Gneisschichtkopf bestehendes „Köpfl“ auf (P 2184, P 2112, P 2093), die alle genau im Streichen hintereinander liegen. Wie im Böseck springt dann die Wasserscheide in rechtem Winkel auf die höchstgelegenen Bänke dieser Gneisbankserie über, die nun vom Lonzaköpfl, 2318 m, bis über die Lonzahöhe hinaus den Kamm bilden.

Auf der Schichtflächenseite des Mallnitztales kommen wir östlich vom Rometerspitz auf den riesigen Flachkarboden der Woisken. Er wird vom Großen Woisken-K. nur um 80 m überragt und senkt sich zuerst sehr sanft und allmählich etwas steiler gegen SSW. Dieses allmähliche Absinken beruht auf der Lagerung der Gneisbänke in der großen Kuppel des Hochalmkerns, denn diese weiten Böden folgen auf große Strecken den Schichtflächen.

## Zusammenfassende Betrachtung der Kare und Gipfel.

Für eine wissenschaftliche Betrachtung der alpinen Formen ist die Einteilung durch den Gegensatz zwischen Berg und Tal gegeben. Zum Berg gehört aber in den TAUERN das Kar. Seine Form oder sein Fehlen bestimmen das Gesicht der Berge oft in höherem Maße als das Gestein. In der wissenschaftlichen Literatur kommt diese Einheit nicht sehr zum Ausdruck und ist daher eine Ordnung der verschiedenen Meinungen in viel geringerem Maße möglich als bei den Talformen. Am meisten gehen die Anschauungen über den Anteil der Eiserosion an der Karbildung und über das Alter der verschiedenen Landoberflächen auseinander.

So haben sich zwar viele Morphologen den Anschauungen Heims<sup>36a)</sup> über die geringe Erosion des Eises angeschlossen, teilen jedoch nicht seine Ausführungen über die alpine Gipfelflur. Besonders die von Heim betonten Einflüsse des Gesteins, der Taldichte und der relativen Lage der Erosionsbasis sind, wie die Arbeiten Lehmanns<sup>70)</sup> und Sölchs<sup>128), 129)</sup> zeigen, tatsächlich für die Gipfelhöhe von Bedeutung. So wie Heim schreibt auch Diwald<sup>27), 28)</sup>, dem Gletschereis eher eine formenkonservierende Wirkung zu. Lediglich eine gewaltige Randkluftverwitterung, die die deutlichen „präglazialen Karformen“ zerstört haben soll, lässt Diwald gelten. Mit Recht scheidet er zwischen den ausgedehnten und flachen Karböden der Systemgruppe V und den tiefeingesenkten Karen der Systemgruppe IV, die etwas unter den entsprechenden Terrassen auslaufen, und führt die meisten Karteppen auf die Ineinanderschachtelung der beiden Eintiefungsgruppen zurück. Einen Beweis gegen die Glazialerosion sieht Diwald in der gleich hohen Lage aller Kare der gleichen Systemgruppe und in dem Auslaufen der IVer Kare auf IVer Terrassen. Beides trifft nicht zu. Der ursprünglich enge Zusammenhang zwischen dem Hochtalboden des Haupttales und den Hochtaltrichtern der Nebenbäche, das knicklose Auslaufen der Seitentalkurve in den Haupttalboden, ist heute bei keinem Hochtalkar mehr zu sehen. Die Karböden laufen nur ungefähr auf die Trogschulter aus, ihre Vorderkanten liegen bald um ein beträchtliches Stück über dem Trogrund, bald darunter. Besonders die Kargletscher, die am Beginn und Ende der Eiszeiten die Hochtaltrichter in sehr verschiedenem Maße füllten, haben durch das Bestreben, Zungenbecken zu bilden, aus den steilen Böden der Hochtaltrichter die flacheren Karböden gemacht. Je länger die Kargletscher an der gleichen Stelle verharren, um so flacher wurden die Karböden, um so eher wurden sie rückgetieft. Die Karvorderkante liegt daher, unbekümmert um alle präglazialen fluviatilen Zusammenhänge, meist dort, wo am längsten und häufigsten die Zunge der Kargletscher endete. Bei dem in Abb. 16b aus der Sonnblickgruppe gewählten Beispiel<sup>27)</sup> weiß man nicht, welches Kar gemeint wird. Entscheidend ist aber, daß entgegen Diwalds Beschriftung keines der abgebildeten Kare in seinen Seitengräten Schultern eines höheren Systems zeigt, wohl aber zahlreiche Kare der Sonnblickgruppe rückgetieft sind, was Diwald bei seinen Beweisen gegen die Glazialerosion vergißt.

Während Diwalds Gruppierung der Kare in zwei Kargürtel den tat-

sächlichen Verhältnissen entspricht, leidet die auf guten Detailbeobachtungen fußende Arbeit von Fels<sup>31)</sup> über die Karwendelkare an einer unrichtigen Beurteilung der zentralalpinen Flachkare und der Kalkhochflächen östlich von der Großen Ache. Fels hätte sonst die in den Abbildungen gezeigten Kare nicht als Vertreter dieser Formen bezeichnen können. Auf der vier-tägigen Exkursion, die ich in dem südlichen Teil des Karwendels unternahm, weil mir die Stellung dieser Talkare höchst merkwürdig erschien, stellte es sich heraus, daß es sich um typische Hochtalkare handelt, die wie in den Zentralalpen ungefähr auf die trogschulterartigen Absätze münden, die Fels als „Hochfluren“ bezeichnet. Da diese „Hochfluren“ tief unter den Gipfeln liegen, wird es auch verständlich, daß Fels von darüber aufragenden Hochgebirgsformen spricht. Die Parallelisierung und Altersbestimmung der Talkare des Karwendels ist daher verfehlt. Die den Kalkhochflächen des E entsprechende altmiozäne Landoberfläche liegt nicht tief unter den Karwendelgraten, sondern über ihnen. Fels verlegt die glaziale Umbildung der Kare, da er fast nur die Randkluft- und Bergschrundverwitterung gelten läßt, ausschließlich in das Kommen und Gehen der Eiszeiten. Daß die Kare hoch über den Eisströmen der Täler lagen, was übrigens gar nicht stimmt, ist kein Beweis gegen die Erosion in den Karen, denn aus ihnen drängten während aller Eiszeiten die Kargletscher heraus und erodierten ihre Bahn. Trotzdem führt aber Fels die Entstehung des Steilwandgürtels in den unteren Teilen der Karwände auf die Randkluft- und Bergschrundverwitterung zurück, obwohl er selbst die Wirksamkeit dieser Spalten, durchaus richtig, auf jene Zeit einschränkt, in der die Schneegrenze in der Nähe dieser Klüfte lag. Wie sehr dieser Satz gilt, lehrt ein Blick auf Bilder aus Landschaften mit recenter, eisstromnetzartiger Vergletscherung, z. B. die Bilder Mitterholzers aus Spitzbergen.<sup>96)</sup> Über die breiten Eisflächen der Talgletscher und die sanft konkav ansteigenden Flächen der Kargletscher erheben sich nur firnummantelte Gipfel. Eine Randkluft gibt es überhaupt nicht, und an dem fast überall durch Lawinenschnee überbrückten Bergschrund findet selbstverständlich keinerlei Bergschrundverwitterung statt. Beim Rückzug des Eises werden die Karwände zunächst durch apere schwarze Felspfeiler und die dazwischenliegenden breiten Schneerinnen deutlich gegliedert. Die Randkluft springt also bei jedem Felspfeiler fast vom Bergschrund bis zum Gipfel und wieder herunter. Sowohl in dieser Etappe als auch in der nächsten, in der die Schneerinnen immer mehr zusammenschrumpfen und nur mehr der Wandfuß geschlossen verfirnt ist, ist die Verwitterung am Bergschrund, da er nur Firn von Firn trennt, denkbar gering. Erst in der letzten Etappe des Eisrückzuges werden die Karwände ganz aper, fällt die Randkluft größtentheils mit dem Bergschrund zusammen und findet endlich die berühmte Schwarzweiß- oder Randkluftverwitterung statt. Es kann also unmöglich die glaziale Ausgestaltung der Kare auf der nur während eines Bruchteiles der Eiszeit wirksamen Randkluftverwitterung beruhen. Die entscheidende Rolle bei der glazialen Ausgestaltung der Kare spielt die Erosion des bewegten Eises, was durch die Beobachtungen von Handl und Klebelsberg<sup>51)</sup> an dem im Krieg angelegten Marmolata-Eisstollen bestätigt und durch die Beob-

achtungen Johnsons<sup>128)</sup> im Bergschrund des Mt. Lyell im Jahre 1883 nicht widerlegt wird.

Während Fels ohne Beweise die altmiozänen Flächen mit dem Firnfeld-niveau parallelisierte, sind Winkler und Seefeldner gegen eine solche Gleichsetzung. Von den geomorphologischen Arbeiten Winklers wurde hier nur jene aus dem Jahre 1929<sup>140)</sup> herangezogen, weil sie sich zum Teil mit der Sonnblickgruppe beschäftigt. Das Firnfeldniveau wird mit Seefeldner als jünger als die Raxlandschaft erklärt. Das angeführte Beispiel aus der Sonnblickgruppe beweist in dieser Hinsicht allerdings nichts. Die Sandkopf-verebnung gehört zwar der Altlandschaft an, liegt aber nur 290 m über dem Flachkar des Brettes und geht mit dem für die Altlandschaft charakteristi-schen konkaven Hangstück in die Fläche des Mönchsberges über. Diese Mönchsbergfläche ist aber, wie das in sie eingesenkte Flachkar beweist, nichts anderes als ein Muldenhang der Altlandschaft, der wegen des spitzen Schnitt-winkels der Schichten größtenteils nicht zu einem Flachkar ausgestaltet wurde. Die Schareckverebnung Winklers besteht aus drei Flachkaren, die zeigen, daß die überwiegende Mehrzahl der zentralalpinen Flachkare aus der zentralalpinen Raxlandschaft hervorgegangen ist. Wenn man freilich, wie Seefeldner, auf den sich Winkler hier beruft, Flachkare, Kare über Denu-dationsterrassen und tief eingesenkte Hochtalkare dem Firnfeldniveau zu-zählt, dann muß man das Firnfeldniveau als jünger bezeichnen. Auch See-feldner<sup>121—125)</sup> nimmt in seinen Arbeiten über die Salzburger Alpen außer drei alten, ineinandergesenkten Landoberflächen noch tektonische Verbiegun-gen an. Es sei gleich vorweggenommen, daß nicht nur diese angenommenen tektonischen Störungen nicht bestehen, sondern auch die Flächengliederung in der Sonnblickgruppe sich als größtenteils unrichtig erwiesen hat. Die Ur-sache liegt darin, daß Seefeldner einen großen Teil seiner Terrassen und Flächenreste nur nach der Karte zusammengestellt hat und die Gesteins-unterschiede zu wenig berücksichtigt. Bei dem dem Hochköigniveau an-gehörenden zentralen Bergland der Piedmonttreppe werden der Kleine Sonnblick, 2973 m, der Hohe Sonnblick und der Herzog Ernst genannt, durch-wegs Gratgipfel, die keinerlei Gipfelverflachungen zeigen. Das nächsttiefe Niveau, das sogenannte Tennenniveau, erblickt Seefeldner im „Brett“, das ohne Knick bis 2250 m herunterreicht, und in einem nicht näher bezeichneten Teil der Wurtenkeesfläche. Es ist zu vermuten, daß die große Eisfläche unter der Niederen Scharte gemeint ist, die aber einen Hochtrog verbirgt. Weiter gehörten diesem Niveau der obere Teil des Sonnblickkeeses und das Tauern-kopkar an. Obwohl dazu nur der obere Keesboden des Goldberggletschers paßt, den Seefeldner auch richtig in seinem Sonnblickführer<sup>122)</sup> seinem älteren Niveau zurechnet, wird in der neuen Arbeit aus dem Jahre 1934<sup>124)</sup> der über einer Härestufe und außerdem zu tief gelegene mittlere Keesboden dem Tennenniveau zugezählt. Wie willkürlich eine Scheidung der höchsten Gipfel von den hochgelegenen Flachkaren des Tennenniveaus ist, zeigt sich besonders südwestlich vom Naßfeld, wo die dem Hochköigniveau zugeordneten alten Gipfel die Flachkarreste oft nur um 80 m überragten. Die bei allen Piedmonttreppen zu fordern Verzahnung der Flächen und Bergländer

ist daher bei diesen beiden Flächen in der Sonnblickgruppe leicht zu beweisen, da die Flächengliederung Seefeldners die zusammengehörenden Gipfel und Mulden der Altlandschaft trennt. Aber gerade das von Seefeldner besonders angeführte Beispiel einer Verzahnung zwischen dem Hochkönig- und dem Tenneniveau aus dem Toten Gebirge zeigt die Unrichtigkeit der Flächengliederung. Denn die von mir besuchte, über die Tauplitzhochalm aufragende Gruppe der Hochweiße und der Weißen Wand östlich vom Grundlsee ist trotz der Behauptung Seefeldners, wie Lehmann richtig vermutet hat, eine emporgepreßte Scholle, deren geradliniger östlicher Bruchrand nur durch Dolinen etwas gegliedert wird. Erst das Gotzeniveau entspricht nach Seefeldner dem Firnfeldniveau. Ihm werden im Naßfeld nicht nur das Ödenkar, also ein Flachkar, sondern auch das Höllkar und seine beiden nordwestlichen Nachbarn zugezählt, also tiefeingesenkte Kare, die mit dem gegenüberliegenden Ödenkar nicht die geringste Ähnlichkeit haben. Auch das von Seefeldner selbst angegebene Kriterium für die Kennzeichnung des Gotzeniveaus, die Reliefenergie von zirka 1000 m, trifft nicht für das Ödenkar zu, das als Flachkar von seiner Umrahmung nur wenig überragt wird. Welche Reliefenergie man auch dem Gotzen- oder Firnfeldniveau zuschreibt, ob 100 m oder 1000 m, immer muß es, falls das gewählte Einteilungsprinzip beibehalten wird, zur Trennung grundverschiedener Formen kommen. Ebenso wie Seefeldner im Gasteiner Tal auch die Denudationsterrassen im Blumfeld in das Firnfeldniveau einbezieht, rechnet er in seinem Führer<sup>122)</sup> im Hüttwinkeltal den unteren Teil des Kleinen Sonnblickkeeses zum Firnfeldniveau, obwohl es mit ziemlicher Neigung zum Hochtrog herunterzieht. Jetzt<sup>124)</sup> bezeichnet Seefeldner das Vorfeld des Goldbergletschers als Gotzeniveau, obwohl es sich hier um den durch die Härtestufe der Neubaugneise erhöhten Hochtrogboden handelt, der sich talauß in den Trogschlütern fortsetzt. Die für die drei Tauernflächen angegebenen Höhen sind daher nicht brauchbar, weil es in der Sonnblickgruppe diese drei Flächen nicht gibt. Damit fällt aber nicht nur die Piedmonttreppe, sondern auch der Nachweis für die von Seefeldner angenommene Großfaltung. Großfaltenzüge gibt es in der Sonnblickgruppe, aber sie lassen sich nicht mit diesen Flächen beweisen und verlaufen komplizierter. Die angegebene axiale Depression zwischen dem Schareck und dem Ankogel besteht ebenfalls, nur steht sie im Widerspruch zu dem in der Arbeit von 1926<sup>121)</sup> angegebenen, besonders starken Ansteigen der Gipfelflur südlich von Badgastein. Bei dem lediglich wegen seiner Kleinheit als stadial bezeichneten Kar im Siglitztal läßt sich das stadiale Alter durch nichts beweisen.

Ähnlich wie Seefeldner bemühen sich Maull<sup>95)</sup> und seine Schüler, im Tauernhauptkamm eine Piedmonttreppe nachzuweisen, wobei besonders der Gedanke der Formengruppe als wichtig in den Vordergrund gestellt wird. Gerade die Anwendung dieses Begriffes hätte aber Maull davor bewahren müssen, das hochgelegene Flachrelief der Zentralalpen in drei Landoberflächen zu gliedern, denn die Mittelgebirgsformen der höchsten Formengruppe, die den Kuppen und Rücken der Kalkalpen entsprechen, sind ebenso wie in den Kalkalpen nichts anderes als die Gipfel über den alten

Mulden, aus denen die Formengruppe der „Großkare“ entstanden ist. Der von A. und W. Penck übernommene Gedanke des Formenzusammenhangs zwischen dem Hebungsbetrag bei der Großfaltung und den Gipfelformen ist nur mit gewissen Einschränkungen brauchbar. Es ist das Verdienst Morawetz,<sup>98)</sup> die Scharniere des Großfaltenprofils über den Möllecken erkannt zu haben. Die Beweise für die alte Möllrichtung über dem Iselsberg erscheinen mir allerdings nicht stichhaltig. Die Gipfelflur der Schneiden in der Kreuzeckgruppe weist, wie Morawetz richtig bemerkt, wie jede Gipfelflur Höhenunterschiede bis zu 300 m auf. Der darüber besonders hoch aufragende Polinik wird zutreffend tektonisch erklärt. Unhaltbar ist aber die Behauptung, daß die Gipfelhöhe unabhängig von der lokalen Erosionsbasis ist. Wohl sind knicklose Berge manchmal höher als Gipfel, die durch Flachhänge geschützt werden, immer aber läßt sich dann die große Gipfelhöhe auf besonders hartes Gestein oder junge Hebung zurückführen. Auch die Flächen gliederung ist in den Altersansätzen unrichtig. Die Großkare und die nur wenig darüber aufragenden Gratgipfel werden ohne Grund getrennt und die Gipfelflur der altmiozänen Altlandschaft, die Großkare dem mittelmiozänen Firnfeldniveau zugewiesen, wobei der Altersansatz für das Firnfeldniveau nicht begründet wird.

Im wesentlichen gilt das gleiche für die von Morawetz redigierte Arbeit Schmucks.<sup>120)</sup> Schmuck hat ganz richtig erkannt, daß einzelne Gipfel, z. B. die Goldbergspitze und die Goldzechspitze, alte Mittelgebirgsgipfel sind, die trotz ihrer Umgestaltung ihre frühere Form erkennen lassen. Wie es aber möglich sein soll, sie von den unmittelbar darunter ansetzenden Flachkaren zu trennen, wird nicht ausgeführt. Bei den zu diesem Firnfeldniveau gehörigen Karen werden mehrere Hochtalformen genannt, z. B. das Kar des Großen Fleißgletschers, der Wurtenkeesboden unter der Niederen Scharte, die Hohlfomren um den Groß-, Weiß-, Schwarz- und Öschenigsee, das Kluidkar und die fünf Kare um die Sadnigspitze. Dabei werden zwar die Stufen im Melenbodenkar richtig erwähnt, jedoch nicht erklärt. Bei einer Erklärung dieser Stufen hätte sich die unrichtige Einordnung der Kare herausgestellt. Das Ansteigen des Firnfeldniveaus im Rauristal gegen das Salzachtal läßt sich nicht nachweisen, denn die von Schmuck auf der rechten Talflanke verfolgten Reste sind hauptsächlich Denudationsterrassen. In Schmucks Depressionszone bei Wörth lassen sich sowohl morphologisch als auch geologisch zwei Aufbeulungen beweisen. Damit fällt die Annahme der komplizierten N—S-Schaukelbewegung. Von den als tieferes Firnfeldniveau bezeichneten Flachböden ist der unterste Teil des Diesbachkares eine Schichtfläche, die Tüchlalm ein Hochtrogboden und das Hirzkar ein eindeutiges, sogar etwas unter dem Trogrund mündendes Hochtalkar. Bezeichnenderweise fehlt auch dieses so selten nachzuweisende untere Firnfeldniveau in der Zusammenfassung. Am interessantesten ist in der Arbeit zweifellos die Zonen gliederung der Sonnblickgruppe. Sie ist unrichtig, da Schmuck nicht mehr zu ihrer exakten Durchführung gekommen ist. Es gibt z. B. in der Hauptkammzone eine sehr große Zahl sehr schöner Hochtalkare. Es ist auch nicht recht einzusehen, warum die Bildung deutlicher Kars bei den großen

Höhenunterschieden und den gut erhaltenen Resten des Flachkarsystems im Hauptkammbereich nur auf die S-Zone beschränkt sein sollte. Dessenungeachtet gibt es aber in der Sonnblickgruppe Zonen gleicher Formengesellschaften. Als Leitformen für eine derartige Gliederung sind am besten die Kare zu verwenden. Danach kann man die Sonnblickgruppe gliedern in die Flachkarzone, in der sich als beherrschende Formen die aperen oder verfirnten Flachkare ausdehnen, in die Zone der typischen Hochtalkare zwischen der inneren und äußeren Grenze der Hochtalkare, in der die tiefeingesenken Hochtalkare vorherrschen, und in die randliche karfreie Zone. In ihr treten zuerst Schneiden auf und schließlich die Altlandschaftsriedel im Bereich der großen Längstalgräben. Diese für jede Zentralalpengruppe zwischen dem Murwinkel und der Silvretta geltende Zonengliederung ist im Wesen der präglazialen fluviatilen Erosionsvorgänge begründet und wird nur durch die mehr oder minder starken strukturellen Einflüsse durchbrochen.

Eine zweite Gruppe von Morphologen sieht, wie Johnson<sup>128)</sup> und E. Richter,<sup>116)</sup> in der Randkluft- bzw. Bergschrundverwitterung die Hauptkraft der glazialen Karausgestaltung. Es wurde schon betont, daß in dieser Arbeit, in Übereinstimmung mit den jahrzehntelangen alpinen Gepflogenheiten, unter Bergschrund immer die Kluft zwischen dem angefrorenen Firn der Bergflanken und dem bewegten Firn der Sammelbecken und unter Randkluft die Spalte zwischen Schnee, Firn oder Eis und aperem Fels verstanden wird. Sowohl bei Richter als auch bei Johnson und Gilbert<sup>99a)</sup> wird nach dieser alpinen Ausdrucksweise die Randkluftverwitterung gemeint. Ob man nun den einspringenden Untergrabungswinkel, wie Richter waagrecht, oder wie die Amerikaner schräg abwärts in den Berg hineinwandern läßt, ist insofern gleichgültig, als diese Art der Karausgestaltung in den Tauern gegenüber der viel stärkeren und länger wirkenden Kraft des erodierenden Eises zurücktritt. Die „Schrundlinie“ Gilberts<sup>99a)</sup> gibt es. Sie ist aber in den Tauern nicht an der von Gilbert als Bergschrund bezeichneten Randkluft, sondern am wirklichen Bergschrund, nicht als Linie maximaler Zerstörung, sondern als obere Erosionsgrenze des Eises entstanden.

In der Tauernarbeit Distels<sup>24)</sup> werden die Kare und die Karbildung nur wenig berücksichtigt. Bemerkenswert ist, daß Distel die Flachkare durchziehenden Stufen der Gesteinsbänke nicht als strukturell erkannt und daher das Ödenkar als skulpturell gestuft erklärt hat. Ebenso werden in den „ausgedehnten Arealen“ nördlich vom Hochtor sechs Stufen unterschieden, die auf ausstreichende Marmorbänke zurückgehen. Man merkt die damalige Unsicherheit gegenüber dem Karproblem, wenn Distel es nicht wagt, diese „Arealen“ als Karböden zu bezeichnen.

Gründlichen Wandel hat hier Creutzburg<sup>22)</sup> geschaffen durch die Einführung des „Firnfeldniveaus“. Wenngleich in dieser Arbeit dieser Name nicht verwendet wurde, muß doch festgestellt werden, daß sich die Einführung des neuen Begriffes als sehr wichtig erwiesen hat. Leider hat Creutzburg selbst die Verwirrung um das „Firnfeldniveau“ verursacht, indem er dem neuen Niveau nicht nur charakteristische Flachkare, wie das berühmte Brunnkar, sondern praktisch jedes Kar der Ankogelgruppe zu-

ordnete, ohne Rücksicht auf die Form oder die Vorderrandhöhe. So werden z. B. im Mallnitztal nicht nur das Flachkar der Woisken, sondern auch die auf der Denudationsterrasse einer Gneisbank angelegten, kleinen Kare der Mauternitzgrube und der Melikeralm dem Firnfeldniveau zugezählt. Ganz ähnlich werden auch im Naßfeldtal die Gruberach und das Wildenkar dem Firnfeldniveau eingeordnet, obwohl beide auf die Trogschlütern münden.

Auch Burchard<sup>17)</sup> zählt alle Kare dem Firnfeldniveau zu, für das er daher zu einer ungewöhnlich hohen Reliefenergie kommt. Außerdem wird ohne Begründung das Firnfeldniveau als jungpliozän angenommen, so daß die Großfaltung ins jüngste Pliozän verlegt werden muß. Die Ausführungen Ampferers<sup>4)</sup> über die Vorformen der Kare sind ebenfalls zu ergänzen. Es handelt sich nicht um „verlassene Talenden“ einer alten Eintiefung, sondern um Talenden aus zwei morphologischen Zeitaltern. Die Verwitterung an der Schwarz-Weißgrenze ist dasselbe wie die Randkluftverwitterung und wurde bereits besprochen.

Eine gewisse Mittelstellung nimmt Aigner<sup>2), 3)</sup> ein. Als Anhänger der Großfaltentheorie führt er das hochalpine Formenbild nicht ausschließlich auf das Karphänomen zurück. Die 1930<sup>3)</sup> in Übereinstimmung mit Fels<sup>31)</sup> und Klebelsberg<sup>53)</sup> angenommenen, inselbergartig über die Altlandschaft aufragenden, ältesten Hochgebirgsformen sind höchst unklare Gebilde. Bei Fels beruhte die Bezeichnung auf einem Irrtum über die Lage der Altlandschaft. In den Ostalpen gibt es keinen Berg, der höher über die Altlandschaft aufragt und sich nicht als Horst oder Härtling erklären ließe. Richtig ist die Gleichsetzung der Anlage der zentralalpinen „Großkare“ mit der Kalkkuppenlandschaft und die grundsätzliche Scheidung der „reinen Kartypen“ von diesen Großkaren. Die fluviatile Anlage entscheidet aber nicht nur über den Ort, sondern, wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, auch zum Teil über die Form der Kare. Die „Systemzurechnung“ ist bei Berücksichtigung der Karform daher keineswegs hypothetisch, denn meist lassen sich Aigners „reine Kartypen“ eindeutig dem Hochtalsystem zuordnen. Im übrigen hat Aigner selbst eine — allerdings unrichtige — Systemzuordnung durchgeführt, in dem er als Karvorformen unmittelbar präglaziale Steintrichter um die Talschlüsse herum bezeichnete. Es wäre aber zu merkwürdig, daß alle diese unmittelbar präglazial noch gleichzeitig in die unmittelbar präglaziale Kerbe auslaufenden Trichter durch das Eis ausnahmslos um den gleichen Betrag, d. h. um die Höhe der Trogwand „hängend“ gemacht worden wären. In bezug auf die glaziale Umgestaltung der Trichter gilt Aigners Ausspruch, daß bei den meisten Gesteinen die Karwand nur glazial zu erklären ist. Hinzuzufügen wäre nur, daß Schurf- und Schrundwirkung nicht so sehr örtlich, sondern, bei deutlichem Vorwiegen der Schurfwirkung, vor allem zeitlich abwechseln.

Ähnlich wie Aigner trennt Heydweiller<sup>37)</sup> Kare und Trichterkare und fügt als Geologin bezeichnenderweise die von den meisten Morphologen so wenig beachteten, durch Karbildung erweiterten Denudationsterrassen hinzu. Die glaziale Karausgestaltung wird größtenteils auf Randkluftverwitterung zurückgeführt. Die Erklärung der Karseebecken durch die „Wucht der Lawinen“ zeigt die unrichtige Einschätzung der glazialen Kräfte.

Die Beweisführung Wolfs<sup>141)</sup> für die Gleichaltrigkeit der Kalkkuppen mit den Vorformen des Firnfeldniveaus ist insofern wichtig, als sie von der bei den Vertretern der alpinen Piedmonttreppe angenommenen, ziemlich gleichmäßigen Alpenhebung ausgeht. Es müßte in diesem Falle tatsächlich das kalkalpine Äquivalent eines altpliozänen Firnfeldniveaus die altmiozäne Kalkkuppenlandschaft an Ausdehnung übertreffen und auf wenige ausgesparte Inselberggruppen beschränken. Den Gedanken Richters von der minimalen Kammbreite für die Anlage von Wildbachtrichtern greift Worm<sup>142)</sup> auf. Tatsächlich ist das Breiten-Höhenverhältnis des Kamms, bezogen auf den bei der Karanlage funktionierenden Talboden, vor allem für das Gefälle der alten Trichter wichtig. Die Deutlichkeit der Hochtalarform ist aber in den Tauern in erster Linie an jenen mittleren Talabschnitt geknüpft, in dem beim Eintritt der Eiszeit über dem tief gelegenen Hochtalboden noch größere Flachkarreste erhalten geblieben waren.

Die alpine Morphogenese Sölchs<sup>127-130)</sup> unterscheidet sich von den meisten der bisher besprochenen Arbeiten schon dadurch, daß sie die ganze Problematik der alpinen Landformung vom mitteloligozänen Deckenschub bis in das Postglazial behandelt. Die Entstehung der alten Trugrumpffläche wird auf fluviatile Seitennagung zurückgeführt. Da diese Fläche nicht mehr erhalten ist, läßt sich schwer ein Beweis dafür finden. Bei richtiger Einschätzung der Kräfte dürfte aber der Seitennagung gegenüber der Dellenkorrosion der Vorzug gebühren. Die jüngere Flußverebnungslandschaft der Kalkalpen soll in den Zentralalpen größtenteils nur als Gipfelflur erhalten sein, wobei das obere Denudationsniveau unter Hinweis auf die Wirkung der Gehängeknicke abgelehnt wird. Von einem oberen Denudationsniveau kann tatsächlich keine Rede sein. Aber auch einfache Vererbung durch Zerschniedigung ist nicht gut möglich, da sich die einmal isolierten Gipfel nur unter bestimmten Voraussetzungen auf gleicher Höhe halten. Wohl sind die der Hauptgipelflur angehörigen Grate aus den gleichen alten Gipfeln hervorgegangen, sie sind uns aber nur deswegen in gleicher Höhe erhalten geblieben, weil sie von den gleichen flachen Hängen der Altlandschaft in gleicher Weise geschützt wurden. Bis zum Eintritt der Eiszeit bewahrte daher die hochgehobene Altlandschaft, abgesehen von der ständigen Verkleinerung ihres Areals, das gleiche Aussehen.

Die randlichen Schneidengipfel verdanken ihre gleiche Höhe ebenfalls der Altlandschaft, aus der sie herausgeschnitten wurden, da ein tieferes System für die „Vererbung“ nicht in Frage kommt. Erhalten haben sich die Schneidengipfel ihre gleiche Höhe aber nur dann, wenn die Hänge der jungen Kerben annähernd gleiche Steilheit aufwiesen. Trotz der gleichen Ausgangslandschaft für die „Vererbung“ ist die „Schneidenflur“ beträchtlich unter die Höhe der „Hauptgipelflur“ gesunken, weil die Schneidengipfel über den steilen Hängen der jüngeren Eintiefungen viel rascher erniedrigt wurden als die von den Flachhängen der Altlandschaft geschützten alten Rücken. Da die Gipfelhöhe auch von unten her reguliert wird, erklärt sich auch im homogenen Gestein der vielbesprochene Zusammenhang zwischen Gipfelhöhe und Gipfelform. Wenn man von der durch das Eis erfolgten Gratzuschärfung

und Schartung absieht, dann ist mit der Hauptgipfelflur ursprünglich die Rückenform, mit den tieferen Gipfelfluren die Schneidenform verknüpft. Nur so ist es verständlich, daß die innersten Teile der Zentralalpen mit ausgedehnten Resten der Altlandschaft in die Eiszeit eintraten. Eine Teilung des Firnfeldniveaus lässt sich in der Sonnblickgruppe nicht durchführen. Bezuglich der Karbildung wies Söhl immer auf die Unerlässlichkeit fluviatiler Vorformung hin und vermutete einen Gürtel optimaler Ausbildung. Dieser Gürtel liegt, wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, zwischen dem Trogrund und dem Vorderrand der Flachkarreste, denn er wird durch die Vertikalausdehnung der Hochtaleintiefung bestimmt. Bei der glazialen Karausgestaltung legt Söhl das Hauptgewicht auf die Schwarz-Weißverwitterung, die aber, wie bereits ausgeführt (S. 110), während der kurzen Zeit ihrer Wirksamkeit nicht imstande war, die ihr zugeschriebenen Formen, insbesondere die riesigen Karplatten zu erzeugen. Der Eisschurf wird von Söhl besonders zur Erklärung der Karrücktiefung herangezogen. Die besonders in den Flachkaren häufig auftretenden „Rundbögen“ werden in der Sonnblickgruppe immer durch harte Gesteinsbänke gebildet.

Auch Bobek<sup>10)</sup> geht von der Augensteinlandschaft aus, die durch eine altmiozäne Strukturtektonik überwältigt worden sein soll. Erst danach entwickelte sich die altmiozäne A-Landschaft, deren Reliefenergie mit 600 m angegeben wird. Trotz dieser 600 m unterscheidet Bobek, noch im Flachrelief, eine nach der mittelmiozänen Großfaltung entstandene B-Landschaft und schließlich die nach einer Periode von Bruchflexuren im Pontikum gebildete C-Landschaft der Großkare. Wenn man nun bedenkt, daß der höchste Gipfelrest der A-Landschaft in der Sonnblickgruppe, der Sand-K., 3090 m hoch ist und das tiefste Großkar im Mallnitztal bei 2000 m liegt, dann erscheint das Flachrelief etwas zu stark gegliedert. Für die angegebene dreigliedrige Gipfelflurtreppe, die von der Schneidenflur über A bis zu den aus B geschnittenen Schneiden herunterreicht, gilt das gleiche. Vor allem die Schneiden über A sind ebenso wie die Hochgebirgsformen von Klebelsberg und Fels, die über die Altlandschaft aufragen sollen, ziemlich unklar. Man hat immer wieder den Eindruck, daß diese Gebilde ihre Existenz nur dem Umstände verdanken, daß oft, trotz der ziemlich reichlich bemessenen Reliefenergie, auch das Hochgebirge noch immer nur nach Terrassensystemen und nicht nach Landschaften gegliedert wird. Auch in den tieferen Hängen werden die meisten Kare einem eigenen Karniveau D zugeordnet, das für mittelpliozän gehalten und so von dem Kurztrogsystem E (Hochtal-system) abgetrennt wird, obwohl dazu gerade im Zillertal keinerlei Berechtigung vorliegt. Diese viel zu weit gehende Gliederung ist um so sonderbarer, als Bobek, obwohl er die sehr überschätzte Eisrandverwitterung als Hauptkraft der glazialen Karumgestaltung ansieht, auch dem Eisschurf eine ziemliche Rolle zuschreibt.

Klebelsbergs<sup>53)</sup> Deutung der alpinen Gipfelflur kommt den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe. Die Gipfelflur wird, ähnlich wie in dieser Arbeit, einerseits als Erbform aus einer alten, nach Klebelsberg allerdings nicht mehr erhaltenen „Fläche“ abgeleitet. Anderseits wird sie in Beziehung

gesetzt zu der „nächsttieferen Erosionsbasis“, der „mitteltertiären Gebirgsoberfläche“. Dadurch, daß die „mitteltertiäre Gebirgsüberfläche“ in den meisten Gebirgsgruppen zu tief angenommen wird, ist allerdings diese Beziehung durch die dazwischengeschalteten sehr alten, zu hohen und daher sehr „fremdartigen Hochgebirgsformen“ unklar geworden. Diese „Hochgebirgsformen“ Klebelsbergs sind z. B. in der Glocknergruppe, in der die „mitteltertiäre Gebirgsüberfläche“ meist über 2900 m liegt, nichts anderes als die glazial zu Graten verschärften Rücken des alten Flachreliefs. Im Wilden Kaiser liegt die „mitteltertiäre Gebirgsüberfläche“ nicht tief unter, sondern etwas über den Gipfeln. Die „Hochgebirgsformen“ des Wilden Kaisers sind bei der Zerschneidung der „Mitteltertiären Gebirgsüberfläche“ durch jüngere Eintiefungen im „Formenstil“ steilstehender Kalkplatten entstanden. Sowohl die Gipfelflur als auch das Firnfeldniveau wurden nach Klebelsberg von der wahrscheinlich mittelmiozänen Großfaltung ergriffen, so daß also das Firnfeldniveau gleich alt ist wie die „mitteltertiäre Gebirgsüberfläche“ der Kalkkuppen. Der von Klebelsberg ursprünglich<sup>52)</sup> bestrittene Formenzusammenhang zwischen Großfaltung und Gipfelform besteht nur bei bestimmten Voraussetzungen. Die von Klebelsberg dagegen angeführten Beweise beruhen allerdings größtenteils auf dem verschiedenen „Formenstil“ der verschiedenen Gesteine und auf der daher auch nach anderen Regeln eingreifenden Eiswirkung. Unter sonst gleichen Bedingungen besteht in den Großmulden eine gewisse Tendenz zur Erhaltung, in den Großsätteln eine Tendenz zur Zerschneidung der alten Flachformen. Daß sich auch im homogenen Gestein diese Tendenzen meist nicht durchsetzen, beruht auf der Abnahme der Wasserführung der Gerinne gegen die Wasserscheiden und dem dadurch verzögerten Vorrücken der Zerschneidung in die Großsättel.

W. Schmidt<sup>119)</sup> bezeichnet das Firnfeldniveau als jünger als die Raxlandschaft. Bestimmend dürfte dabei die Annahme der Schubbewegungen der „Ötzalerphase“ gewesen sein. Die von Schmidt angeführten morphologischen Beweise sind nicht stichhaltig, denn das Flachkarsystem und seine Gipfel sind von ziemlich deutlichen Bewegungen betroffen worden. Zum Unterschied von den Kalkalpen haben sich aber die viel wasserreichereren Gerinne der Zentralalpen gegenüber den Verbiegungen behauptet, so daß in der Sonnblickgruppe die heutigen Täler den alten Mulden folgen.

Eine dritte Gruppe von Morphologen, an ihrer Spitze A. Penck,<sup>103)</sup> sehen bei fluviatiler Vorformung im Eisschurf das wichtigste Element der Karausgestaltung. In der Gipfelflur erblickt freilich A. Penck<sup>107)</sup> das mehr oder minder erreichte obere Denudationsniveau. Dessen Ableitung ist namentlich von Lehmann<sup>70)</sup> und Sölch<sup>129)</sup> angegriffen worden. Tatsächlich ist nur an sehr wenigen Stellen der Alpen die Übersteilung bis zu dem von Penck geschilderten Ausmaß gediehen. Wohl setzt sich die Untergrabung der Flüsse bis an den First fort, doch die erhaltenen Reste älterer Talstände beweisen die Langsamkeit dieser Vorgänge. Kompliziert wird nun das ganze Problem durch die hinzukommende Großfaltung. Die Hauptbeträge müssen in der Sonnblickgruppe vor der Eintiefung des nirgends sichtbar verbogenen Hochtalsystems erreicht worden sein, so daß also die Großfaltung kaum erst

nach dem Pliozän begonnen haben kann. Durch diese Großfaltung ist die entscheidende Verteilung der Gipfelhöhen erfolgt. Die angegebenen Zusammenhänge zwischen dem Großfaltenwurf und den Gipfelformen bestehen theoretisch, sie kommen aber nur verhältnismäßig selten zur Auswirkung, weil ihnen die talaußwärts zunehmende Auslichtung der einzelnen Eintiefungen durch die Bildung der Gipfelflurtreppe entgegenwirkt. So hat sich in den wasserscheidenden Großsätteln die einst aus Rücken bestehende Hauptgipfelflur erhalten und erst in den äußeren Talteilen wird sie, zum Teil auch im Bereich der Großmulden, durch die Schneiden der beiden „Schneidenfluren“ ersetzt. Bemerkenswert ist, daß sich nirgends in der Sonnblickgruppe jüngere, isostatische Bewegungen nachweisen ließen. Allerdings würden in den schlecht erhaltenen und schwer zu verfolgenden Leisten und Talkanten kleinere Hebungsbeträge nicht zum Ausdruck kommen. Die in den AEZ<sup>103)</sup> niedergelegten Ausführungen über die Karbildung konnten in der Sonnblickgruppe in hohem Grade bestätigt werden. Es ließ sich jedoch bei keinem Kar der Sonnblickgruppe das Fehlen einer fluviatilen Vorform nachweisen, was zusammen mit der geringen Wahrscheinlichkeit der Anschauungen Philipps<sup>111)</sup> und Lucernas<sup>83)</sup> gegen die rein glaziale Kartheorie spricht. Die Vergletscherung der Kare war stärker, als Penck<sup>103)</sup> annahm, denn nicht nur die Firnbecken waren höher aufgefüllt, sondern auch die Rückwände der Kare waren keineswegs aper. Die optimalen Vorformen sind nicht an ein Mittelgebirgsrelief gebunden, sondern sowohl bei den Flachkaren als auch bei den Hochtalkaren an die Mulden der Altlandschaft, deren große Ausdehnung den Reichtum der Ostalpen an Karen bedingt. Überall, wo diese Flachkarreste präglazial fehlten, besonders an den von Hochtalhängen der Haupttäler gebildeten, steilen Schneidengipfeln in den Talzwieseln, fehlen daher die Kare. Die Umgestaltung der präglazialen Flach- und Hochtaltrichter erfolgte tatsächlich fast ausschließlich durch die Erosion am Karboden, obwohl der Parallelismus zwischen der oberen Gletschergrenze und der Höhe der Karvorderränder nicht besteht. Über einen gewissen Maximalbetrag können am Alpenrand die tiefsten Karböden unter die eiszeitliche Schneegrenze nicht heruntergehen. Diese untere Grenze der Kare wird aber in der Sonnblickgruppe nicht erreicht. Eine obere Grenze der Kare gibt es aber nicht, denn gerade die höchstgelegenen präglazialen Trichter wurden am längsten von ihren Gletschern umgestaltet. Fast überall, wo die Karböden rückgetieft sind, sind die Felswannen am besten mit Penck als Zungenbecken zu erklären. Die Kartreppen der Sonnblickgruppe sind allerdings ausschließlich durch die präglazialen fluviatilen Vorformen, d. h. durch das Einschneiden von Hochtälenden in Flachkare oder strukturell zu erklären.

Ähnlich wie Penck erklärt auch Lautensach<sup>65)</sup> die glaziale Karausgestaltung, führt aber die Entstehung von Riegeln im homogenen Gestein hauptsächlich auf den Eisstau zurück. Diese Deutung widerspricht dem Stromstärkengesetz der stationären Strömung so sehr, daß sie zunächst nicht als ausreichend angesehen werden kann. Keineswegs braucht für jedes Zungenbecken der Endmoränenkranz erhalten zu sein.

Besonders weitgehende Übereinstimmung besteht mit den Arbeiten von

**Lehmann, Machatschek und Lichtenegger.** Die große Ausdehnung der Flachkare beweist, daß bis zur Eiszeit noch ein sehr großer Teil des alten Reliefs erhalten war, so daß die heutige Hauptgipfelflur der Flachkargipfel noch eine ungefähre Rekonstruktion der tektonischen Form ermöglicht. Die Aufwölbung der Sonnblickgruppe erfolgte danach in der Form eines unregelmäßigen, in der NS-Richtung etwas gestreckten Fünfecks. Die Spitze des Fünfecks liegt im S und der Hauptkamm bildet eine etwas gegen S verbogene Diagonale. Während daher die S-Abdachung radial gegliedert ist, ist die N-Abdachung, abgesehen von den lokalen Störungen, pultförmig. Nirgends fanden sich in der Sonnblickgruppe die von Lehmann<sup>69)</sup> beschriebenen Anwachskare. Auch die Lehmannschen Mündungskare sind zur Erklärung der normalen und regelmäßig auftretenden Kartreppen der Ostalpen meist nicht geeignet. Ein auf einem Flachkarrest liegender Gletscher konnte zwar durch seine getrennt abfließenden Schmelzwasserfäden einen bis zur Trogschulter herabreichenden Trichter erzeugen. Derartige Trichter wären auch von Hochtaltrichtern kaum zu unterscheiden. Die talauswärts stetig abnehmende Ausdehnung der Flachkarreste in den Kartreppen, die die zunehmende Ausweitung des Hochtalsystems anzeigen, spricht aber gegen diese Erklärung.

Machatschek<sup>91a)</sup> bezeichnet auf Grund der korrelaten Vorlandsedimente die Augensteinlandschaft als Primärrumpf. Um einen Endrumpf nach Gebirgsformen kann es sich auf keinen Fall handeln. Die Höhenschwankungen der alpinen Gipfelflur führt Machatschek in erster Linie auf die Gesteinsverschiedenheiten und auf die jungtektonischen Bewegungen zurück. Gegenüber den von Machatschek<sup>91)</sup> geschilderten Verhältnissen in der Schweiz besteht insofern ein Gegensatz, als in den Ostalpen die Hauptgipfelflur die junge Tektonik recht deutlich wiedergibt. Die Höhenzone der stärksten Gesteinszerstörung muß also nicht über den höchsten Gipfeln liegen. Der in seinen Hauptphasen ins Mittelmiozän verlegte Großfaltenwurf wird von Machatschek auch zur Erklärung der Gipfelformen herangezogen. Die innersten Teile der Sonnblickgruppe waren aber am Beginn der ersten Eiszeit noch kein fluviatil zerschnittenes Hochgebirge im Stadium der Reife, denn hier herrschten die Formen der Altlandschaft weitaus vor. In den äußeren Talabschnitten werden die meisten Gipfel durch die Schneiden der beiden „Schneidenfluren“ gebildet. Gegen die Längstal-Großmulden sinken die Seitenkämme oft zu breiten Riedeln ab. Diese werden meist von dreieckigen Haupttalhängen der „Raxlandschaft“ gebildet, die im Bereich der Großmulden zwischen den jüngeren Steilhängen erhalten blieben. Im Gebiet des Mölltales sind allerdings auch diese Riedel vielfach nicht mehr erhalten und die Kämme treten daher als niedrige Schneiden an die Täler heran. Jene Teile der Raxlandschaft, die durch die Großfaltung im Bereich der Großmulden in die schützende Tieflage gebracht wurden, werden deswegen noch immer von jenen Eintiefungen bedroht, die in die Großmulden einschneiden und durch die Gesamthebung der Alpen über das Vorland erzeugt wurden. Die Korrelation zwischen Großfaltenwurf und Gipfelform ist als gegebene Tendenz vorhanden. Sie kann aber durch andere, stärkere Kräfte zerstört

und sogar in das Gegenteil verkehrt werden. Die glaziale Umgestaltung der Muldentäler der „Raxlandschaft“ zu den Flachkaren und der Hochtaltrichter zu Hochtalkaren setzt namhafte Beträge der Glazialerosion voraus. Es geht also tatsächlich nicht an, die Böden der Kare wie Terrassenreste in die Eintiefungszyklen einzuordnen. Umgekehrt konnten dafür aber Karböden, die über oder unter dem Trogrund münden, als ehemalige Bestandteile des Hochtalsystems bezeichnet werden.

Jeder von den wenigen, schon von Lichtenecker<sup>83)</sup> aufgezählten Gipfelresten der Raxlandschaft in der Sonnblickgruppe zeigt das normale konkav-konkav Profil. Die Hebung der nicht erhaltenen Augensteinlandschaft begann also in der Sonnblickgruppe zunächst langsam. Ob die Ausbildung der alten Mulden in erster Linie durch den Kriechschutt erfolgte,<sup>78)</sup> ist fraglich. Hebungsbeträge lassen sich infolge der Eiserosion auf den Flachkarböden nicht angeben. Die Sonnblickgruppe entspricht heute am ehesten Lichteneckers Ötztalertypus.<sup>81)</sup> Sie war also präglazial zwar ein Hochgebirge mit konkavem Gesamtprofil, besaß aber im Zentrum ganz andere Formen als an den Rändern. Ähnlich wie das Lichtenecker<sup>80)</sup> von den Steinbergen geschildert hat, erzeugte daher die Firnerosion im Innern aus den alten Mulden Flachkare, aus den weiter talaus gelegenen Steiltrichtern die tief eingesenkten, kleineren Hochtalkare. Auch die δ-Teilkare werden bereits von Lichtenecker erwähnt.

In dem Aufsatz Burgers<sup>19)</sup> werden alle Kare einer ununterbrochenen genetischen Formenreihe eingeordnet, die von den Gipfelverflachungen über Großkare und die „typischen Kare“ talauswärts bis zu den Wildbachtrichtern und einfachen Geröllrinnen führt. Diese genetische Übergangsreihe gibt es aber nicht, weder in der Sonnblickgruppe noch in anderen Zentralalpengruppen. Gerade das als Beweis angeführte Lichtbild I/1 des Thalleitkares im rechten Rofentalhang beweist das Gegenteil. Es ist unerklärlich, wieso Burger, trotz des eindrucksvollen Höhenunterschiedes der Formen, von einer gleichen morphologischen Stellung spricht. Gerade bei diesem Bilde erscheint die genetische Spaltung der Kare nicht mehr als künstlicher Zwang, sondern als selbstverständlich. Man kann nicht das hydrographische Netz, in dem alle Karformen entstanden sein sollen, einerseits mit Fels einem altmiozänen Hochflurensystem und anderseits dem Trogschulterstockwerk zuweisen. Trotzdem manches Teilkar im Flachkarsystem den Hochtalkaren ähnlich sieht, ist der grundsätzliche Formenunterschied zwischen Flachkaren und Hochtalkaren nicht zu überschauen. Außerdem ist es nirgends in der Sonnblickgruppe möglich, einen Flachkarboden mit einer Trogschulter in genetische Verbindung zu bringen. Durchaus zutreffend sind die Ausführungen über die glaziale Karumformung, insbesondere die Kritik an der morphologischen Wirksamkeit der Schneegrenze. Das Nebeneinander breiter und flacher Böden und steiler Wände in den Karen ist auch nach Burger nur durch die Eiserosion zu erklären. Von den vier angeführten Kartreppentheorien war die Stadialtheorie nirgends anwendbar. Die nach Burger wesentliche Voraussetzung der Kongruenz zwischen Endmoränen und dem Karbecken ist allerdings nicht erforderlich, denn von den vorhergehenden

drei Vorstößen und zwei Rückzügen sind uns keine Moränen erhalten. Im Gegensatz zu Creutzburg<sup>22)</sup> und Fels<sup>31)</sup> halte ich aber diese Stadialtheorie für die einzige brauchbare Erklärung der nicht selektiven Karrücktiefung. Die weitaus überwiegende Mehrzahl der Kartreppen im Sonnblickgebiet ließ sich eindeutig durch die Stockwerktheorie erklären. Burgers eigene Kartreppenerklärung durch die nicht gesteinsbedingten Spornstufen war nicht brauchbar. Kein Grat setzte sich in der von Burger geschilderten Weise fort. Die Grate und Spornstufen auf dem als Beweis angeführten Lichtbild II/1 folgen eindeutig härteren Gesteinsbänken.

Die Arbeit von H. Bauer<sup>6)</sup> zeigt auch bei der Besprechung der Kare und Gipfel einige sehr bemerkenswerte Gedanken. Seite 126 heißt es z. B.: „Die höchsten Verflachungen funktionieren als Erosionsbasis für die Gipfel, von ihrer Höhe ist die Gipfelhöhe abhängig.“ Die höchsten und größten Kare werden den hochgelegenen Terrassen III und IV und kleinere und tiefere Kare der Terrasse II (Trogshulter) zugerechnet. Die „Systemzuordnung“ ist allerdings zu streng. In der Schobergruppe münden die Hochtalkare genau wie in der Sonnblickgruppe bald über, bald unter dem Trogrund. Damit ist aber auch die theoretische Begründung für die nicht bestehende strenge Zuordnung durch die Geringfügigkeit der glazialen Karbodenvertiefung unnötig.

Die rein glazialen Erklärungen für die Kare sind heute größtenteils aufgegeben. Die einst so bedeutsamen Gedanken Richthofens<sup>118)</sup> erscheinen allerdings auch in Ahlmanns<sup>1)</sup> Ausführungen über die norwegischen Botner. Ein Beweis für das vermutete Zusammenfallen der größten Kartiefe mit dem Konvergenzpunkt der Eisbewegungslinien wurde von Ahlmann allerdings nicht erbracht.

Durch die Beweise für die präglazialen fluviatilen Eintiefungen der Alpen wurden Heß<sup>43)</sup> Ansichten über die alpine Tal- und Karbildung widerlegt. Jetzt erblickt Heß<sup>44)</sup> in der Schneegrenznähe die optimale Voraussetzung für die Karbildung, die er in erster Linie auf die Wirksamkeit des dirigierten Eises zurückführt. Die Wirksamkeit der Randklüft wird aber auch von Heß überschätzt. Weitaus eingehender hat sich Lucerna<sup>85)</sup> mit der Karbildung beschäftigt. Er hat als erster die Karriere richtig als Erosionsgrenze des Kargletschers gedeutet. Die Ausdrücke „Karwand“ und „Zuschüttungsfläche“ sind allerdings für die gemeinten Formen nicht sehr glücklich gewählt. Die Altersbestimmung der Kare ist durch die Beweise gegen die Trogdatierung Lucernas widerlegt. „Gartflächen“ konnten in der Sonnblickgruppe ebensowenig festgestellt werden wie eine besondere Ausdehnung der Kare in den Schattenwinkel. Da die Lage der Würmfirnsohle nicht festzulegen ist, kann die Gipfelflur nicht durch sie erklärt werden. Das Nachsinken der Gipfelflur hat in der Sonnblickgruppe tatsächlich bis zu einem gewissen Grade stattgefunden und wird in Zukunft bei tektonischer Ruhe stärker werden. Die Ursache liegt aber nicht allein in der Gipfelniedrigung durch die Kare, sondern, wie die Hochtalschneiden zeigen, in dem Bestreben der Gewässer, die durch die Großfaltung geschaffenen Höhenunterschiede wieder zu beseitigen. Nivationsformen im Sinne Bowmanns<sup>12)</sup> ließen sich nicht feststellen. Die Möglichkeit der Kar-

bildung durch Lawinen erscheint zumindest bei alpinen Verhältnissen ziemlich zweifelhaft. In Flückigers<sup>32)</sup> Kapitel über die Kare wird auf die schützende Wirkung der Schichtflächen hingewiesen. Besonders in der Sonnblickgruppe sind diese strukturellen Einflüsse von hoher Bedeutung. Ob es sich nun um die Erhaltung der ältesten, flachen Landschaftselemente oder um die Bildung von Kleinstufen in jüngsten postglazialen Kerben handelt, immer mußte die Formenprägung durch das Gestein und die Lagerung in erster Linie berücksichtigt werden, denn erst die Ausscheidung der erstaunlich weitgehenden Struktureinflüsse führt zu einigermaßen gesicherten morphogenetischen Erkenntnissen.

### Morphogenetische Zusammenfassung.

Ausgangsform ist eine sehr flache, heute nicht mehr erhaltene Landschaft, wahrscheinlich Lichtenackers<sup>81a)</sup> „Augensteinlandschaft“. Sie wurde von einer langsam einsetzenden Großfaltung ergriffen. Das Talnetz stellte sich auf die neugebildeten Erosionsbasen, die Großmulden des Salzach- und Mölltales, ein und blieb im großen bis heute erhalten. Aus der „Augensteinlandschaft“ wurden die sanften Rücken und die breiten Mulden der Alt- oder „Raxlandschaft“ herausgeschnitten, über die allmählich die Härtinge emporzuwachsen begannen. Nach der Ausbildung der „Raxlandschaft“ setzte die Großfaltung neuerlich ein. Sie folgte größtenteils wieder den alten Linien, jedoch mit stärkeren Beträgen. Zwischen den Großmulden des Salzach- und Mölltales, einer schwächer ausgeprägten Großmulde, die vom Mittleren Bärenkopf, 3367 m, über die Edelweißspitze, 2577 m, den Gamskarkogel, 2598 m, und die Mannkarhöhe, 2412 m, zum Flugkogel, 2235 m, zieht, und den axialen Depressionen im Gebiet des Heiligenbluter Hochtors und östlich vom Niederen Tauern erhob sich die Aufwölbung der Sonnblick-Sadniggruppe und der vom Wiesbachhorn, 3570 m, über den Schwarzkopf, 2763 m, den Edlenkopf, 2927 m, und die Türchlwand, 2573 m, nach E ziehende Großsattel.

In diese verbogene und gehobene „Raxlandschaft“ schnitt sich nun das Hochtalsystem mit seinen Seitenästen zurück. Die obere Lichte des Hochtalquerschnittes nimmt, wie bei jeder fluviatilen Eintiefung, talauswärts zu. Die Mulden der „Raxlandschaft“, die Vorformen der Flachkare, nehmen daher talaus ständig an Ausdehnung ab, während die Quelltrichter des Hochtalsystems, die Vorformen der Hochtalkare, immer weiter an die Kämme zurückgreifen. Bei dem ersten deutlichen Seitentrichter der Hochtaleintiefung liegt die innere Grenze der Hochtalkare. Talauswärts folgen zuerst die Vorformen für die normale, zweigliedrige Kartreppe mit hohen Seitengräten und dann die Vorformen für die einfachen Hochtalkare, deren Seitengrade talaus, mit dem Zurückgreifen der Haupttalhänge des Hochtalsystems an die Kämme, immer kürzer werden und immer weniger hervortreten. Diese gesetzmäßige Reihe wird gestört durch die Talzwiesel, in denen von beiden Seiten Haupttalhänge des Hochtalsystems auf die immer schmäler werdenden Kämme hinaufreichen und die Hochtalseitenbäche daher keine Trichter bilden

konnten, und außerdem durch jene Kärc, die aus Quelltrichtern über Schichtterrassen hervorgegangen sind.

Über den steilen Hochtalformen haben die Rücken der Alt- oder „Raxlandschaft“ ihre „ererbte“ und nur durch die Gesteinsunterschiede und den Großfaltenwurf gegliederte „Hauptgipfelflur“, infolge der gleichmäßig geringen Denudation, auf den Flachhängen bewahrt. An jenen Stellen aber, an denen die „Raxlandschaft“ durch die Kerben und Quelltrichter der Hochtaleintiefung zu Schneiden zerschnitten wurde, ist die ebenfalls aus der „Raxlandschaft“ ererbte „Schneidenflur“ über Hochtalhängen entstanden, die wegen der stärkeren Abtragung auf den steilen Hochtalhängen beträchtlich unter die Höhe der „Hauptgipfelflur“ gesunken ist. Die tiefste Flur der dreigliedrigen alpinen Gipfelflurtreppe, die „Schneidenflur“, über jenen rezenten Steilhängen, die ohne Kanten und Gehängeabsätze von den Talgründen bis zu den Gipfeln hinaufreichen, wurde ebenfalls aus der Raxlandschaft „ererbt“. Sie ist jedoch wegen der durchschnittlich noch größeren Steilheit dieser Hänge noch tiefer abgesunken.

Die Hochtalböden wurden unmittelbar vor der ersten Eiszeit von einer jüngeren Eintiefung zerschnitten. An allen größeren Bächen sind die Talköpfe dieser unmittelbar präglazialen Eintiefung bis weit in die Talhintergründe zurückgedrungen. Unterhalb dieser Talköpfe gab es daher in den heute nirgends erhaltenen unmittelbar präglazialen Talböden keine fluviatilen Mündungsstufen. Aus der Tiefe der Seitentaltröge konnten infolgedessen Höchstwerte für den Eintiefungsbetrag dieser unmittelbar präglazialen Kerben ermittelt werden, und zwar an der Krumlmündung, 270 m, und an der Mündung des Bockharttales und der Großfrágant, 100 m. Wegen der talauswärts zunehmenden Lichte dieser jungen Kerben nimmt die Breite der Hochtalleisten, der heutigen Trogschlütern, talauswärts ab und ihre Steilheit zu. Die von den kurzen Seitenbächen gebildeten Trichter dieser Eintiefung sind die Vorformen für die späteren Trogausstülpungen und Tobel. An jener Stelle, wo diese Seitentrichter der unmittelbar präglazialen Eintiefung bis an die Kämme zurückgriffen, liegt die äußere Grenze der Hochtalkare. In den außerhalb dieser Grenze liegenden Talteilen haben sie die Böden der Hochtaltrichter aufgeschlossen und in steile, glazial kaum zu verändernde Wildbachtrichter verwandelt.

Die Gletscher der Eiszeiten haben die fluviatilen Kerben geweitet und vertieft. Die glaziale Tiefenerosion betrug an der Krumlmündung mindestens 220 m, im Weißental 200 m, in der Sigratz 240 m und bei Innerfrágant 400 m. Aus den noch erhaltenen Hochtälern entstanden so die Hochtröge, aus den Kerben der unmittelbar präglazialen Eintiefung die eigentlichen Taltröge. Beim Vorrücken der Gletscher und bei ihrem Rückzug wurden die bereits vorhandenen fluviatilen Stufen durch die Gletscherzungen zeitweise etwas niedergeschliffen. Sobald aber die Stufen vom Eis einmal überwältigt waren, wurden sie in steigendem Maße erhöht und verstellt. Auf diese Weise entstanden aus den Talköpfen der Hochtaleintiefung die oberen oder Hochtrogschlüsse, aus den Talköpfen der unmittelbar präglazialen Eintiefung die Haupttrogschlüsse. Die Geschwindigkeitszunahme, mit der die Gletscher die

Eisansammlungen an den Konfluenzstellen zu bewältigen suchten, führten zur Bildung der glazialen Mündungs- und Konfluenzstufen. Die Höhe dieser glazialen Strömungsstufen wurde außer dem Verhältnis der Eismassen noch durch den Talquerschnitt unterhalb der Konfluenzstellen, durch die Gesteinsart und in sehr hohem Maße durch die Gesteinslagerung bestimmt.

Die Muldentäler der „Raxlandschaft“ wurden durch die Eiserosion zu weiten Flachkaren, die Hochtaltrichter zu den tiefeingesenkten Hochtalkaren umgebildet. Die Wirkung der Randkluft- oder Schwarz-Weißverwitterung war verhältnismäßig gering. Die obere Grenze der Eiserosion war in jeder Eiszeit der Bergschrund. Die typischen Merkmale der Karbildung, der flache oder rückgetiefe Karböden und die steile Bergschrundwand, finden sich daher heute am deutlichsten unter jenen Karwänden, unter denen sich im Schatten das Eis am längsten hielt (Teilkarbildung). Die Rücktiefung von Kar- und Trogböden ist derzeit im homogenen Gestein nur durch die Zungenbeckenbildung bei Gletscherhalten zu erklären. Wiederholtes Einstürzen übersteilter Bergschrundwände und neuerliche Untergrabung führen zur horizontalen Ausweitung der Käre. Die Rücken, die vor der ersten Eiszeit die Muldentäler umrahmten, und die Schneiden, die die Hochtaltrichter umgaben, wurden dadurch größtenteils zu Graten zugeschärft und diese durch Scharten- und Torsäulenbildung stellenweise niedergelegt. Der ehemalige Zusammenhang zwischen den Rücken und den Mulden der „Raxlandschaft“ wurde durch die verschiedenartige glaziale Umbildung der eisscheidenden Rücken und der eisüberflossenen Muldenböden zerstört. Die heute noch erhaltenen Rückenreste der „Raxlandschaft“ werden daher durch niedrige Karwände von den Flachkarböden getrennt. Der ehemalige Zusammenhang zwischen den seitlichen Hochtaltrichtern und den Hochtalleisten der Haupttäler wurde durch die Zungenbeckenbildung der Kargletscher zerstört. Die Hochtalkare münden daher nicht mehr immer genau auf den Trogrund, sondern oft auch etwas höher oder tiefer.

Nach der letzten Eiszeit zogen sich die Gletscher über die zwischen 1000 m und 1300 m liegenden  $\gamma$ -Halte beim Hollerbrandhäusl im Hüttwinkel, bei Badgastein, Mallnitz und Innerfrágant und die über 1600 m liegenden  $\delta$ -Halte in ihre Käre zurück. Gefördert durch die Klüftung, brachen besonders unterhalb des Seidlwinkel-Tauernhauses, in der „Klause“, vom Grieswies-Schwarzkopf, südwestlich vom Bodenhaus, südlich der Krumlmündung, von P 2391 über Bucheben, an der Mündung des Kleinen Fleißtales bei Apriach, und auf die Talstufe unterhalb der Jamnigeralm bei Mallnitz, von den durch das Eis übersteilten Hängen größere Bergstürze in die eben eisfrei gewordenen Täler herunter. Der große Auernigbergsturz unterhalb Mallnitz ist auf den sich zum  $\gamma$ -Halt zurückziehenden Mallnitztal-gletscher gestürzt.

### Literatur.

1. Ahlmann, H. W.: Geographical studies in Norway. Geogr. Annaler, S. 1—148, 193—252. 1919.
2. Aigner, A.: Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten. Zur Geographie der deutschen Alpen (Sieger-Festschr.), S. 22—36. Wien 1924.

3. Aigner, A.: Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie. *Z. Geom.*, S. 201—233. 1930.
4. Ampferer, O.: Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. *Z. deutsch. Alpenver.* 1915, S. 72—96.
5. — Über die Ablagerungen der Schlußeszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, S. 307—332. 1929.
6. Bauer, H.: Morphologische Untersuchung der Schobergruppe. *Diss. Wien* 1932.
7. Beck, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal. *Verh. Geol. B.-A.* 1933—1938.
8. Becke, F. und V. Uhlig: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Bd. 115, Abt. I.* 1906.
9. Berwerth, F.: Vorläufige Mitteilungen. *Anz. kaiserl. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.* 1896, S. 16; 1897, S. 8; 1898, S. 13.
10. Bobek, H.: Die Formentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. *Forsch. Deutsch. Landes- u. Volkskd.*, Bd. 30, H. 1, S. 172. 1933.
11. Börner, H.: Vergleichende Talgeschichte von Montafon und Paznaun. *Z. Geom.*, S. 109—166. 1932/33.
12. Bowmann, J.: The Andes of Southern Peru. Ref. E. Brückner. *Z. Gletschkd.* S. 57—70. 1922.
13. Braumüller, E.: Der Tauernnordrand zwischen dem Fuscher- und Rauristal. *Anz. Akad. Wiss. Wien*, S. 1—104. 1936.
14. Brückner, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. *Geogr. Abh. I/1. Wien* 1886.
15. — Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. *Z. Ges. Erdkd.*, S. 95—104. Berlin 1923.
16. — Die Ostalpen in der Eiszeit. „Die Österreichischen Alpen“, herausg. von H. Leitmeier, S. 145—164. Leipzig u. Wien 1928.
17. Burchard, A.: Der Stufenbau der Alpentäler. *Petrogr. Mitt.* S. 158—162, 210—212. 1923.
18. — Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaaler Alpen. *Forsch. Deutsch. Landes- u. Volkskd.*, Bd. 15. 1927.
19. Burger, E. W.: Strittige Fragen der Glazialmorphologie. *Geogr. Jahresber. aus Österreich* 1933, S. 14—41.
- 19a. Cornelius, H. P. und E. Clar: Erläuterungen zur Geol. Garte des Großglocknergebietes. Wien 1935.
20. Crammer, H.: Probleme der Gletscherkunde. *Z. Gletschkd.* S. 148—150. 1907/08.
21. — Zur Frage ineinander geschalteter Taltröge in den Alpen. *Z. Gletschkd.*, S. 148—155. 1908/09.
22. Creutzburg, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. *Ostalp. Formstd. II/1.* Berlin 1921.
23. Deecke, W.: Zur Entstehung der Kare. *Sitzber. Akad. Wiss. Heidelberg* 1929, math.-nat. Kl.
24. Distel, L.: Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Hohen Tauern-Gebiet. *Mitt. Geogr. Ges. München*, S. 1—132. 1912.
25. — Zur Entstehung des alpinen Taltrogs. *Verh. d. XVIII. Deutsch. Geographentages, Innsbruck* 1912, S. 141—154.
26. — Bergschrund und Randkluft. *Freie Wege Vergl. Erdkd. (Drygalski-Festschr.)*, S. 225—228. München und Berlin 1925.
27. Diwald, K.: Glazialmorphologische Probleme in ihrer Beziehung zu der Lehre von den Eintiefungsfolgen. *Die Eiszeit III/1*, S. 21—46. Leipzig 1916.
28. — Die Lösung hochalpiner Formen. *Die Eiszeit*, S. 26—74. 1927.
29. — Beiträge zur Morphologie des Erosionstales. *Z. Geom.* S. 1—38. 1927.
30. Drygalski, E. v., und F. Machatschek: *Gletscherkunde*. Wien 1942.
31. Fels, E.: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. *Petrogr. Mitt., Erg.-Heft*, S. 202. 1929.
32. Flückiger, O.: Glaziale Felsformen. *Petermanns Mitt., Erg.-Heft*, S. 218. 1934.

33. Fugger, E.: Klammen und Schluchten im Lande Salzburg. Mitt. Ver. Landesk. Salzburg, Bd. 50, S. 1—25. 1910.
34. Götzinger, G.: Der neu aufgedeckte Doppelgletschertopf bei Bad Gastein. Sonderabdr. aus der Deutsch. Rdsch. f. Geogr. u. Statistik, Bd. 28. Wien und Leipzig 1906.
35. Granigg, B.: Geologische und petrographische Untersuchung im Ober-Mölltal in Kärnten. Jb. Geol. R.-A. 1906.
36. Hacker, W.: Untersuchungen am Zirmsee in der Sonnblickgruppe. Sonderabdr. aus Jahresber. Sonnblickver. 1932.
- 36a. Heim, A.: Geologie der Schweiz. Leipzig 1916.
37. Heydweiller, C.: Geol. u. morpholog. Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. Ecl. geol. Helv. Bd. 15, S. 149—296. 1918.
38. Hamberg, A.: Die Temperaturverhältnisse der Bodenschichten der Gletscher und Inlandeise. Congr. Geol. Int. C. R. XIV<sup>e</sup> Sess. 1926, Bd. IV. 1891 bis 1897.
39. Hammer, W.: Geologische Beobachtungen beim Bau des Kraftwerks bei Mallnitz. Jb. Geol. B.-A. Wien, S. 29—62. 1927.
40. Heritsch, F.: Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschr. Geol. u. Paläontol. Berlin 1927.
41. — Aus dem Gebiet von Mallnitz und dem unteren Mölltal. Mitt. Nat.-Ver. Steiermark, Bd. 62, S. 37—49. 1926.
42. Heß, H.: Der Taltrog. Petrogr. Mitt., S. 73—77. 1903.
43. — Alte Talböden im Rhonegebiet. Z. Gletschkd. S. 321—361. 1907/08.
44. — Mechanische Wirkungen des Eises. Hdb. d. Geophysik, hgg. von B. Gutenberg, S. 548—570. Berlin 1938.
45. Hottinger, A.: Über geolog. Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Ecl. Geol. Helv., Bd. 24/2, S. 167—190. 1931.
46. Imhof, K.: Das Adelsgesetz für das Goldfeld der Hohen Tauern im Sonnblickmassiv. Berg- u. Hüttenmänn. Jb., Bd. 82, Heft 1. 1934.
47. Kieslinger, A.: Aufnahmsbericht über Blatt Hofgastein. Verh. Geol. B.-A. 1936—1938.
48. Kinzl, H.: Die Gletscher der Sonnblickgruppe in den Jahren 1896—1928. Jahresber. Sonnblick-Ver. 1928, S. 12—18.
49. — Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. Gletschkd., S. 66—121. 1929.
50. — Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. Petrogr. Mitt., S. 261 bis 265. 1928.
51. Kleibelsberg, R.: Glazialgeologische Erfahrungen aus Gletscherstollen. Z. Gletschkd., S. 156—184. 1920/21.
52. — Das Antlitz der Alpen. Z. deutsch. Geol. Ges. 1925.
53. — Geologie von Tirol. Berlin 1935.
54. — und O. Ampferer: „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“? Diskuss. Z. Gletschkd., S. 381—386. 1929.
55. Kober, L.: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 121, Abt. I. 1912.
56. — Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 98, S. 201—242. 1922.
57. — Entgegnung an A. Winkler. Bemerkungen zur Geologie der östlichen Hohen Tauern. Verh. Geol. B.-A. Wien, S. 154—160. 1923.
58. — Neue Beiträge zur Geologie der Hohen Tauern und des Salzkammergutes. Sonderabdr. Anz. Akad. Wiss. Wien, S. 44. 1926.
59. — Mesozoische Brekzien in der oberen Sch.-H. der Sonnblick- und Glocknergruppe. Sonderabdr. Ebenda 1923/24.
60. — Die erdgeschichtliche Bedeutung der Metamorphiden und des Tauernfensters. Sonderabdr. Zbl. Min., Bd. 7, Abt. B, S. 305—314. 1932.

61. Kölbl, J.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Sonderabdr. 1932.
62. Lautensach, H.: Ref. über „Die Alpen im Eiszeitalter“ von A. Penck und E. Brückner. Z. Gletschkd., S. 1—30. 1909/10.
63. — Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh. N. F., H. I. Leipzig und Berlin 1912.
64. — Über den heutigen Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen. Z. Ges. Erdkd., S. 610—624. Berlin 1913.
65. — Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Z. Gletschkd., S. 1—41. 1914/15.
66. Lehmann, O.: Tal- und Flußwindungen und die Lehre vom geographischen Zyklus. Z. Ges. Erdkd., S. 92—111, 171—179. Berlin 1915.
67. — Über Fluß- und Bachursprünge in den Rückenlandschaften des feucht-gemäßigten Klimas. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 113—142. 1918.
68. — Die Talbildung durch Schuttgerinne. Festbd. A. Penck, S. 48—65. Stuttgart 1918.
69. — Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. Abh. Geogr. Ges. Wien, Bd. XI/1. 1920.
70. — Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 55—78. 1922.
71. — Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 201—242. 1927.
- 71a. — Gefällesentwicklung und Talstufen im Hochgebirge. Z. Geom. X, S. 5—45. 1936—1938.
72. — Die Oberflächengestaltung der österreichischen Alpen, in „Die österreichischen Alpen“, hgg. von Leitmeier. Wien 1928.
73. — Die Hydrographie des Karstes, in Kendes Enzyklopädie der Erdkunde. Leipzig und Wien 1932.
74. — Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung. Z. Geom., S. 93—99. 1933/34.
75. Leutelt, R.: Die Gipfelflur der Alpen. Geol. Rdsch., S. 330—337. 1929.
76. Leyden, Fr.: Grundfragen alpiner Formenkunde. Geol. Rdsch., S. 193—215. 1924.
77. Lichtenecker, N.: Karren und Pseudokarren im Kalkglimmerschiefer. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 153—154. 1924.
78. — Das Bewegungsbild der Ostalpen. Sonderabdr. aus „Die Naturwissenschaften“. 1925.
79. — Die Rax. Geogr. Jahresber. aus Österreich, 1925, S. 150—170.
80. — Bau und Formenschatz des Loferer und des Leoganger Steinbergs. Z. Alpenverein, S. 290—312. 1926.
81. — Die Gliederung der österreichischen Alpen in „Die österreichischen Alpen“, hgg. von Leitmeier. Wien 1928.
82. — Geomorphologische Studien in den französischen Alpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, S. 6. 1932.
83. — Österreich in Klutes Handbuch der Geogr. Wissenschaft, S. 73—156. Potsdam 1934.
84. — Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstlichsten Alpen. Geogr. Jahresber. aus Österreich. Wien 1938.
85. Lucerna, R.: Morphologie der Pasterzenumgebung. Festbd. A. Penck. Stuttgart 1918.
86. Machatschek, F.: Zur Klimatologie der Gletscherregion der Sonnblickgruppe. Jahresber. Sonnblick-Ve., S. 3—34. 1899.
87. — Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Z. Ges. Erdkd., S. 602—623, 675—687. Berlin 1916.
88. — Über epirogenetische Bewegungen. Festbd. A. Penck, S. 1—35. Stuttgart 1918.
89. — Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien I/4. 1922.

90. Machatschek, F., und W. Staub: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. Geol. Helv. XX. 1927.
91. — Zur Morphologie der Schweizer Alpen. Z. Ges. Erdkd., Sonderband. Berlin 1928.
92. — Das Relief der Erde, Bd. 1. Berlin 1938.
93. Martonne E. de: Étude morphologique des Alpes orientales. Bull. de geogr. hist. et descrip. Paris 1911.
94. — Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes. Cvijić-Festschr., S. 121—140. 1924.
95. Maull, O.: Grundsätzliche Fragen der Alpenmorphologie. Geogr. Jahresber. aus Österreich 1933, S. 1—13.
96. Mittelholzer, W.: Im Flugzeug dem Nordpol entgegen. Leipzig 1925.
97. Michel, H.: Die goldführenden Erze des Silitz-Pochhart-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tschermaks Min.-Petrogr. Mitt., Bd. 38, S. 541 bis 564. 1925.
98. Morawetz, S.: Beiträge zur Morphologie der Kreuzeck- und Reißeckgruppe. Veröff. Geogr. Inst. Univ. Graz, S. 3. 1930.
99. Moscheles, J.: Über Eckfluren und andere Probleme der Talbildung. Geol. Rdsch. S. 137—150. 1922.
100. Paschinger, V.: Untersuchungen über Doppelgrate. Z. Geom. 1927/28.
101. Penck, A.: Morphologie der Erdoberfläche, 2 Bde. Stuttgart 1894.
102. — Gletscherstudien im Sonnblickgebiete. Z. Alpenver. S. 52—71. 1897.
103. — und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. Leipzig 1909.
104. — Über glaziale Erosion in den Alpen C. R. du XIème Congr. Geol. Int., Stockholm 1910, S. 443—461.
105. — Schliffkehle und Taltrog. Petrogr. Mitt., Bd. 2. 1912.
106. — Aegerters Karte der Ankogel-Hochalmspitze-Gruppe. Mitt. Alpenver. 1909.
107. — Die Gipfelflur der Alpen. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. 1919. Ref. O. Wilckens. Geol. Rdsch., S. 88—91. 1919.
108. — Das Antlitz der Alpen. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. 1919. Ref. O. Wilckens. Geol. Rdsch. 1919. „Die Naturwissenschaften“. 1924.
109. — Das Tor von Mittenwald. Sammlung Geogr. Führer, Bd. IV. Berlin 1930.
110. Penck, W.: Die Morphologische Analyse. Geogr. Abh. Bd. 2, S. 2. 1924.
111. Philipp, H.: Ergebnisse der W. Filchner'schen Vorexpedition nach Spitzbergen 1910. Petermanns Mitt., Erg.-Heft, S. 179. 1914.
112. Prey, S.: Modereckdecke und Rote Wand-Gneisdecke. Verh. Geol. B.-A. 1938, S. 190—192.
113. Quervain, A. de: Über die bodengestaltende Wirkung des vorstoßenden oberen Grindelwaldgletschers. Ref. E. Brückner. Z. Gletschkd., S. 74—77. 1922.
114. Redlich, A., K. v. Terzaghi, R. Kampe: Ingenieurgeologie. Wien und Berlin 1929.
115. Rehbock, Th.: Betrachtungen über Abfluß, Stau und Walzenbildung bei fließenden Gewässern. Ref. K. Fischer. Z. Ges. Erdkd., S. 169—176. Berlin 1919.
116. Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitt., Erg.-Heft, S. 132. 1900.
117. Richter, M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Z. Geom., S. 149—160. 1928/29.
118. Richthofen, F. v.: Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.
119. Schmidt, W.: Gebirgsbau und Oberflächenformen der Alpen. Jb. Geol. B.-A. Wien 1923.
120. Schmuck, A.: Beiträge zur Geomorphologie der Sonnblickgruppe. (Bearb. von S. Morawetz.) Mitt. Nat.-Ver. Steiermarks, S. 59—69. 1932.
121. Seefeldner, E.: Zur Morphologie der Salzburger Alpen. Geogr. Jahresber. aus Österreich. 1926.
122. — Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. Berlin 1929.

123. Seefeldner, E.: Die Taxenbacher Enge. Mitt. Ges. Salzb. Landk., S. 139—166. 1928.
124. — Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Z. Geom., Bd. 34, S. 157—19 bis 198. 1933.
125. — Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 128—150. 1933.
126. Senarcens-Grancy, W.: Moränenstudien in Ost- und Nordtirol und in den Gasteiner Bergen. Verh. 3. Internat. Quart. Konf. Wien 1936.
127. Sölch, J.: Eine Frage der Talbildung. Festbd. A. Penck. 1918.
128. — Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geogr. Annaler 1922.
129. — Das Formenbild der Alpen. Geogr. Z. 1925.
130. — Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Petermanns Mitt., Erg.-Heft, S. 219/20. Gotha 1935.
131. Stark, M.: Vorläufiger Bericht über geol. Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 121, S. 195—226. 1912.
132. Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 52. Lfg. Bern 1929.
133. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Naturf.-Ges. 69/1. Zürich 1934.
134. Stiny, J.: Eine Querstörung im Mölltal. Verh. Geol. B.-A. Wien 1933, S. 115—116.
135. Waldbaur, H.: Hängetäler im Oberengadin und Bergell. Ostalp. Formstd. Bd. 2, S. 2. 1923.
136. Winkler, A.: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. Geol. B.-A., S. 89—111. 1923.
137. — Zu L. Kobers „Entgegnung“. Verh. Geol. B.-A., S. 166—169. 1926.
138. — Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Geol. Rdsch., S. 373 bis 384. 1924.
139. — Geologische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Jb. Geol. B.-A., S. 245—322. Wien 1926.
140. — Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 159 bis 188. 1929.
- 140a. — Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. Separatabdruck aus Schaffer: Geologie der Ostmark. Wien 1939.
141. Wolf, H. v.: Entwicklungsgänge morphologischer Forschung in den Alpen (Drygalski-Festschr.), S. 203—224. München und Berlin 1925.
142. Worm, G.: Beiträge zur Geographie und Morphologie der Kare. Mitt. Ver. Erdkd. Dresden 1927.

Tafeln  
zu  
Klimpt: Morphogenese der Sonnblickgruppe.

Abb. 1. Hoher Sonnblick (3105 m) und Goldbergkees von Osten. Der Flachkargrat des Roten Mannes (3095 m) wird von einer mächtigen Zentralgneisbank (S links) gestuft. Der regelmäßig geformte Flachkar-Dreikantkarling der Goldbergspitze (3072 m) setzt gegen das oberste Goldbergkees mit einer nur im Sommer sichtbaren und wirksamen Randklüft oder Schwarzweißgrenze ab. Erst darunter sieht man die feine, aber morphologisch viel wichtigere Linie des Bergschrunds. Sie trennt den verfirnten Wandfuß vom Gletscher und verursachte den Gegensatz zwischen Karwand und Karboden. Der asymmetrische Gipfel des Hohen Sonnblcks (3105 m) mit dem Zittelhaus (Z) kehrt gegen Norden seine steilen Schichtkopfwände. Das schützende Flachkar (FK) im Süden wird durch die schräge Härtestufe einer Gneisbank (S) gestuft. Der vordere, fast ebene Teil des Flachkars (FK) setzt ebenso wie das Flachkar in dem das Kleine Sonnblickkees liegt (FK rechts) mit dem oberen Trogrond (TR') und dem oberen Trogsschlüß (T) gegen den Hüttwinkl-Hochtrog (H) ab.

Abb. 2. Der Hüttwinklalschluß von der Mannlkarhöhe (2412 m). Die oberste gerissene Linie verbindet die wichtigsten Gipfel der Hauptgipfelflur, die untere die bis auf die Flachkarböden (FK) hinunterreichenden tiefsten Scharten der Flachkargrade. Zwischen diesen beiden Linien, die in Wirklichkeit Ebenen darstellen, liegt der Raum (F—F), in dem sich die in ehemals vergletscherten Gebieten durch die glaziale Schartung verursachte Höhenschwankung der Hauptgipfelflur vollzieht. Alle über dieses Ausmaß hinausgehenden Höhenunterschiede in der Hauptgipfelflur müssen sich durch tektonische Bewegungen oder Gesteinsunterschiede erklären lassen. Der Hohe Sonnblick (3105 m) (S Mitte) ist nicht unter die Hauptgipfelflur gesunken, obwohl er gegen Norden mit steilen und besonders rasch zurückweichenden Wänden abstürzt. Die nicht sichtbaren Flachhänge auf seiner Südflanke haben ihn geschützt und in der Höhe der Hauptgipfelflur erhalten. Die Flachkarhänge des Hocharn (3254 m) (FK rechts) werden durch den Abfall einer mächtigen Schieferbank (S rechts) gestuft. In diese Flachkarhänge ist der Pilatus-Hochtrog (H rechts) eingesenkt, über dem eine ganz schmale verfirnte Flachkarleiste in den Wänden der Goldzechspitze die Verbindung herstellt zu den Flachkaren auf der Südseite des Sonnblcks. Die steilen Nordwände des Sonnblcks werden von der Denudationsleiste (D—D) eines mächtigen Glimmerschieferbandes durchzogen, auf der sich die beiden kleinen Hänge-gletscher entwickelten und dabei die Leiste östlich und westlich des Gipfelpfeilers karartig verbreiterten. Der Hüttwinklhochtrog (H H links) wird durch die Knappenhausgneise gestuft (s) und von Flachkarresten (FK) umgeben. Sowohl der Hüttwinklhochtrog (H H links) als auch der Pilatus-Hochtrog (H rechts) enden an der strichliert gezeichneten Trogsschlüßkante über dem Haupttrogsschlüß, der von zwei mächtigen Glanzschieferstufen und der darüber folgenden Stufe der Neubaugneise dreifach gestuft wird (S S S). Der auf der δ Moräne liegende Bergsturz des Durchgangwaldes (B<sub>2</sub>) ist aus der zur Hälfte sichtbaren großen Abrißnische (B<sub>1</sub>) des Grießwies-Schwarzkogels (3115 m) heruntergestürzt. Im Vordergrund der breite Rücken der Mannlkarhöhe (2412 m), ein von der glazialen Gratbildung verschonter Gipfelrest der „Raxlandschaft“.

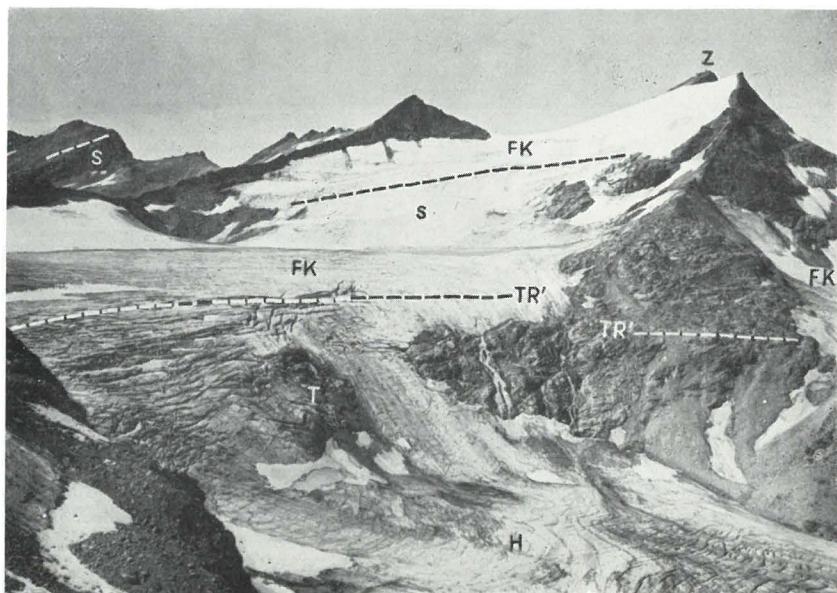


Abb. 1. Hoher Sonnblick und Goldbergkees von Osten.

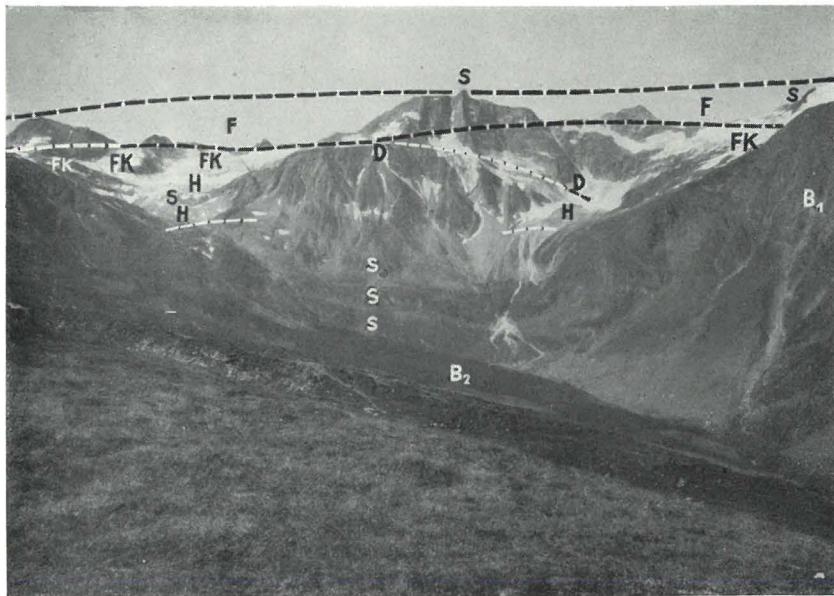


Abb. 2. Der Hüttwinklalschluß von der Mannlkarhöhe.

Abb. 3. Das Hüttwinkltal von Norden. Die alten Gipfelformen auf dem Schareck (3122 m) ( $A_1$ ), auf der Kolmkarspitze (2529 m) ( $A_2$ ) und auf dem Silberpfennig (2600 m) ( $A_3$ ) zeigen die tektonische Abbiegung der Hauptgipfelflur (F). Alle auf dem Bilde sichtbaren Gipfel, auch die Gipfel der Ankogelgruppe links im Hintergrund, gehören der Hauptgipfelflur an. Unterhalb der alten Gipfelformen des Scharecks ( $A_1$ ) und des Gesselkopfs (2974 m (links von F) setzen die steilen Karwände von Hochtalkaren an (Höllkar und Sigratzkar). Unter F streichen die Glanzschieferbänke im Filzenkempfelsen vom Hüttwinkltal in das Sigratztal. In der tiefsten Bank verlaufen die den Klüften folgenden Steinschlagrinnen untereinander parallel. Das weite Erzwiesflachkar (FK) und der nur 100 m darüber aufragende sanfte Rücken des Silberpfennigs ( $A_3$ ) sind ehemals zusammenhängende, aber glazial verschieden umgestaltete Teile der „Raxlandschaft“. Auf der sanft geneigten Schichtflächenseite des asymmetrischen Hüttwinkltales haben die Seitenbäche der Hochtalenteinfung und die Kargletscher in den schwer angreifbaren Schichtflächen nur sehr seichte Hochtalkare erzeugt, die auf die Trogshulter auslaufen. TR = Trogrand. Der jungglaziale Trogrand (tr) trennt den präglazial angelegten altglazialen Trog von dem interglazial angelegten jungglazialen.

Abb. 4. Schareck (3122 m) und Bockhartscharte (2226 m) vom Silberpfennig (2600 m). Alle auf dem Bilde sichtbaren Gipfel gehören der Hauptgipfelflur an. Zwischen dem Flachkarrest auf dem Schareck (3122 m) (FK links oben) und dem alten Gipfelrest und dem alten Muldentälehen der „Raxlandschaft“ auf dem Seekopf (2413 m) (A) muß eine Abbiegung angenommen werden. Die Verbindung dieser beiden Teile der alten Landschaft wurde durch die Hochtalkare der Sigratz (HK) zerstört. Die Härtestufen (S) der Glanzschiefer queren und stufen den Grat des Filzenkempfelsens. Der kleine Rest der „Raxlandschaft“ auf dem Seekopf (A) schneidet die mächtigen Gneisbänke (S), die den Trogshluß des Bockhart-Hochtroges (H) und die Bockhartscharte (B) durchziehen. Auch von Westen greifen Hochtalkare (HK) an den Kamm zurück. Rechts der Flachkarrest unter der Windischscharte (FK) und der östlichste Teil des Vogelmaier-Ochsenkars (FK am rechten Bildrand).

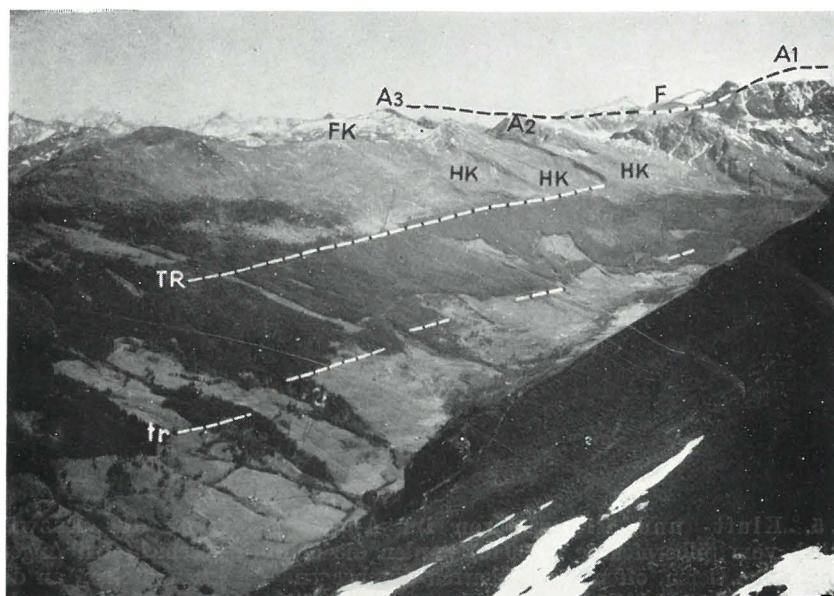


Abb. 3. Das Hüttwinkltal von Norden.

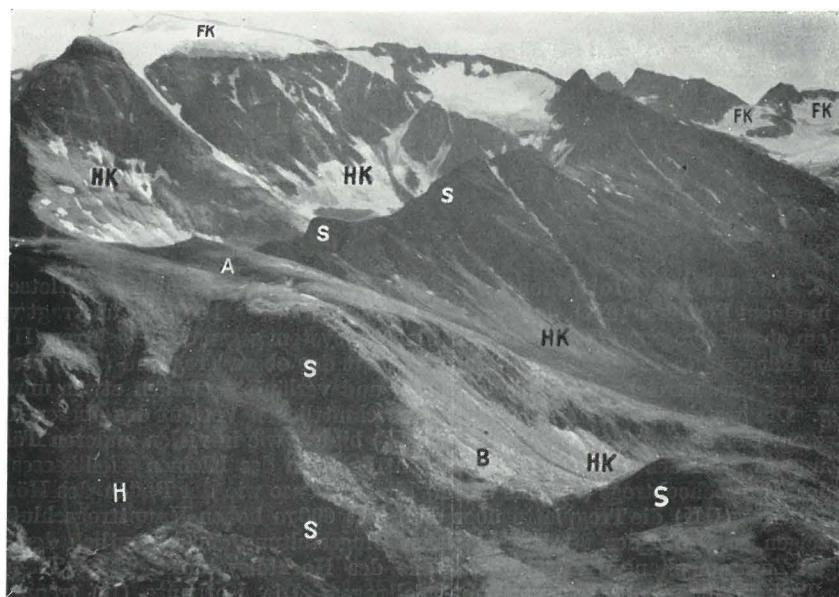


Abb. 4. Schareck und Bockhartscharte vom Silberpfennig.

Abb. 5. Kluft- und Rillenkarren im Angertalmarmor der Erzwiese. Nördlich vom Silberpfennig (2600 m) werden die deutlich geschichteten Angertalmarmore von tiefen, offenen Kluftkarren durchzogen. An jenen Stellen, an denen Kluftflächen die Schichtflächen schneiden, entstehen feine, aber „karsthydrographisch weg- und wirksame Kluftfugen“.<sup>73)</sup> Das diesen Kluftfugen oder Röhren folgende Wasser tritt an den Wänden der großen offenen Kluftkarren aus und bildet Rillenkarren.

Abb. 6. Das Kleine Fleißkees von Nordwesten. Das Firnfeld des Gletschers liegt in einem Flachkar (FK), das von Flachkargraten nur mehr wenig überragt wird. Mit dem oberen Trogrund (TR') setzt das Flachkarsystem gegen den Hochtrog (H) ab. In den Hängen des Roten Mannes (3095 m) folgt der obere Trogrund (TR') stellenweise einer durchstreichenden Gneisbank (S) und verläuft deswegen etwas unregelmäßig. Die gestrichelte Linie gibt den durchschnittlichen Verlauf des oberen Trograndes an. Der obere oder Hochtrogsschlüß (T') bildet, wie in vielen anderen Tälern, die Zungenwurzel des Gletschers. Die Hochtrogböden des Kleinen Fleißkeeses (II) und des Zirmseehochtrogens (II K) links unten bilden ebenso wie der Boden des Hörndl-Hochtalkares (II K) die Trogplatte über dem fast 600 m hohen Haupttrogsschlüß (T) und zeigen so, trotz der starken glazialen Umgestaltung, noch deutlich den ehemaligen Zusammenhang der einzelnen Teile des Hochtalssystems. TR = Trogrund bzw. Trogsschlüßkante des eigentlichen Taltroges. Die Karkante (K) trennt die rinnengefurchte Karwand (Lucernas „Zuschüttungsfläche“) von der glatten und steileren Untergrabungswand des Bergschrunds.

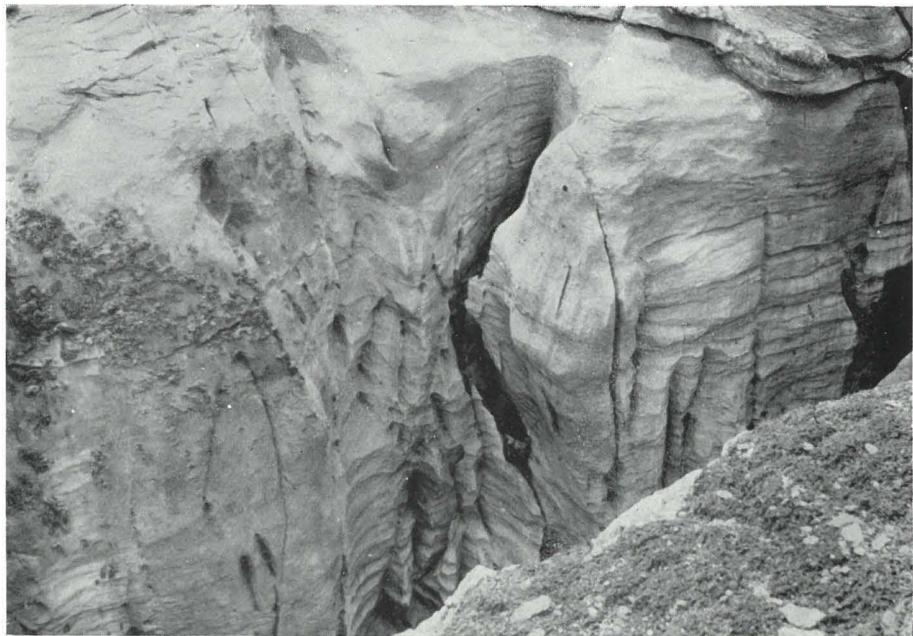


Abb. 5. Kluft- und Rillenkarren im Angertalmarmor der Erzwiese.

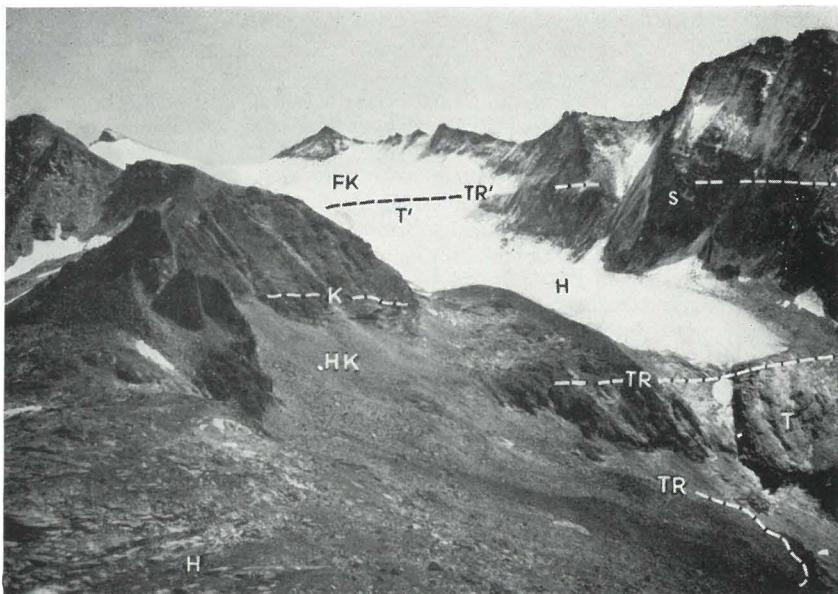


Abb. 6. Das Kleine Fleißkees von Nordwesten.

Abb. 7. Das Wetterkreuz (2760 m) vom Kleinen Fleißtal. Die flachen Hänge der Altlandschaft (A) auf dem Wetterkreuz schneiden die Schichten in spitzem Winkel. Das darunter gelegene Hochtalkar (HK) mündet auf die Trogshulter (TR = Trogrund). Die Karachse verläuft nicht senkrecht zum Kleinen Fleißtal, sondern wurde auf den Schichtflächen der Schiefer um  $70^\circ$  verzogen, so daß sie fast parallel zum Kleinen Fleißtal verläuft. Die vom Troggrund heraufgreifenden postglazialen Schluchten sind ebenfalls an den Schichtflächen verzogen und daher asymmetrisch. Eine von ihnen beginnt (bei S) den Karboden aufzuschließen, um ihn in einen Wildbachtrichter zu verwandeln.

Abb. 8. Oberstes Mölltal und Fleißtalmündung von Südwesten. Im Hintergrund zieht der Hauptkamm als Sägegrat in den Glimmerschiefern gegen Westen. Unter ihm verläuft der Trogrund des Großen Fleißtales wegen der durchstreichenden Schieferbänke und einzelner Ausbruchnischen sehr unregelmäßig. Auf die darüber gelegene Trogshulter mündet ein Hochtalkar, das vom Modereckgneisband gestuft wird (S links). Das Gneisband stuft auch die steilen Hochtalhänge östlich davon (S rechts) und trägt eine weite, waagrechte Schichtterrasse. Nach dem rechtwinkeligen Einbiegen des Tales in die Streichrichtung der Schiefer sieht man wie sich die Trogränder (TR) des Großen und Kleinen Fleißtales und des Mölltales stufenlos verbinden. Im Kleinen Fleißtal folgen auf das im Talhintergrund liegende Goldzechflachkar (FK) talauswärts wie in jedem Tal die steileren und bis zur Trogshulter herunterreichenden Hochtalkare (HK). Die zwischen den Mündungen der Seitentäler gesetzmäßig ausgesparten dreieckigen Haupttalhänge folgen hier größtenteils den Schichtflächen der Schiefer und wurden daher zu den auffallend großen Dreiecksflächen des Tauernberges (JT), der Fleißalm (AF) und des Mönchsberges (AM) verbreitert. Auch die jungglaziale Mündungsstufe des Fleißtales ( $S_2$ ) folgt teilweise den Schieferschichtflächen. Das Große Fleißtal mündet trotz seines größeren fluviatilen Einzugsgebietes mit einer Mündungsstufe ( $S_1$ ) in sein kleineres Nebental, das Kleine Fleißtal, das wegen seiner ausgedehnten und sehr hoch gelegenen Flachkarböden in allen Eiszeiten stärker und länger vergletschert war. B = von Schicht- und Kluftflächen begrenzte Abrissnischen von Bergstürzen. Zwischen TR und tr die altglazialen Hänge des Mölltales. tr = der jungglaziale Trogrund.

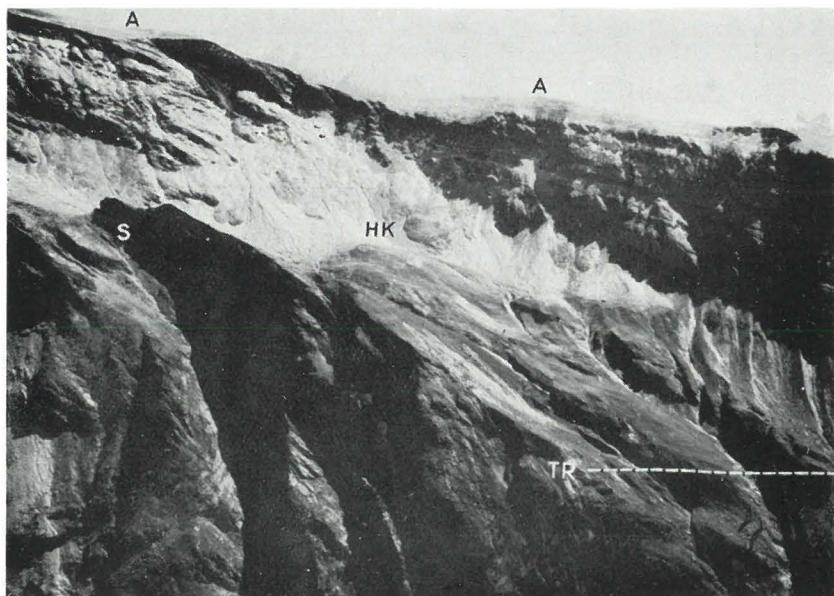


Abb. 7. Das Wetterkreuz vom Kleinen Fleißtal.

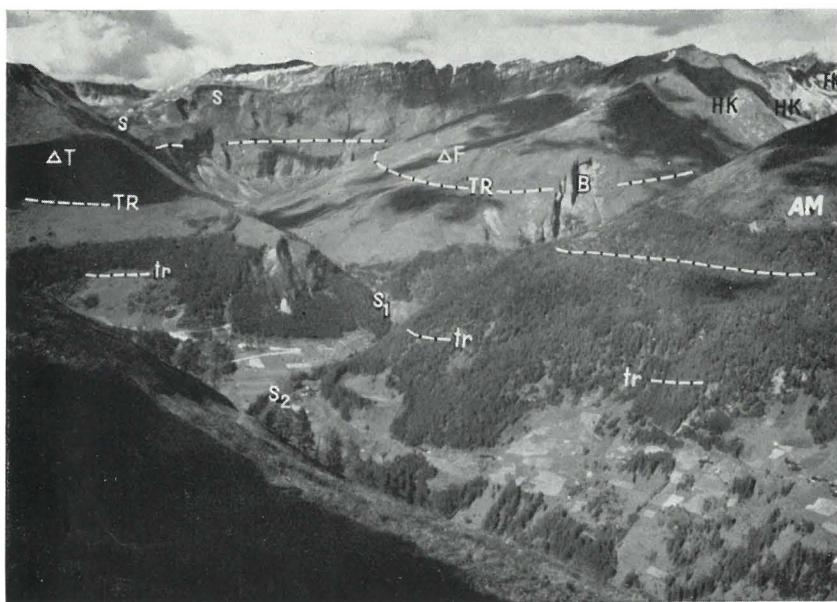


Abb. 8. Oberstes Mölltal und Fleißtalmündung von Südwesten.

