

Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen

(Östlicher Hochschwab, Zeller Staritzen, Veitschalpe)

Mit 6 Textabb., 2 Karten auf Tafel VIII u. IX und 4 Bildern auf Tafel X u. XI

Von KARL SCHAPELWEIN, Wien

Inhaltsübersicht

Einleitung	95
Der innere Bau als Grundlage der Landformung	96
Die Großformung des Untersuchungsgebietes	97
1. Die Altlandschaften	98
2. Talgebundene Flächensysteme	103
3. Deutung der Flurentreppe und Versuch einer altersmäßigen Einstufung	104
Der eiszeitliche Formenschatz	107
1. Vergletscherung der Gebirge	108
a) Hochschwab	108
b) Veitschalpe	111
2. Die Schneegrenze	112
3. Quartäre Terrassenbildung	112
4. Gehängebreccie	114
Spätglaziale bis rezente Formengebung im Schutt	115
1. Die Schuttzone	115
2. Der Schutt der Felswände	116
Der Formenschatz der Verkarstung	117
1. Dolinen und andere Karsthohlformen	118
2. Kalkbreccien in Dolinen	124
3. Karsthohlformen im Schutt	125
4. Karren	127
5. Zusammenfassung	128
Höhengürtel der Landformung	129
Literaturverzeichnis	131

Einleitung

Diese Arbeit soll eine Lücke zwischen den untersuchten Räumen des Hochschwabs und des oberen Mürztales schließen. Der gesamte Hochschwabstock wurde 1955 von R. MÜLLEGER, das obere Mürzgebiet von W. KURZ (1961—62) bearbeitet. Der dazwischengelegene, noch unbearbeitete Raum der Veitschalpe soll Gegenstand der vorliegenden Untersuchung sein. Um den Zusammenhang der Fragenkomplexe und Problemstellungen unter den Gebirgsstöcken zu wahren, wurde auch der östliche Teil der Hochschwabgruppe noch einmal mituntersucht. Somit liegt mit dieser Arbeit ein größerer Abschnitt der nördlichen steirischen Kalkalpen als geschlossen untersuchter Raum vor. Die Arbeit behandelt die Großformung, den pleistozänen Formenschatz sowie das Karstphänomen auf den untersuchten Kalkstöcken. Dabei wurde jener Frage ein besonderes Interesse geschenkt, ob sich auf Grund morphologischer Befunde innerhalb der Landschaft Höhengürtel feststellen lassen.

Die Gebirgsstöcke des Hochschwabs und der Veitschalpe stellen richtige Plateauberge dar und erheben sich mit steilen Flanken über ihre Umgebung. Im Gegensatz dazu stehen die sanfteren Rücken und Kuppen der Grauwacken-

zone. Im Süden des Untersuchungsgebietes befindet sich das Aflenzer Becken, eine der Mur-Mürz Furche parallel laufende Tertiärsenke. In der vorliegenden Arbeit wurden vor allem die im Norden des Beckens befindlichen Kalkplateaus behandelt. Bei verschiedenen morphologischen Fragen wurde aber auch der Beckenraum selbst mitbeschrieben. Beide Plateaustöcke — Veitschalpe und Hochschwabmassiv — zeigen eine stufenförmige Anlage. Verhältnismäßig mächtige Kare und Trogtäler gliedern die Nordabfälle dieser Stöcke. Morphologisch stark abweichend ist die Formengebung im Becken. Hier sind es die quartären Schotterfluren, die eine beherrschende Stellung einnehmen.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Univ.-Prof. Dr. HANS SPREITZER, möchte ich an dieser Stelle für die Anregung zu dieser Arbeit, die eine Kurzfassung meiner 1965 abgeschlossenen Dissertation darstellt, für die oftmalige Unterstützung und die vielen Ratschläge während der Arbeit meinen ergebensten Dank aussprechen.

Die Grenze des Arbeitsgebietes ergibt sich im Norden mit dem Verlauf der Salza bis Gußwerk. Von hier biegt sie nach Süden ab und folgt ein Stück dem Aschbachtal bis zur Mündung des Lieglergrabens. Diesem Graben folgt sie in südöstlicher Richtung und setzt sich nach Osten über den Sattel von Niederalpel in das Dobrein- und Mürztal fort. Im Süden bildet das Aflenzer Becken, das Stübmingtal, der Pretalsattel und der Pretalgraben die Grenze. Im Westen folgt die Abgrenzung zunächst dem St. Ignertal und dem Trawiestal nach Norden. Sie erreicht über das G'hackte — Sieben Brunn Alm den Tremmlgraben und damit die Salza. Im Osten liegt die Grenze im Kleinveitschertal und verläuft über den Hoheckzug durch den Tebringgraben gegen Norden.

Der innere Bau als Grundlage der Landformung

Das Untersuchungsgebiet hat an drei geologischen Großzonen Anteil: an den Kalkhochalpen, denen die beiden Gebirgstöcke Hochschwab und Veitschalpe angehören, an der Grauwackenzone, die mit ihren flachen Rücken im Süden vorgelagert ist und schließlich an der Tertiärsenke des Aflenzer Beckens.

Als Arbeitsunterlagen dienten die Blätter der Geologischen Spezialkarte (1 : 75 000), im Westen von SPENGLER in den Jahren 1918—1924 aufgenommen (Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz), im Osten von CORNELIUS in den Jahren 1928—1935 kartiert (Blatt Mürzzuschlag).

Die erste Zone — die der Kalkalpen — wird durch zwei stark voneinander abweichenden Entwicklungsgebieten der Trias gekennzeichnet. Es sind dies das Gebiet der Aflenzer Fazies und das der Riffazies. An der Basis beider differenzierter Gebiete findet sich aber ein gemeinsamer Unterbau von Werfener Schiefen. Erst darüber beginnt die fazielle Differenzierung. Die Werfener Schichten treten vor allem am Südrand der Kalkalpen und in der Bucht von Gollrad auf. Ihre Mächtigkeit beträgt hier ziemlich gleichmäßig 500 m. Die Aflenzer Faziesentwicklung ist eine sehr mergelreiche und zeigt ihr schönstes Profil entlang der Sesselliftrasse von Aflenz auf die Bürgeralpe und Schönleiten. Der Übergang zur Riffazies vollzieht sich unter einer zunehmenden Dolomitisierung. In diesem letztgenannten Faziesbereich lassen sich zwei weitere Unterfaziesbereiche ausgliedern — die Fölzfazies, eine stark dolomitisch entwickelte Serie, und die Hochschwabfazies, in der die Kalke besonders rein entwickelt sind. Die auftretende Dolomitisie-

zung erscheint sehr unregelmäßig und stockwerkartig entwickelt. CORNELIUS (1952) bezeichnet diese Art als „wilde Dolomitisierung“. Zum Faziesbereich des Riffkalkes gehört der Hauptzug des Hochschwabstockes, Teile der Karalpe, die Mitteralpe und die Veitschalpe.

Die im Süden vorgelagerte **Grauwackenzone** wird durch stark verschieferte Blasseneckporphyroide aufgebaut, die zwischen Turnau und Neuberg eine mächtige, zusammenhängende, mehrfach mit Schieferzügen verschuppte Platte bildet.

Die **Tertiärmulde** des Aflenzer Beckens stellt eine flache WSW/ONO streichende Mulde dar. An der Basis liegen sehr grobe Grundkonglomerate. Darüber liegen die kohleführenden Letten (Schiefertone). Im Hangenden finden sich obermiozäne Schotter und Blocklehme, die für eine eventuelle Altersdatierung der Flächensysteme herangezogen wurden.

Über die Tektonik bestehen verschiedene Lehrmeinungen. KOBER (1912, 1938) und MEDWENITSCH (1957) haben in diesem Raum eine zweiteilige Hallstätterdecke kartiert. SPENGLER (1931, 1951) und CORNELIUS (1939, 1952) leugnen ihre Existenz. CORNELIUS (1952) unterscheidet zwei tektonische Hauptstockwerke: ein basales Gebirge und die darüberliegenden Deckschollen der Lachalpendecke. Nach Ansicht der oben genannten Autoren — SPENGLER und CORNELIUS — hat das basale Gebirge an der Puchberg—Mariazeller Linie die voralpine Gölledercke überfahren. SPENGLER zählt die Hochschwabgruppe zur Einheit der Ötscherdecke.

Eine neue Deutung der Tektonik gibt in jüngster Zeit TOLLMANN (1962). In seinen Untersuchungen über vorhandene Faziesdecken im Ostalpenbereich kommt er im vorliegenden Gebiet zu dem Schluß, „... daß hier im Ostabschnitt der Kalkhochalpen keine tektonisch selbständige Hallstätterdecke mehr existiert, sondern daß innerhalb einer tektonisch einheitlichen hochalpinen Decke — als Mürzalpendecke bezeichnet — in primärer Verzahnung die verschiedensten Faziesgroßräume noch miteinander in Verbindung stehen“. Von Norden nach Süden reihen sich innerhalb einer Decke vier verschiedene Faziesräume aneinander: die voralpine Dachsteinkalfazies, die Hallstätter-Fazies (Mürztaler Fazies), die hochalpine Dachsteinkalfazies (Hochschwab-Veitschmassiv) und die mergelreiche Aflenzer Fazies. Die Mürzalpendecke stellt eine zusammenhängende großtektonische Einheit dar. Dies dürfte auch für die Deutung der Landformung von einiger Bedeutung sein.

Die Großformung des Untersuchungsgebietes

Mit K. OESTREICH (1899) setzt die eigentliche morphologische Erforschung unseres Gebietes ein. Ihm folgt N. KREBS (1903) mit einer zusammenfassenden geologischen und morphologischen Darstellung über das Gebiet zwischen Enns, Traisen und Mürz. In der Folge waren es E. BRÜCKNER (1907), G. GÖTZINGER (1913) und D. BAEDEKER (1922), die sich mit dem Problem der Landformung der Ostalpen auseinandersetzten. BRÜCKNER kommt das Verdienst zu, auf der Rax als erster die Rumpfschollennatur der Hochflächen erkannt zu haben. GÖTZINGER vertritt bereits die Ansicht einer zwei-stöckigen Landschaft, da er zwischen lokalen Verebnungsflächen und der darüber aufragenden Kuppenlandschaft unterscheidet. Auch BAEDEKER unterscheidet zwei Stockwerke, die er seinem I. und II. Talzyklus zuordnet. Dem II. Talzyklus gehören seiner Meinung nach die in das Plateau tief eingreifenden Gräben an. Den wesentlichsten Beitrag zum Landformungsgeschehen

in unseren Alpen hat aber N. LICHTENECKER (1926, 1938) geliefert. Er nimmt bei seinen Untersuchungen über die Landformung eine einheitliche Ausgangslandschaft — seine Raxlandschaft — an, die bei der Heraushebung in Schollen zerbrach und so in verschiedene Höhe gebracht wurde. Dieser Anschauung schlossen sich KLIMPT (1951) und J. FINK (1950) an. Auch E. SPENGLER (1926/27) vertritt in seiner Arbeit über die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes die Lichteneckersche Ansicht. Im Gegensatz dazu ist bereits 1928 J. SÖLCHI der Anschauung, daß die verschieden hoch gelegenen Flächen auch verschieden alt sein müssen. Er unterscheidet auf der Veitschalpe und auf dem Hochschwab fünf verschiedene Systeme.

Auch H. SPREITZER (1951) weist darauf hin, daß am Hochschwab verschieden alte Flurensysteme zu erkennen sind. Die Verschiedenaltigkeit der Flächen wird auch von R. MÜLLEGGER (1955) angenommen. Er unterscheidet acht höhere und sechs tiefere Systeme, wobei er zu dem Schluß kommt, daß der Hochschwab als eine Piedmonttreppe, entstanden aus einer Hebung mit wachsender Phase, gedeutet werden muß. WINKLER-HERMADEN (1957) schließt sich der Ansicht der Verschiedenaltigkeit der Flächen ebenfalls an.

Bei der vorliegenden Untersuchung über die Altlandschaften war es eine der Aufgaben des Verfassers, sich mit den so konträr gelagerten Lehrmeinungen auseinanderzusetzen. Eine Erweiterung der Fragestellung ergab sich dadurch, daß der von W. KURZ (1961—62) untersuchte Stock der Schneeealpe in den Fragenkomplex miteinbezogen wurde, um bei Nachweis der Verschiedenaltigkeit der Flächen auch eine Aussage machen zu können, ob die entsprechenden Fluren in gleicher Höhe (en bloc-Hebung), oder infolge verschieden starker Hebung in verschiedener Höhenlage aufzufinden sind.

1. Die Altlandschaften

Als höchstes System findet sich im untersuchten Gebiet die Altlandschaft des zentralen Hochschwabs. In ca. 2200 m Höhe sind um den Kleinen Hochschwab (2193 m), den Hochschwabgipfel (2278 m), den Ringkamp (2153 m) im Osten und gegen Westen im Raum des Großen Speikbodens (Hochwart 2209 m, Ghacktkogel 2214 m) und Zigelbodens (Zigelkogel 2254 m) ihre Reste erhalten. Charakteristisch für dieses System sind die sanft geformten Kuppen, die teilweise von flachen Muldentälern getrennt werden, sofern diese nicht infolge der intensiven Verkarstung versteilt und zerstört wurden. Dieses für unser Untersuchungsgebiet höchste System A wird allseitig von einer tieferen Fläche umgeben (siehe Tafel VIII). Wenn wir uns die verschiedenen Lehrmeinungen über die Entstehung der Flurentreppe vergegenwärtigen, so zeigt sich, daß einheitlich eine Ausgangslandschaft, die „Augensteinlandschaft“ angenommen wird. Aus dieser sich ziemlich flach vorzustellenden Landschaft wölbten sich nun einige Partien empor. Eine dieser Wölbungsstellen muß das Gebiet des Hochschwabs gewesen sein. Es wäre allerdings falsch anzunehmen, daß das höchste System auch heute noch die Landschaftszüge jener Augensteinlandschaft wiedergibt. Rings um diese lokale Aufwölbung wurde dann im Zuge der Weiterausgestaltung eine Ausraumfläche herausgearbeitet, die nun tatsächlich im untersuchten Gebiet festgestellt werden kann. Diese um rund 200—300 m tiefer gelegene Fläche — mit B bezeichnet — legt sich beinahe ringförmig um das höhere A-System herum. Ihre Reste finden sich auf den Plateaus der Karlalpe (Gebirgsgruppe

um Karlhochkogel 2094 m und Fölzstein 1956 m) und Mitteralpe (Großer Winkelkogel 1970 m), im Gebiet um den Wetterkogel (2056 m), auf den Aflenzer Staritzen (Dürrwiesen 2031 m, Krautgartkogel 1989 m) und gegen Westen im Raum des Kleinen Speikbodens (Karlstein 2017 m) und des Hundsbodens.

Zunächst ergab sich nun die Frage, ob tektonische Störungen an dieser Stufenbildung beteiligt sind. Die bedeutendste Störung in dem zur Diskussion stehenden Gebiet ist der Dullwitzbruch. Besonders schön aufgeschlossen in der „Drahten Wand“ (Ringmauer 2051 m) trennt er den Hauptdolomit und Ramsaudolomit im Süden vom Riffkalk im Norden (Abb. 1).

Zunächst verläuft die Störung durch das Dullwitztal in ONO-Richtung bis zur Drahten Wand. Hier biegt sie nach SW um, verläuft über die Hinterwiesen — der westlichen Partie der Karlalpe — und geht schließlich in die

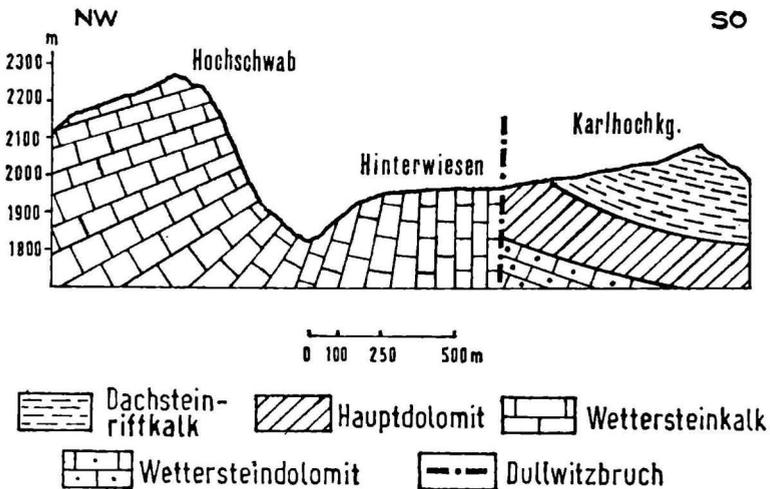


Abb. 1: Geolog. Profil durch die Hinterwiesen (Karlalpe). Die Flächenkonstanz der Hinterwiesen (Niveau B) wird durch den Dullwitzbruch nicht beeinträchtigt.

Trawiestalverwerfung über. Die Fläche der Hinterwiesen kappt hier den flach gelagerten Dachsteinriffkalk und Hauptdolomit genauso, wie den saiger gestellten Wettersteinkalk, ohne von der durchziehenden Störung in ihrer Niveaunkonstanz beeinflusst zu werden. Daraus ergibt sich der Schluß, daß die tektonische Störung älter sein muß als die Anlage der Fläche.

Das östlichste Vorkommen dieses Systems findet sich auf dem Plateau der Veitschalpe. Das Gipfelplateau der Hochveitsch (1982 m) erhebt sich deutlich über das Hauptplateau und bildet ein Bestandteil des vorhin besprochenen B-Systems. Allerdings war es nicht ausschließlich die Höhenlage, die zu dieser Einordnung führte. Betrachtet man nur die Karte der Großformung, so kann man schon aus der Anordnung der tieferen Systeme einige Schlüsse ableiten. Befinden sich die tieferen Systeme im Hochschwabstock beinahe ringförmig um ein zentrales Bergland, so trifft dieser Umstand bei der Veitschalpe nicht zu. Hier kann man lediglich eine radiale Anordnung mit Osttendenz feststellen. Dadurch wird es klar, daß es sich bei der Veitschalpe nicht so wie beim Hochschwabstock um eine eigene zentrale Aufwölbung han-

deln kann, sondern daß die Veitschalpe ein Bestandteil der Hochschwabgroßformung sein muß. Vor allem geht dies sehr deutlich daraus hervor, wenn man das morphologische Erscheinungsbild beider Gipfelpartien vergleicht. Stellt das Gipfelsystem des Hochschwabs einen ausgesprochenen Rest einer Altlandschaft mit sanften Kuppen und dazwischenliegenden Muldentälern dar, so zeigt die Gipfelpartie der Veitschalpe nur Gipfelflächencharakter. Auf Grund des morphologischen Formenkomplexes, der absoluten Höhenlage und der Werte der Gefällsberechnungen nach J. BÜDEL (1958, für die Veitschalpe wurde ein Wert von ca. 0,5% errechnet) wurde die Gipfelfläche der Veitschalpe dem System B zugeordnet.

Um 100—150 m tiefer gelegen findet sich eine weitere deutlich abgesetzte Flächeneinheit — das C-System. Im Hochschwabstock sind die dazugehörigen Flächenreste auf der Südseite im Gebiet des Zinken (1920 m), auf der Karlalpe im Südwestteil „Am Mühlbach“, auf der Mitteralpe in Form eines Hochtales im Südteil und im östlichen Teil als Plateau (Feistringstein 1837 m) erhalten. Auf der Nordseite im Raum der Sieben Brunn Alm (1874 m) und auf den östlichen Aflenzer Staritzen. Die größte Ausdehnung erreicht diese Altlandschaft auf der Veitschalpe (Hundsschupfen 1860 m, Hoher Muckenriegel 1838 m). Dieses C-Niveau zeigt eine besonders charakteristische Ausbildung. Man kann nämlich noch den unmittelbaren Zusammenhang mit dem höheren B-System erkennen. Gleichsam buchtenförmig greift das tiefere Niveau auf der Mitteralpe zwischen P. 1923 und Großem Winkelkogel (1970 m) mit breiter Verebnung, die sich trichterförmig nach SW erweitert, ein. Bei diesem aufgezeigten Ineinandergreifen benachbarter Systeme handelt es sich um ehemalige breite Täler, die erosiv in ihr Hinterland zurückgegriffen haben und einen morphologischen Beweis für die Verschiedenaltigkeit der Flächen liefern.

Dem nächstfolgenden D-System (in ca. 1700 m) entsprechen der östlichste Teil der Aflenzer Staritzen (um P. 1813) und von der Mitteralpe nach Süden abzweigend die Fläche der Schönleiten (Windgrube 1810 m). Auf der Veitschalpe finden sich die dazugehörigen Reste auf dem Lahnkogel (1767 m) und auf dem Rücken oberhalb der Alpelwand und Lenzfriedwand (Sperrkogel 1721 m). Hier kann man besonders deutlich das Prinzip der Anlage rekonstruieren.

Zum ersten Mal finden sich Reste dieser Flurensystematik auch im Verbindungsraum zwischen den beiden Gebirgsstöcken. Mit den krönenden Gipfelflächen des Oisching (1699 m), des Schießling (1670 m), des Hochangers (1683 m) und des Rauschkogels (1721 m) bildet das D-System eine lockere Verbindung zwischen Hochschwab und Veitschalpe.

Zlackenboden	Oisching	Hochanger	Rauschkogel	Veitschalpe
1740 m	1699 m	1683 m	1721 m	1750 m

Wie die oben aufgestellte Tabelle zeigt, nehmen die Werte von Westen gegen die Mitte zu ab, um gegen Osten wieder anzusteigen. Zieht man nun die Tatsache in Betracht, daß sich zwischen den beiden Stöcken heute die Gollrader Bucht, gebildet aus Werfener Schieferen, befindet, so kann man mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß hier eine in ihrer Anlage sehr alte Mulde durchzieht. Bestärkt wird diese Annahme noch dadurch, daß diese auf fallende Höhenab-, bzw. -zunahme nicht nur für das D-System zutrifft, sondern auch in den tieferen Systemen festgestellt werden kann.

Die letzten beiden Flächensysteme, E- und F-System, bilden bereits einen Übergang zu den tieferen Verebnungsflächen. Sie zeigen eine sehr starke Auflösung und finden sich im Inneren der Gebirge in Form von zu Karen umgestalteten Quelltrichtern, alten Talböden oder Terrassen, ansonsten in Form von Bergrücken und Bergkuppen. Lediglich auf den Zeller Staritzen besitzen diese untersten Fluren noch einen ausgesprochen großflächigen Charakter.

Das System E, von 1500—1640 m gelegen, gliedert den Nordabfall des Hochschwabmassivs durch die in den Karen der Nordflanke vorhandenen Flächenreste (Mitterboden 1640 m, Graualm ca. 1510 m, Weichselböden 1630 m und Karboden des Oberen Ringes). Diese Reste auf der Nordseite des Hochschwabmassivs und auf den Zeller Staritzen werden durch das tiefe Hölltal, welches der Hölltalstörung folgt, getrennt. Der Höllbruch wirkt sich an der Oberfläche ebenso wenig aus wie der Dullwitzbruch. Die Flächenreste beiderseits der Störung lassen sich ohne nennenswerte Schwierigkeiten verbinden (Neigungswerte nach J. BÜDEL, 1958, 1,7%). An diesem Beispiel sieht man besonders deutlich, daß die im unmittelbaren Vorland ausgebildeten Flächen ihre Entsprechung in Terrassen und alten Talböden im dahinterliegenden Bergland finden. Auf der Südseite tritt uns dieses System in Form von weit gespannten Quelltrichtern entgegen (Fölzalm 1540 m, Bürgeralpe 1510 m). Auf der Veitschalpe liegt dieses System wieder beiderseits des schon oben erwähnten Dürrentales in ca. 1550—1580 m. Die Verteilung des E-Systems im Bereich Oisching—Schießling—Hochanger zeigt eine Anlage, die schon sehr stark einer linear-erosiven gleichkommt. Das vorher ausgebildete D-System scheint fast gitterförmig aufgelöst worden zu sein, so daß nur einzelne „Restberge“ stehen blieben (Hochanger, Rauschkogel).

Das letzte der hochgelegenen Flächensysteme — F-System — zeigt eine ähnliche Anlage und Verteilung wie das darüberliegende E-System. Als richtige großflächige Altlandschaft findet sich diese Flur nur auf den Zeller Staritzen und im nördlichen Teil der Graualm erhalten. Vergleicht man nun den morphologischen Ausbildungsgrad dieser tiefsten Fläche mit jenem des A-, B- oder C-Systems, so kann man sich kaum der älteren Auffassung anschließen, die im Plateau der Zeller Staritzen einen abgesenkten Teil des Hochschwabplateaus gesehen hat (Abb. 2).

Die Verbreitung der Flächensysteme auf den einzelnen Plateaus.

	zentraler Hochschwab	Karlalpe Fölzalpe	Mitteralpe Schönleiten	Aflenzler Staritzen	Zeller Staritzen	Veitsch A.	Hochanger	Rauschkogel
A	2136—2278	—	—	—	—	—	—	—
B	1950—2056	1937—2094	1923—1978	1940—2006	—	1982	—	—
C	1870	1840	1880	1858	—	1830—1880	—	—
D	—	—	1740—1810	1760	—	1750	1683	1720
E	1650	1580	1510—1565	1570—1640	1560—1620	1530	1570	1530
F	1489	1472	—	1490	1440—1520	1440	1470	1467

2. Talgebundene Flächensysteme

Zwischen den vorhin behandelten Altlandschaften und den talgebundenen Flächensystemen ist es nicht möglich, eine scharfe Trennung vorzunehmen, da ein und dasselbe System am Rande einer höheren Landschaft flächenhaft, in diese zurückgreifend aber als Tal ausgebildet sein kann. Die Verringerung der Ausdehnung ist nach der heute herrschenden Lehrmeinung auf eine Klimaänderung zurückzuführen. Die mehr flächenhaft wirkende Abtragung feuchtheiße Klimaregionen wurde durch eine mehr linear wirkende Erosion eines relativ kälteren Klimas abgelöst. Daneben muß aber auch die zunehmende Höhe der Talumrahmung berücksichtigt werden, die ebenfalls sehr zur Verengung der Flächen beiträgt. In der Folge wurden also keine weiten Flächen mehr ausgebildet, sondern die bereits vorhandenen wurden durch die im zunehmenden Maße verstärkt wirkende Linearerosion in Bergrücken und -kuppen zerlegt, tiefere Systeme, als Zeugen weiterer Eintiefung, nur mehr als Terrassen angelegt.

Die ersten nennenswerten Fluren sind die des Systems II, im Durchschnitt 200—400 m über dem heutigen Talboden. Das System I stellt nur eine geringfügige Eintiefung (20—50 m), bzw. randliche Auflösung des F-Systems dar. Besonders gut erhalten finden sich die Reste des Systems II im Bereich des Blasseneckporphyroids, im SO des Arbeitsgebietes. Dazu gehören der Rücken der Lammer Höhe (1257 m), der Feichtinghöhe und die Kuppe des Brunneckkogels (1210 m). Alle diese Rücken entsprechen südgerichteten Auslaufrücken des Rauschkogels und wurden im Zuge der Stübmingtalanlage entwickelt. Besonders schön erhalten findet es sich aber südlich der Veitschalpe um das Roßbeck (1326 m), um den Eibenkogel (1442 m) und um den Draxlerkogel (1302 m) in durchschnittlich 1250 m erhalten. Diese Reste möchte ich als Zeugen der Veitschtalanlage ansprechen (siehe Tafel VIII).

Das System III, ungefähr 300 m über dem Talboden, ist in klar erkennbaren Terrassen erhalten. Sowohl im Veitschtal als auch im Stübmingtal läßt es sich gut verfolgen. Infolge der immer stärker zu Tage tretenden erosiven Flußarbeit kommt es zu einer starken Aufspaltung der Höhenzüge. Die Flächenreste finden sich nicht mehr so wie bis jetzt ausschließlich entlang der größeren Talzüge, sondern lassen sich immer deutlicher auch in die Neben- und Seitentäler hinein verfolgen.

Das folgende System IV, mit einer relativen Höhe von ca. 200 m, tritt in seiner flächenmäßigen Ausdehnung ziemlich zurück. Für die Erkenntnis der allgemeinen Talnetzentwicklung mag von Interesse sein, daß dieses System besonders deutlich in einigen Sattelregionen auftritt (Pretalsattel 1069 m, Kastenriegel 1081 m, Schöggelwald ca. 1030 m). Diese Tatsache zeigt uns, daß der endgültige Verlauf des heutigen Talnetzes erst verhältnismäßig spät angelegt wurde.

Das System V, ca. 100—150 m über dem Talboden gelegen, ist als beinahe geschlossene Terrassenflur im Aschbachtal zwischen dem Ort Aschbach und dem flußaufwärts gelegenen Anwesen Teibenbacher erhalten. Auch im oberen Stübmingtal finden sich einige Reste dieses Flurensystems, hier als Eckfluren entwickelt (z. B. die Eckflur zwischen Stübmingtal und Weikengraben südlich der Ortschaft Stübming).

Schließlich sei noch das letzte dieser Flurentreppe, das System VI, erwähnt. Mit einer relativen Höhe von 50—100 m findet es sich besonders gut erhalten im Aflenzer Becken. Ungefähr ab dem Zwanzenwirthshaus zieht eine

Terrassenflur in das Aflenzer Becken. An der Ausmündung des Reischinggrabens, am orographisch rechten Hang, befindet sich ein diesem System zuordnender Terrassensporn. Weiter talabwärts zerschneidet der Brücklergraben eine gut erhaltene Terrasse. Am gegenüberliegenden Hang bildet der Maurergraben und der Stübmingbach eine Eckflur, die ebenfalls zu diesem System zu rechnen ist. Von hier läßt sich diese Flur fast 1 km flußabwärts verfolgen. Ihre Fortsetzung findet sie in der Fläche des Mitterberges, einem infolge der Stübmingepigenese abgetrennten Ausläufers des Gneiszuges der Zebereralpe. Kleinere Terrassenreste, die sich im Norden des Beckens bei Dörflach und Draiach erhalten haben, werden von einer Gehängebreccie, die E. SPENGLER (1926/27) mit Altquartär einstuft, überlagert. Die Terrasse muß also älter als diese Zeitmarke sein. Eine zweite Zeitangabe stellt die epigenetische Denudation des Beckens dar, die er mit Oberpliozän angibt. Daraus geht hervor, daß es sich bei diesem untersten Terrassensystem eindeutig um eine präquartäre Flur handelt.

Zusammenfassend sei noch einmal erwähnt, daß auch bei den talgebundenen Systemen eine Stockwerkgliederung erkannt werden konnte. Da nirgends Terrassenverstellungen festzustellen waren, muß man im weiteren Verlauf der Ausgestaltung und Höhershaltung des untersuchten Gebietes mit einer lokal wirksamen en-bloc-Hebung rechnen. Infolge des mangelnden Raumes und der vermutlich rascheren Abfolge der Hebungsphasen kam es zu keiner Flächenbildung, sondern zu einer Aufgliederung der vormals sicher homogenen Landschaft in Bergrücken, Auslaufrücken, Riedeln und Eckfluren.

3. Deutung der Flurentreppe und Versuch einer altersmäßigen Einstufung

Auf Grund der vorherigen Beschreibung konnten wir also eine Flurentreppe erkennen, deren Stockwerkbau auf denudative Abtragungsvorgänge zurückgeht. Nirgends konnte eine Absenkung oder Verbiegung nachgewiesen werden, um mit Hilfe tektonischer Vorgänge den Stufenbau zu erklären. Die beiden bedeutendsten Störungen (Dullwitzbruch, Höllbruch) werden — wie E. SPENGLER (1926/27) schon ausführt — an der Oberfläche nicht wirksam. Die Ansicht über die denudative Anlage konnte nicht nur an Hand von geologischen Beweisen, sondern auch durch morphologische Tatsachen erhärtet werden. Auf Grund des buchtenartigen Eingreifens der tieferen Fläche in die ihr zunächst höhere konnte bewiesen werden, daß die jeweils tiefer gelegene Fläche in ihrer Anlage auch jünger sein muß, da durch das talartige Eingreifen darauf hingewiesen wird, daß zumindest zeitweilig die tiefere für die zunächst höher gelegene Fläche als Erosionsbasis fungierte. Für die Ausgestaltung des Reliefs war hauptsächlich das Klima maßgebend. Nach den Darlegungen von O. JESSEN (1938) und J. BÜDEL (1938) muß vom Oberoligozän bis zum Unterpliozän mit einem warmen Feuchtsteppenklima gerechnet werden, das durch verstärkte chemische Verwitterung und denudative Spülvorgänge charakterisiert ist. Die talgebundenen Systeme weisen auf ein humideres Klima hin, in dem die physikalische Verwitterung und eine verstärkt wirksame Linearerosion vorherrschten.

Vergleicht man das morphologische Überformungsbild der höheren Altlandschaftsreste mit jenem der tieferen, so erhält man einen weiteren Beweis für das verschiedene Alter der einzelnen Systeme. Die Flächen der höheren Fluren (A—C) zeigen eine viel stärkere Auflösung und Versteilung ihrer vormals sicher flacheren und einheitlicheren Landschaft als die tieferen (D—F). Die tieferen Flächensysteme besitzen noch ihren flachen, sanftwelligen Cha-

rakter. Sie zeigen keine extreme Überformung ihrer Oberfläche, sondern auf Grund der rückschreitenden Erosion eine Auflösung von den Rändern her.

Für eine Deutung der Flurentreppe ist auch die auffallende ringförmige Anordnung um höhere Gebiete maßgebend. Das zentrale Bergland des Hochschwabstockes wird zunächst allseitig vom nächst tieferen System und weiter außen von noch jüngeren umgeben. Bildet das System D in einigen Gipfelfluren erst eine lockere Verbindung zwischen den beiden Gebirgsstöcken, so schafft das unterste System, in den Zeller Staritzen und auf der Graualm erhalten, eine sehr deutliche. Erhärtet kann diese Behauptung durch die Berechnung der Böschungswinkelwerte nach J. BÜDEL (1958) werden. Die höheren Systeme eignen sich zwar weniger für die Rekonstruktion der Neigungsverhältnisse, da die ursprüngliche Neigung infolge der starken Auflösung (Verkarstung) verlorengegangen. Wo aber der ursprüngliche Erhaltungszustand anzunehmen ist (Zeller Staritzen, Schönleiten), kann man verhältnismäßig gut damit operieren. Dabei ergab sich für das untersuchte Gebiet ein Durchschnittswert von 1,2—1,8%. Dieser Wert ist gut in Einklang zu bringen mit den Neigungsverhältnissen in der Flächenspülungsregion (J. BÜDEL, 1958: 0,5%—1,7%; maximal 2,8%—3%).

Bei dem Versuch einer altersmäßigen Einstufung der Flächentreppe ergaben sich infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen einige Schwierigkeiten. Die einzigen Ablagerungen, die auf den Plateaus zu finden sind, sind die Augensteine. Neben grobkörnigen Gneisen und Glimmerschiefern lassen sich noch reichlich Bohnerze finden, die oft fast Faustgröße erreichen können. Diese Restvorkommen weisen aber lediglich darauf hin, daß eine ehemalige konsequente Entwässerung aus der Grauwackenzone bestanden hat, können aber für eine Altersdatierung nicht herangezogen werden, weil sie keine korrelaten Ablagerungen darstellen.

Als einzigen Anhaltspunkt haben wir die Sedimentfüllung des Aflenzer Beckens. Das im Helvet abgelagerte Süßwassermiozän wird im Hangenden von Sandsteinen und groben Konglomeraten überlagert. Durch Fossilien belegt, konnten diese Deckschichten bei Bruck-Leoben mit Torton eingestuft werden. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch im Aflenzer Becken. Über einer Abfolge von sehr groben Grundkonglomeraten und bräunlich verwitternden Schiefer-tonen folgen im Hangenden obermiozäne Schotter und Blocklehme. A. WINKLER (1928) betrachtet diese Ablagerungen als Äquivalent zu jenen im Leobner Becken, die er in die II. Mediterranstufe stellt. H. P. CORNELIUS (1938) parallelisiert sie mit jenen analogen grob- und gröbtklastischen Bildungen am Alpenostrand, die das Torton einleiten (Sinnerdorfer Konglomerat). Diese Hangendschichten beinhalten bereits sehr viele kalkalpine Komponenten aus den nördlich gelegenen Gebieten, was beweist, daß zur Zeit der Ablagerung die konsequente S—N Abdachung schon verlorengegangen war. Es muß also zu dieser Zeit schon ein Gerölltransport von Norden nach Süden stattgefunden haben. Diese Tatsache fügt sich auch sehr gut in jenes Faktum ein, daß im Helvet eine Hebung (Steirische Phase) stattgefunden hat. Die Kalkalpen nördlich des Aflenzer Beckens müssen also im Oberhelvet eine kräftige Aufwärtsbewegung mitgemacht haben, wie uns die grobblockige Schüttung zeigt.

Werden diese geologischen Daten in die Altflächensystemgliederung eingebaut, so könnte sich eine Parallelisierung des B-Systems mit jenen Sedimenten im Becken ergeben, die bereits eine Entwässerung aus dem Norden beweisen. Während der intrahelvetisch eingestuftes orogenetischen Bewegung

erfuhr der Hochschwab eine erste Hebung. In einer anschließenden relativen Ruheperiode muß um die Wölbungskuppel eine Ausraumfläche herausgearbeitet worden sein, eben jene Fläche, die als B-System ausgliedert wurde. Diese schon mehrfach erwähnte Ausraumfläche wurde beinahe kreisförmig um den zentralen Teil der Wölbungskuppel angelegt, so daß sich für diese Partie des Gebirges der Charakter eines zentralen Berglandes ergab. Das Ausraummaterial, in den damals vorhandenen Tiefenzonen abgelagert, möchte ich mit jenen Grobschottern im Hangenden der Beckenfüllung gleichsetzen, so daß sich nach meiner Meinung *eine älteste Zeitgrenze für die Flächenanlage mit Torton ergibt*. Für die nachfolgenden Flächensysteme existieren keine korrelierten Ablagerungen, sodaß man die tieferen Systeme nur schematisch und theoretisch in eine Zeittafel einbauen kann.

Zeittafel der Altersdatierung der Flächensysteme (unter Zuhilfenahme der Daten von A. WINKLER-HERMADEN 1957, S. 590 und S. 662).

Formation	Stufe	Tekton. Phasen	Flächensysteme Hochschwab-Veitsch
Oligozän	Chatt Aquitain Burdigal	sav. Phase	
Miozän	Helvet	unter mittel ober	Aflenzer Miozänablagerung
	Torton	unter mittel ober	System B (2090—1920)
	Sarmat	unter mittel ober	System C (1920—1820)
	unteres oberes	Unter- Ober-	System D (1810—1680)
Pliozän	Pannon	mittel ober	System E (1630—1500) System F (1520—1400)

Abschließend sei nur ganz kurz noch der Versuch erwähnt, eine Zusammenschau des vorliegenden Untersuchungsraumes mit dem der Schneeanpe (bearbeitet von W. KURZ, 1961—62) zu geben. KURZ hat im Gebiet der Schneeanpe sechs nicht talgebundene Flächensysteme ausgesondert. Betrachtet man nun die Verteilung der einzelnen Systeme im Raum, so kann man, unter Berücksichtigung der Gefällstendenzen, ein überwiegendes Vorherrschen der N-NO Richtung erkennen. Ähnliche Verhältnisse haben wir bereits auf der Veitschalpe kennengelernt. Damit stehen diese beiden Gebirgsstöcke sehr deutlich in einem konträren Verhältnis zum Hochschwabmassiv, in dem eine ringartige Verteilung der Systeme festgestellt werden konnte. Daraus habe ich den Schluß abgeleitet, daß für die Stöcke Veitschalpe—Schneeanpe kaum eine eigenständige Entwicklung anzunehmen ist, sondern daß sie einem Hebungszentrum zugeordnet werden müssen, das im zentralen Bergland des Hochschwabaus zu suchen ist (Abb. 2).

In wenigen Sätzen möchte ich nur noch meine Ansicht über die Ausgestaltung des zur Frage stehenden Raumes zusammenfassen. Nach einer ersten

Hebung des Zentralraumes (Hochschwab), die sich vermutlich während der steirischen Hauptphasen vollzog, wurde in einer anschließenden relativen Ruheperiode eine Ausraumfläche (Fußfläche?) angelegt, die sich auf ein allgemeines Erosionsniveau einstellen mußte. Diese Flur, in meiner Systematik mit B bezeichnet, reichte vom Hochschwab über die Veitschalpe bis zur Schneecalpe. Die Ausbildung der Fläche vollzog sich in relativ geringer Höhe über dem damaligen Meeresspiegel. In der Folge wechselten sich nun Hebungsperioden mit relativen Ruheperioden ab, wobei es zur Anlage der tieferen Flächensysteme kam. Diese These kann dadurch bewiesen werden, weil sich die unteren Systeme sehr gut verfolgen und parallelisieren lassen. Sowohl im Bereich der Gollrader Tiefenzone als auch in der Tiefenfurche des heutigen oberen Müritztales zeigen die Gefällsverhältnisse der unteren Flächen, daß in diesen Zwischenstücken in ihrer Anlage sehr alte Einmündungen existiert haben müssen. Infolge dieser frühzeitig angelegten Tiefenfurchen ging der deutliche Zusammenhang mit dem zentralen Bergland verloren, so daß eine eigenständige Entwicklung des Schneecalpen- und Veitschalpenplateaus vorgetäuscht wird.

Hochschwab, Veitschalpe (eigene Gliederung)	Schneecalpe (nach W. KURZ, 1961—62)	Zusammenfassung der 3 Plateaus
A	2278—2100 (zentrales Bergland) —	2278—2100
B	2090—1920	2090—1830
C	1920—1820	1920—1750
D	1810—1680	1810—1630
E	1630—1500	1630—1480
F	1520—1400	1520—1380
	(1330—1380)	

Der eiszeitliche Formenschatz

Während der Eiszeiten erfuhr die präglaziale Landschaft eine ziemlich starke Umprägung. Größere Täler und Tiefenlinien wurden ausgeschürft, durch die Ausbildung der Kare und Trogtäler die sanften Mittelgebirgsformen der Altlandschaften zerstört und scharfe Grate und Steilwände geschaffen. Im nicht vom Eis direkt beeinflussten Raum (Aflenzer Becken) wurden mächtige Schottermassen abgelagert. In den Haupteiszeiten waren die Gebirgsstöcke des Untersuchungsraumes von einer mächtigen Firnkappe bedeckt. Nur der Hochschwab sandte einige mächtigere Gletscherzungen in die Täler. Der Stand der Vergletscherung zu den einzelnen Eiszeiten läßt sich im Gebirgsinneren infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen nicht festlegen, kann aber in Einzelfällen ziemlich exakt für die Rückzugsstände bestimmt werden. Die größte Ausdehnung erlangte die Vergletscherung im Riß, wo die Taggletscher des Hochschwabs bis über Mariazell nach Norden gereicht haben. Auch im Würm soll ein „Hochschwabferngletscher“ (KLIMPT, 1951) noch fast bis Mariazell gekommen sein, im allgemeinen jedoch geht die Ausdehnung zu dieser Zeit über eine Lokalvergletscherung nicht hinaus. Die Ablagerungen aus dieser Glazialzeit zeigen, daß sich die Gletscher ziemlich weit in das Gebirgsinnere zurückgezogen haben. Vom Würmrückzug finden sich fast im gesamten Gebiet gut erhaltene Moränenwälle. Zur Schlernzeit kamen die Gletscher in Einzelfällen bis 1200 m herab. Für die glaziale Formengebung war besonders das präglaziale Relief maßgebend, in dem es das abfließende Eis zu einem gerichtet fließenden Strom zusammenfaßte und in vorgezeichnete Bahnen zwang (siehe Tafel IX).

1. Vergletscherung der Gebirge

a) *Hochschwab*: Der gesamte Hochschwabstock war während der Haupteiszeiten von einer mächtigen Firnkappe bedeckt. Fast jedes Tal zeigt glaziale Überformung. Die vorhandenen Talstufen waren meist schon im Präglazial entwickelt und wurden vom Eis nur überformt und versteilt. Der vorhin erwähnte Ferngletscher nahm seinen Ausgang aus dem Kar des Oberen Ringes, unterhalb des Ringkamp (2153 m) gelegen, und floß durch den Trog des Unteren Ringes ab. Über das Salzatal hinweg stieß der Gletscher in das Becken von Rotmoos vor und gelangte über den Zeller Sattel (1063 m) nach Norden (SPENGLER, 1926/27; KLIMPT, 1951). Die mächtigen Moränen im Rotmooser Becken, bei Dürradmer und im Bereich des Zeller Sattels sind Zeugen dieses Vorstoßes. Interessant sind die Verhältnisse im Einzugsbereich des zweiten größeren Gletschers der Nordabdachung, des Höllgletschers. Dieser Eisstrom nahm seinen Ausgang aus dem weitgespannten Kar des Mitterbodens. Der sehr gut entwickelte Karboden in 1560 m neigt sich eindeutig nach ONO zum Rammertal, obwohl das Kar zum Trog der Roßhöhle und der Hinteren Hölle (im N gelegen) gehört. Wie schon SPENGLER (1926/27) teilweise ausführte, hat es mit dieser Erscheinung folgende Bewandtnis. Während der Würmvereisung floß der Eisstrom im Trog der Roßhöhle und der Hinteren Hölle gegen Westen ab und vereinigte sich beim Jägerhaus (772 m) mit dem Eisstrom aus den Ringen. Der so vereinigte Gletscher floß über die Salza nach Norden in Richtung Mariazell (siehe oberer Abschnitt). Auf dem Sattel des Kastenriegels (1081 m), der das Rammertal mit dem Hölltal verbindet, liegt eine wenige Meter mächtige Reißmoräne. Korrelate Ablagerungen finden sich auch knapp oberhalb des Ausganges des Rammertales bei Kote 850. In einem Anriß auf der linken Seite des Weges ist die Moräne, die hier am Fuß des Hanges liegt, gut aufgeschlossen. Das Material besteht fast nur mehr aus grobblockigen Komponenten. Am orographisch linken Hang des Tales kann man außerdem noch einen gut erhaltenen Wall erkennen, den ich als Seitenmoräne kartiert habe. Im Charakter ähnliche Vorkommen finden sich noch in der Sattelregion des Pretal (993 m). Dieser Raum zeigt ein sehr unruhiges Moränengelände, ohne aber deutlichere Wallformen erkennen zu lassen. Diese zahlreichen Moränenvorkommen im Rammertal und in der unmittelbaren Umgebung deuten auf eine Vergletscherung hin. Nachdem diese Vorkommen mit Reiß eingestuft wurden, muß entweder teilweise oder ausschließlich der Gletscher aus dem Mitterbodencar im Reiß durch das Rammertal abgeflossen sein. Während dem Reiß/Würm-Interglazial muß die rückschreitende Erosion den Talboden der Roßhöhle so übertieft haben, daß in der anschließenden Würmvereisung der Eisstrom nur mehr diese Tiefenfurche benutzte. Oberhalb der Stufe zwischen Vorderer und Hinterer Hölle liegt auf dem Seesteinsattel (934 m) Moränenmaterial, das SPENGLER als fragliches Rückzugsstadium anspricht. Ich möchte diese Moräne als Stand einer Vorstoßphase während des Würmrückzuges bezeichnen. Mit Hilfe der Höferschen Methode ergibt sich nämlich eine Schneegrenzdepression von 1070 m. Dieser Wert liegt tiefer als der im Würmmaximum (Depression von 1200 m), jedoch entschieden so hoch für ein späteres Stadium (Schlern, 900 m). Es ergibt sich somit für diesen Moränenstand eine Schneegrenzhöhe von ca. 1440 m. Ebenso möchte ich den Moränenwall in der Roßhöhle bei 1120 m einer Würmrückzugsphase gleichsetzen. SPENGLER vermutet zwar, daß es sich um ein späteres Stadium handeln könnte, doch ergibt sich, ähnlich

wie bei den Moränen auf dem Seesteinsattel, eher die Einstufung in Würm-rückzug. Bei einer Schneegrenzdepression von ca. 1000 m erhalten wir somit eine Schneegrenzhöhe von ungefähr 1500 m.

Auf der Hochschwabsüdseite waren zwei größere Gletscher wirksam, die aber über eine lokale Bedeutung nicht hinausgekommen sind. Zum Einzugsbereich des ersten, des Trawiestalgletschers, zählt das Kar der Eisgruben unterhalb der Hochschwabsüdwand, das Zagelkar westlich des G'hacktsteines und das Bogenkar östlich der Stangenwand. Die letztgenannten Kare sind nur als Gehängekare entwickelt und zeigen keinen Karboden. Der Eisstrom aus dem Trawiestal floß durch das St. Ilgnertal ab und muß, zumindest im Würm, oberhalb der Ortschaft Innerzwain geendet haben. Dies bezeugt ein schöner Moränenwall, der oberhalb der Ortschaft endet. Die Ablagerung ist nur mehr als Seitenmoräne erhalten und geht oberhalb der Fasching in eine quartäre Akkumulationsterrasse (Niederterrasse) über. Bei der Kote 1140 beginnt im unteren Teil des Trawiestales ein Moränenwall, der sich bis zu den Trawiesalmhütten (1250 m) verfolgen läßt. Der Moränenwall ist als Seitenmoräne sehr gut zu erkennen. Der Charakter einer Endmoräne läßt sich aber nur mehr erahnen, da die Moräne schon ziemlich aufgelöst ist. Wie schon SPENGLER vermutete, gehört diese Moräne einem jüngeren Stand an. Auf Grund der Schneegrenzhöhenberechnung möchte ich sie ins Schlern stellen.

Der Quelltrichter des Fölzbaches wurde zu einem Kar umgeformt und bildet den Einzugsbereich des zweiten größeren Gletschers, des Fölzletschers. Der Eisstrom dieses Gletschers blieb aber schon weit im Inneren des Gebirges stecken und endete oberhalb der Fölzklamm. Dieser Stand wird durch einen gut erhaltenen Endmoränenwall markiert. Der Karboden, der in 1510 m liegt, stellt eine Rundhöckerlandschaft dar. Diese Formen wurden im Hauptdolomit angelegt und weisen eine Höhe von 2—5 m auf.

Zwischen der Karlalpe und Mitteralpe im Süden und den Aflenzer Staritzen im Norden liegt der sehr schön entwickelte Trog des Seetales, bzw. der Dullwitz. Nach dem Hölltalgletscher war der aus der Dullwitz kommende der zweite große Talgletscher des östlichen Hochschwabgebietes. Zu seinem Einzugsbereich zählt das Schwabenkar, das Ochsenreichkar und das Kühreichkar. Das Schwabenkar liegt unterhalb des Trawiessattels, einer Zwischenkarscheide zwischen den Eisgruben und dem genannten Kar. Der gut entwickelte Karboden liegt bei 1742 m und ist infolge der rezenten Nivationswirkungen um 15 m tiefer gelegen als der obere Teil des Dullwitztroges. Das Ochsenreichkar, zwischen Wetterkogel (2056 m) und Ringkamp (2153 m), ist direkt in das Plateau eingetieft. Ebenso das Kühreichkar, das zusammen mit dem vorhin erwähnten Kar Eismassen zur Dullwitz sandte. Beide Kare besitzen einen gut entwickelten Karboden, der sehr gut erhaltene Rundhöcker, bzw. eisüberschliffene Platten zeigt, die eine durchschnittliche Höhe von 10 m aufweisen. Gegen Osten hin bekam dieser Gletscher noch von weiteren, in den Südfall der Aflenzer Staritzen eingetieften Karen Nahrung; und zwar aus dem Stangenkar, oberhalb des Kühbodens, dem Sempelboden, oberhalb des Lettanger und aus dem Bruchtal, nördlich von Seewiesen. Außer diesen kleineren Gehängekaren fungierten noch eine Reihe von Lawinengassen als Zubringer.

Das Dullwitztal zeigt einen deutlichen Stufenbau. Man kann hier drei Abschnitte unterscheiden: die Obere Dullwitz, die bis zur Voisthalergasse reicht, die Untere Dullwitz bis zur Dullwitzalm (Florlhütte) und das Seetal

bis Seewiesen. Jeder Talabschnitt ist durch eine 150 m hohe Stufe vom anderen getrennt. Sicher sind diese Stufen nicht erst im Glazial angelegt worden, sondern die bereits präglazialen Gefällsverhältnisse wurden während der Eiszeiten nur überformt und verstärkt. In diesem Fall wurden die verstärkten Stufen von mir als Konfluenzstufen gedeutet. Sowohl knapp oberhalb der Voisthalergasse als auch oberhalb der Stufe bei der Dullwitzalm münden Gletscherseitenäste in den Haupttrog. So bei der Voisthalergasse der Ast aus dem Ochsenreich- bzw. Kühreichkar, bei der Dullwitzalmstufe der aus dem Stangenkar und Lahngang, so daß an diesen Stellen mit einer verstärkten Eiserosion zu rechnen ist.

Die Trogschulter ist im oberen Dullwitztrog, vor allem auf der Nordseite, in 1750 m gut erhalten. Auf der orographisch rechten Seite kann sie nur mehr in spärlichen Resten beobachtet werden. Wie schon SPENGLER in seiner mehrfach zitierten Arbeit ausführt, liegen die Hauptablagerungen des Dullwitzgletschers auf dem Seebergsattel. In ca. 1200 m setzt am nordschauenden Gehänge der südlichen Sattelumrahmung ein Moränenwall an, der sich über die Sattelzone hinweg bis zum Brandhof hinab verfolgen läßt. Die durchschnittliche Höhe dieses Walles beträgt 20 m. Das Lappental, ein rechtes Nebental des Gollrader Baches, wird bei der Seebergalm durch diesen Wall abgeschlossen. Eine zu diesem Wall korrespondierende Seitenmoräne findet sich auch am gegenüberliegenden Gehänge. Die Seebergalm selbst wird von einem Gewirr von Moränenwällen bedeckt. Bei einigen Wällen ist es gelungen, die Zusammengehörigkeit festzustellen und sie zeitlich einzuordnen. Alle ausgeschiedenen Moränen konnten auf Grund ihrer Lage und Anordnung einer oder mehreren Vorstoßphasen während des Würmrückzuges zugeordnet werden. Sehr deutlich kann man dies bei den Moränen am orographisch linken Hang des Gollradbaches feststellen, wo die gut erhaltene Seitenmoräne des Würmmaximums auf ihrer Innenseite eine zweifache Staffelung zeigt. Diese seitlich anliegenden Wälle sind mit ihren Oberkanten jeweils um 5—10 m voneinander abgesetzt. Der obere dieser Sekundärwälle läuft parallel mit dem Hauptwall und biegt oberhalb des Brandhofes zur Talmitte ab. Der untere Wall läuft nur ein Stück parallel und biegt dann zu den Almhöfen ab, wo er endmoränenähnlichen Charakter annimmt. Außerdem wird dieser untere Wall noch durch einen Graben von den äußeren Wällen getrennt, so daß sich für diese niedrigeren Seitenmoränen ein jüngerer Alter als Würmmaximum ergibt. Auf Grund der Schneegrenzbestimmungen nach HÖFER konnte für diese inneren Moränenzüge bei einer Schneegrenzhöhe von 1440 m eine Zuordnung zu den Vorstoßphasen des Würmrückzuges errechnet werden.

Unterhalb des Brandhofes scheint in 1030 m ein Moränenrest erhalten, den SPENGLER mit Riß datiert. Da beim Brandhof die Endmoräne des Würmgletschers liegt, muß dieser Moränenrest tatsächlich älter sein. Vergleicht man ihn mit jenen rißzeitlichen Ablagerungen im Rammertal, im Würmwar dieses Tal eisfrei, so zeigt sich bei diesem kleinen Vorkommen die gleiche Physiognomie. Da sich das Vorkommen in verhältnismäßig geschützter Position befindet und daher sehr leicht erhalten bleiben konnte, möchte ich mich der Ansicht SPENGLERS anschließen und ihn in das Riß stellen.

Moränen jüngerer Stadien konnten mit Ausnahme des Moränenwalles auf der Trawiesalm (Schlern) nirgends mit vollkommener Sicherheit festgestellt werden. Allerdings lassen sich in der oberen Dullwitz, wo sich der Graf Meransteig und der Steig über das G'hackte gabeln, einige moränenähnliche Wälle erkennen. Da jedoch aus den Seitengehängen die Schuttiefe-

rung sehr groß ist, kann es sich aber auch um eine solche Anhäufung handeln. Eine ähnliche Situation läßt sich auch im Kar der Eisgruben beobachten. Auf Grund der Höhenlage und der errechneten Schneegrenze (1900 m) müßte es sich um gsnitzzeitliche Ablagerungen handeln.

Im Plateau hat das Eis stellenweise einige vorgezeichnete Linien ausgeschürft und erweitert, Eisgassen und Großgruben geschaffen. Eisüberschliffene Gesteinsplatten und vereinzelte Rundhöckerfluren charakterisieren den Abfluß des Eises. Im allgemeinen wirkte jedoch die mächtige Firnkappe auf den Plateaus konservierend. Nirgends konnten Dolinen oder andere Karsthohlformen beobachtet werden, die eine Eisüberformung aufzuweisen hätten.

b) *Veitschalpe*: Nur auf der Nordseite der Veitschalpe wurde ein einziges Tal zu einem Trog umgeformt. Der Veitschalpengraben, im Wettersteindolomit angelegt, zeigt sehr deutlich die Eiswirkung. Die orographisch linke Seite des unteren Veitschalpengrabens wird von einem Moränenwall gebildet, der vom Bach angeschnitten wird. Die Moräne ist an ihrem unteren Ende 40 m hoch. Oberhalb des Moränenwalles setzt eine Gehängebreccie ein, die von der Würmmoräne überlagert wird.

Der Südabfall der Veitschalpe wird von vier Gehängekaren gegliedert, wobei die beiden westlicheren besser entwickelt sind als die östlich anschließenden. Die Karböden liegen von Westen nach Osten bei 1435 m, 1385 m, 1405 m und 1370 m. Es handelt sich dabei um glazialüberformte und über-tiefte Quelltrichter des Baches des Großveitschertales. Diese Kare speisten verhältnismäßig kleine Kargletscher, die bei 890 m schon ihr Ende fanden. Während der Würmhauptvereisung dürfte eine geschlossene Eismasse, zumindest was die drei westlichen Kare betrifft, den Südabfall bedeckt haben. Lediglich das östlichste Kar entsandte eine eigene kurze Zunge in das Grubtal und nimmt so gegenüber den anderen eine isolierte Stellung ein. Erst während des Rückzuges löste sich auch die westliche Eismasse in einzelne Lappen auf, wie es mehr oder weniger deutliche Wälle zeigen.

Die äußersten Moränenwälle setzen bei 1480 m an und ziehen in beinahe geschlossener Form bis zum Pökelhof (895 m), wo undeutliche Endmoränen zu beobachten sind. Auf der Brunnalm, die ausschließlich Moränengelände darstellt, konnten einige Wälle den Würmrückzugsphasen zugeordnet werden. Besonders deutlich kann dies beim vierten Kar, von Westen gerechnet, festgestellt werden. Die Seitenmoränen zeigen eine deutliche Zweigliederung, ähnlich jener, wie sie auf der Seebergalm beobachtet werden konnte. Im zweiten und dritten Kar läßt sich in 1420 m, bzw. 1400 m ein gut ausgeprägter Stirnwall erkennen, der auf Grund der errechneten Schneegrenzdepression ins Schlern gestellt wurde. Bei einer Karumrahmung von durchschnittlich 1820 m bzw. 1780 m ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 1600—1620 m. Dieser Wert würde eine Depression von 800—900 m bei einer heutigen Schneegrenzhöhe von 2400—2500 m in Südexposition ergeben. Dadurch komme ich mit meiner Einstufung ins Schlern. Beide Moränenwälle besitzen einen vollkommen geschlossenen Endwallcharakter. Verstärkt wird der Wallcharakter noch durch an den Außenseiten ca. 10 m eingetieften Abflußrinnen, die durch den Abfluß der Schmelzwässer angelegt worden sind. Das östlichste Kar, unterhalb der Lenzfriedwand eingetieft, muß nur einen sehr kleinen Gletscher genährt haben, der ein kurzes Stück durch das Grubtal abfloß. Die heute nur mehr zum Teil erhaltenen Ablagerungen sind fast durchwegs nur Grundmoräne, die schon bei 1000 m ihr Ende finden. Aller-

dings lassen sich bei 1200 m sehr undeutliche Wälle erkennen, die D. BAEDEKER (1922) erwähnt.

Auf dem Plateau der Veitschalpe wurde nur ein einziger Graben (Verlängerung des Dürrentales) vom Eis etwas überformt. Von dieser Tätigkeit zeugt bei 1451 m ein Moränenwall, der sich nur aus sehr groben Blöcken zusammensetzt. Bei den Geschieben konnte keine Kritzung festgestellt werden. Ansonsten wirkte auch auf dem Veitschplateau das Eis bzw. die Firndecke eher konservierend. J. SÖLCH (1928, S. 190) behauptet zwar, daß „... das Hochtal des Seebodens vom Eis ausgeweitet ...“ wurde. Ich kann mich seiner Meinung aber nicht anschließen, da nirgends eine Eisüberarbeitung festzustellen ist.

Ein kleineres Moränenvorkommen muß ich noch aus dem Hochangergebiet erwähnen, da die Schutzzusammensetzung für eine Karsterscheinung von einiger Bedeutung ist (siehe weiter unten). Bei dieser Moräne, die im Greithgraben, einem Quellast des Brücklergrabens, bei 1000 m ansetzt und bachaufwärts Richtung Hochanger zieht, handelt es sich nach der Kartierung von H. P. CORNELIUS (1936) um eine rißeiszeitliche Ablagerung. In dieser Moräne finden sich reichlich Breccienvorkommen, die sich ausschließlich aus Kalkkomponenten zusammensetzen. Diese Breccie, die einer auf den Plateaus in den Dolinen vorkommenden sehr stark gleicht, kann nur aus dem Hochangergebiet stammen, da rund um ihren Auffindungsort nur silurische Gesteine anstehen. Wie bei späteren Erörterungen noch hervorgehen wird (siehe Kapitel über Karsterscheinungen), kann dieses Vorkommen unter Umständen für eine zeitliche Einstufung von Karstformen herangezogen werden.

2. Die Schneegrenze

Auf Grund der Moränenablagerungen und unter Zuhilfenahme der Höferschen Methode wurde für die beiden Gebirgsstöcke die Schneegrenze zu den verschiedenen Kaltzeiten errechnet.

	Würm	Würmrückzug	Schlern	Gschnitz
Hochschwab N	—	1440	—	—
Hochschwab S	1400	1480—1500	1620	1900
Veitsch N	1300	—	—	—
Veitsch S	1360	1440	1620	—

Infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen konnte die Schneegrenze erst ab dem Würm bestimmt werden. Die vermutlich jüngsten Ablagerungen dürften aus dem Gschnitz stammen. Durch die geringe Höhenlage der Gebirgsstöcke scheidet eine Daunvergletscherung von vornherein aus (Schneegrenze während des Daun bei 2200—2300 m).

3. Quartäre Terrassenbildung

Nachdem sich fast nirgends der präglaziale Talboden ermitteln ließ, muß auch die Frage nach dem Vorhandensein älterer Quartärterrassen offen bleiben. Mit Sicherheit läßt sich aber ein jungquartäres Terrassensystem nachweisen, das in Form einer ca. 10 m über dem heutigen Talboden gelegenen Flur in Erscheinung tritt. Schon SÖLCH (1917), BAEDEKER (1922) und CORNELIUS (1938) machten auf diese auffallende Terrasse aufmerksam. Diese markante Terrassenflur ist teils als Erosions-, teils als Akkumulationsterrasse

ausgebildet. Die Schotter sind manchmal zu Konglomeraten verfestigt, wie dies nördlich von Wegscheid bzw. bei Gollrad der Fall ist.

Diese jungquartäre Terrasse kann im Stübmíngtal und im Aflenzer Becken besonders gut beobachtet werden. Sie ist hier als beinahe geschlossene Flur erhalten. Im oberen Stübmíngtal findet sich diese Terrasse in 810—790 m. Über oberkarbonen Schiefern bzw. Sandsteinen ist diese Flur auf der orographisch linken Seite zum größten Teil als Schotterterrasse ausgebildet, in der gut gerollte Komponenten von sehr kleinem Korn überwiegen. Besonders dominierend findet sich diese Terrasse aber südlich von Turnau in 760—740 m. Sie läßt sich in das Aflenzer Becken bis zur Einmündung des Seebaches in den Stübmíngbach verfolgen. Eine sehr breite Terrassenflur, die ebenfalls zu der besprochenen dazuzurechnen ist, kann beim Beginn des epigenetisch angelegten Talstückes der Stübmíng in 730 m beim Anwesen Schweiger erkannt werden. Diese Flur ist eine Felsterrasse mit leichter Schotterstreu, über Quarziten und Grobgnaisen des Troiseckzuges angelegt. Am Ausgang des epigenetischen Talstückes, beim Anwesen Schwager (680 m), wo der Stübmíngbach den Thörl Kalkzug durchbricht und nach Süden zur Mürz abbiegt, findet diese Terrassenflur in einer gut erhaltenen Akkumulationsterrasse ihre Fortsetzung.

Dominierende Stellung nehmen die mächtigen Schotterkörper im Aflenzer Becken ein, wo diese quartären Sedimente das Tertiär des Beckens verdecken. Diese Schotterkörper sind mächtige Schwemmkegel, die von den aus dem Hochschwab kommenden Bächen in das Becken eingeschüttet wurden. So lagerten der Seebach, der Feistringbach und der Fölbach ihre Schotter im Becken ab. Der Seebach baute einen sehr flachen Schwemmkegel in das Becken vor, der noch zum größten Teil in der Flur „Auf der Lanzen“ erhalten ist. Ihre Entsprechung findet diese Terrasse in jener 740—760 m hoch gelegenen, auf der orographisch linken Seite der Stübmíng. Sehr deutlich ist dabei zu erkennen, daß diese beiden Terrassen wohl in ihrer Höhenlage korrespondieren, aber getrennte Einzugsbereiche besitzen. Setzt sich der Schotterkörper der Lanzen ausschließlich aus Kalkkomponenten zusammen, so überwiegen bei der Stübmíngterrasse Kristallin- und Grauwackengerölle. Ein weiterer Schotterkörper, der bei Döllach aufgeschlossen ist, wird von SPENGLER als ein abgetrennter Rest des Seebachschwemmkegels angesehen. Am südlichen Ende des mächtigen Graßnitzer Schwemmkegels gelegen, dürfte er tatsächlich keine jüngere Generation einer Aufschüttung darstellen. Die Schüttungsrichtung liegt quer zu jener des Graßnitzer Kegels und bildet eindeutig die Fortsetzung des Seebachschwemmkegels. Der Graßnitzer Schwemmkegel, westlich der Lanzen gelegen, bildet den nächsten mächtigen Schotterkörper im Becken. Er nimmt seinen Ausgang im Graben oberhalb des Gehöftes Ritschl und überdeckt beinahe die ganze Beckenbreite. Nördlich von Graßnitz findet sich in einem kleinen Graben ein Aufschluß, der einen guten Einblick in den Aufbau des Kegels gewährt. SPENGLER (1926/27) gibt für den Schwemmkegel ein altquartäres Alter an und begründet dies damit, daß der Schotterkörper gegenüber den anderen im Becken viel stärker konglomeriert ist. Er kommt damit zu einer Altersgleichstellung mit den Gehängebreccien, die hier auf der Schießlingsüdseite besonders gut erhalten sind (siehe weiter unten). Den westlichsten Teil des Aflenzer Beckens nehmen die Schotterfluren des Feistringgrabens (Vorhabügel, 758 m) und des Fölbgrabens ein. Beide Schotterkörper sind von den aus diesen Gräben kommenden Bächen in das Becken eingeschüttete Schwemmkegel. Während

der Graßnitzer Schwemmkegel für eine altquartäre Bildung angesehen wird, sind die übrigen Schotterfluren ins Jungquartär gestellt worden.

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes bildet der Gollrader Sporn die markanteste Terrassenflur aus dem Quartär. Zwischen dem Bachhauergraben und dem Gollradbach gelegen, weist die Westseite des Sporns eine deutliche Zweigliederung auf, während die Ostseite einen ungestuften, 60—80 m hohen Abfall bis zum Talboden besitzt. Es handelt sich hier um stark konglomerierte Schotter, wobei die Konglomeratbänke eine 30° N fallende Deltaschichtung aufweisen, wie in einigen Aufschlüssen an der Straße festgestellt werden konnte. Diese Schotter müssen während einer Kaltzeit in ein Seebecken eingeschüttet worden sein. Wie schon CORNELIUS (1938) vermutete, dürfte während der Rißeiszeit zwischen Gollrad und dem Rammertal ein eisfreier Raum vorhanden gewesen sein. Der über den Seeberg überlappende Dullwitzgletscher muß im Riß knapp oberhalb von Gollrad geendet haben. Der aus dem Rammertal kommende Eisstrom mündete erst oberhalb von Wegscheid in das Aschbachtal. Im Raum Gollrad—Wegscheid müssen sich die Gewässer der Gletscherbäche gestaut haben, so daß sich mit der Zeit ein See bildete, in dem diese Schotter abgelagert wurden. Im Würm kann dies kaum der Fall gewesen sein, da zu dieser Zeit das Eis aus der Dullwitz schon beim Brandhof endete und aus dem Rammertal kein Eis mehr abfloß, so daß ein ungehinderter Abfluß der Gletscherwässer anzunehmen ist. Es kann also ein Gletscherbach nur während des Riß sein Material in einen See sedimentiert haben, das heute konglomeriert ist und die Terrasse aufbaut. 10—15 m unterhalb dieser vermutlich rißeiszeitlichen Ablagerung findet sich eine weitere Terrassenflur, die ich auf Grund der vorherigen Erörterungen dem Würm zurechne. An der Westseite des Gollrader Spornes ist diese Flur in geschlossener Form erhalten. Korrespondierende Reste sind auch beiderseits der Ausmündung des Bachhauergrabens zu erkennen.

Talauswärts finden sich im ganzen Aschbachtal mehr oder weniger gut erhaltene Terrassenreste, deren Schotter zum Teil auch konglomeriert sein können, wie dies unterhalb der Rammertalmündung und bei der Mündung des Jägerbauergrabens der Fall ist. Bei diesen Konglomeraten handelt es sich um verfestigte Schwemmfächerkörper, die aus den Seitengräben in das Haupttal eingeschüttet wurden. Bei einigen dieser Schwemmfächer konnten des öfteren Generationsbildungen festgestellt werden (Erscheinung der abgestutzten Schwemmfächer).

Bei all diesen untersuchten und beschriebenen Terrassenresten handelt es sich um Bildungen aus der letzten Kaltzeit (Würm), bzw. aus dem Postwürm. Lediglich bei der oberen Terrassenflur von Gollrad bzw. beim Graßnitzer Schwemmkegel muß wahrscheinlich ein höheres Alter angenommen werden.

4. Gehängebreccie

CORNELIUS (1938) befaßte sich als erster eingehender mit den Gehängebreccien. Er sieht in ihnen fossile Gehängeschuttbildungen, die wahrscheinlich im Mindel/Riß-Interglazial entstanden sind. Er betont jedoch, daß wohl auch in den anderen Interglazialen ähnliche Breccien entstanden sein können. Die heute noch vorhandenen Reste zeigen sehr deutlich, wie stark und hoch hinauf die Gebirge mit einem Schuttmantel verkleidet waren. Dies kann z. B. sehr gut beim Schießlingplateau, einer Berggruppe der nörd-

lichen Umrahmung des Aflenzer Beckens, beobachtet werden. Während die West- und die Ostabdachung infolge der jungen Erosion sehr stark versteilt wurden, zeigt der Südfall, der noch zum Teil ausgedehnte Breccienvorkommen aufweist, einen relativ sanften Abfall zum Becken.

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet kann über die altersmäßige Einstufung der Breccien nur mit Sicherheit ausgesagt werden, daß sie älter als Würm sein müssen. Diese Behauptung kann an Hand von zwei Beispielen bewiesen werden. Am Ostabfall der Aflenzer Staritzen, unterhalb der Kare „In den Kastellen“, wird ein ausgedehntes Breccienvorkommen von jenen zur Seebergalm hinabziehenden würmzeitlichen Moränen überlagert. In einem Aufschluß, der anlässlich der Errichtung eines Schilifts geöffnet worden war, konnten die Lagerungsverhältnisse sehr gut studiert werden. Ebenso liegen die Verhältnisse am Nordabfall der Veitschalpe, wo im Veitschalpengraben unter einer würmzeitlichen Seitenmoräne eine Gehängebreccie an die Oberfläche kommt. Daraus kann jedenfalls der Schluß abgeleitet werden, daß man für die Bildung dieser Vorkommen zumindest das Riß/Würm-Interglazial als Bildungszeit ansetzen muß. Die Aufbereitung des Schutttes würde demzufolge in das Riß fallen. Da vereinzelt aber ein rötlich gefärbtes Bindemittel beobachtet werden kann, sollte man aber auch ein höheres Alter in Betracht ziehen. Allerdings fehlen exaktere Anhaltspunkte, um eine genauere Einstufung vornehmen zu können.

Spätglaziale bis rezente Formengebung im Schutt

Zu den jüngsten Bildungen in den Alpen gehört der Schutt. Der im Vorfeld der Vereisung auftretende starke Schuttanfall setzte sich auch nach dem Rückzug des Würmgletschers fort. Mit dem Höherrücken der Schneegrenze und dem Vordringen der Vegetation verschob sich der Periglazialgürtel nur nach oben. Der Schutt ist an das Auftreten großer Frostwechselhäufigkeit und vegetationsfreie Gebiete geknüpft. Somit ist er an eine bestimmte Zone gebunden. Einerseits an die alpine Hochregion über der Vegetationsgrenze, andererseits an Felswände, wo der losbrechende Schutt am Fuß der Wand in Schutthalden und -kegeln abgelagert wird.

1. Die Schuttzone

Über 2000 m am Hochschwab und 1800 m auf der Veitschalpe hat die mechanische Verwitterung ein ausgesprochenes Übergewicht erreicht und ist maßgeblich an der Aufbereitung des Anstehenden beteiligt. Wohl reicht der alpine Rasen im gesamten Gebiet bis zu den höchsten Gipfeln empor, meist aber ist an stark exponierten Stellen die Vegetation aufgelöst bzw. vollkommen zerstört, so daß der Schutt diese Partien überzieht und prägt. Vor allem ist es der Westwind, der an den exponierten Punkten die Rasendecke dezimiert und zerstört. Aber auch die längere Dauer der Schneedecke in den Mulden und im Windlee führt zur Beseitigung der Vegetationsdecke.

Von den Formen der amorphen Solifluktion sind besonders die Rasenterrassen und Rasenwülste anzutreffen. Im Hauptdolomit des Hochschwabstockes und im dolomitreichen Wettersteinkalk, also dort wo starker Schuttanfall vorhanden ist, erlangen sie ihre schönste Ausbildung. Ihre primäre Anlage verdanken sie dem Wind, der die einst geschlossene Rasendecke zerstört hat. Während z. B. auf der Karlalpe in windgeschützter Lage der geschlossene Rasen bis über 2000 m emporreicht, findet sich auf der Westseite

des Karlhochkogels schon in 1800 m eine stark zerstörte Vegetationsdecke. Dieser ganze Hang ist von Rasenterrassen geprägt, die eine Größe von 30—40 cm aufweisen, wobei die vegetationsfreien Trittstufen 1—3° geneigt sind. Auf Grund von Aufgrabungen kann man erkennen, daß für die Bildung dieser Formen vor allem die Durchtränkung des Bodens mit Wasser und der Frostschiebung verantwortlich sind. An einer besonders stark exponierten Stelle konnte auf der westlichen Karlalpe in 1960 m ein Rasenterrassenhang beobachtet werden, wo der Schutt der Trittstufen eine deutliche Sortierung aufweist. Dieser sehr gut entwickelte Frostmusterboden dürfte seine Entstehung einer Kammeissolifluktion, verstärkt durch Windwirkung zu verdanken haben. Die Trittstufe zeigt also eine deutliche Materialsortierung, wobei das gröbere Material auf der Innenseite der Stufe liegt (hangaufwärts gesehen) und das Feinmaterial auf der äußeren Seite.

Im Dolomit finden sich auf den höher gelegenen Hangpartien bei 30—40° Neigung in NO- bis NW-Exposition Steinstreifen, die in der Gefällsrichtung abwärts ziehen. Sie reichen nicht viel unter 1700 m hinab. Die schönsten Vorkommen fanden sich auf der Karlalpe beim Fölkogel (2023 m) in WNW-Exposition, bzw. auf der Mitteralpe in NO-Exposition. Die Steinstreifen weisen eine Breite von ca. 1 m auf, die von 0,5 m breiten Rasenstreifen getrennt werden. Im oberen Drittel zeigt der Schutt eine undeutliche Materialsortierung. Nach etwa 30—50 m finden sich kaum noch trennende Rasenstreifen. Die Steinstreifen gehen in einen Schutthang über, der wieder weiter nach unten hin in einen mit geschlossener Rasendecke bedeckten Hang übergeht. Man hat dabei den Eindruck, daß infolge der starken Windexposition die Rasendecke zerstört wird und der dadurch frei werdende Schutt durch Frostschiebung und Bodendurchtränkung abzuwandern beginnt. An der Untergrenze des Schutthanges wird die noch bestehende Rasendecke vereinzelt von Schuttlagen überfahren und auf diese Art und Weise zerstört.

An einzelnen Gehängepartien können Steinstreifen beobachtet werden, die bei einer durchschnittlichen Hangneigung von 25—30° nicht der Gefällsrichtung folgen, sondern sich in ihrem Verlauf in die Resultierende aus dem Kräfteparallelogramm Hangneigung und talausgerichtetes Gefälle einstellen. Diese Erscheinung hat W. KURZ (1961—62) bei seinen Beobachtungen auf der Schnealpe als Diagonalstreifen bezeichnet. Es sind dies wenige Dezimeter breite Schuttbänder, die durch ebenso hohe Rasenstufen getrennt werden. Zum größten Teil findet sich diese Form in stark windexponierten Gräben, so daß ich der Ansicht bin, daß das im Dolomit allgemein auftretende Schuttkriechen hier nur durch die Windwirkung in diesen diagonalen Verlauf gezwungen wird.

2. Der Schutt der Felswände

Der von den Wänden herabkommende Schutt wird am Fuß derselben in Schuttkegel und -halden abgelagert. Sie finden sich hauptsächlich in glazial gestalteten Hohlformen. Sie sind Zeugen einer im ausklingenden Würm und im Spätglazial tiefer herabreichenden und viel stärkeren Schuttlieferung. Heute kann man eine allgemeine Beruhigung in der Schuttlieferung feststellen. Die Halden beginnen sich zu festigen und zu begrünen. Dabei kann man beobachten, daß die Vegetationsansiedlung nicht einheitlich vor sich geht. Vom Haldenfuß stößt die Latschenvegetation in Zungen nach oben vor, während sich am Haldenscheitel der alpine Rasen anzusiedeln beginnt. Dieses Phänomen kann man dadurch erklären, daß gerade an diesen Punkten der Wasserhaus-

halt am günstigsten liegt. An der Haldenkronen wird durch das von den Wänden abfließende Wasser und die längere Lage einzelner Schneeflecken eine günstige Durchfeuchtung gewährleistet, während am Haldenfuß dies durch das meist an diesen Stellen austretende Wasser aus dem Schuttkörper besorgt wird. Die Schutthalden befinden sich vor allem hinter den Würmmoränen, so daß der Schluß gezogen werden kann, daß die Schuttablagerung erst nach dem Zurückweichen des Würmeises erfolgte. Nach dem letzten Eisfreiwerden der Kare und Täler wurde die Hauptmasse der Halden abgelagert. Nirgends ließ sich aber eine Schichtung im Haldenkörper feststellen, wie sie FROMME (1955) aus dem Karwendelgebirge beschreibt, wo sich eine Periode stärkerer Schutttzufuhr während eines feucht-kühlen Klimas (Gschnitz — Daun — Subatlantikum — Fernau) in Wechsellagerung mit einer schwächeren während eines warm-trockenen Klimas beobachten läßt.

Die Schuttlieferung hält heute nur noch in den oberen Teilen der Kare an, während die übrigen Halden, die tiefer gelegen sind, sich schon begrünen bzw. schon völlig mit Vegetation bedeckt sind. Diese tiefer gelegenen Halden, die fast schon zur Gänze bewaldet sind, erweisen sich als Vorzeitformen, die ihre Entstehung der tief herabgedrückten Waldgrenze und der intensiven Frostverwitterung des Spätglazials verdanken. Bei den Grünhalden konnte die Beobachtung gemacht werden, daß sich im oberen Drittel oft tiefe Einrisse, entstanden durch das abfließende Wasser, befinden, wobei der oben abtransportierte Schutt im unteren Drittel über die Halde gebreitet wird. Durch diesen Vorgang erfahren die Grünhalden eine rezente Umformung.

Der durchschnittliche Böschungswinkel bei den Grauhalden beträgt 30—40°, bei den Grünhalden stellenweise etwas mehr. Größere Neigung weisen die Rinnenhalden auf, die die Wände in schmalen Bahnen durchziehen oder sich an Gehängekare anlegen. Der Böschungswinkel stellt innerhalb einer Halde keinen konstant bleibenden Wert dar, sondern er wechselt oft sehr stark. Im oberen Teil besitzt die Halde meist eine geringere Neigung, die sich aber gegen die Mitte zu versteilen kann, um im unteren Teil wieder flacher zu werden. Hand in Hand geht damit auch ein Wechsel der Hangform. Kann man in den oberen Partien meist eine konvexe Gestalt beobachten, so geht diese nach unten oft in eine konkave über. Diese konkave Form im unteren Teil ist auf die oberflächlich wirksame fluviatile Abtragung zurückzuführen.

Der Formenschatz der Verkarstung

In den Kalkalpen nimmt die Verkarstung eine wichtige Stellung unter den umgestaltenden Kräften ein. Es handelt sich dabei um den Typ des alpinen Hochgebirgskarstes mit mannigfaltigem Formenschatz, da sowohl Karren, Dolinen und große Karsthohlformen auftreten.

Sehr gut konnte die oberirdische Verkarstung untersucht werden, wobei mir als Ergänzung zur Geländearbeit die Luftbilder dieses Gebietes sehr zu-statten kamen. Auf Grund dieser wertvollen Ergänzung war es möglich, die Dolinendichte auf der Karte des Karstformenschatzes absolut darzustellen (siehe Tafel IX). Außerdem konnten dadurch die Signaturen für die Einzeldolinen in lagerichtiger Anordnung eingezeichnet werden. Dabei konnte bei den größeren Karsthohlformen die Größe, Lage und Form berücksichtigt werden. Alle übrigen Signaturen geben nur die relative Häufigkeit der entsprechenden Formen an. Von der Erfassung des gesamten oberirdischen Formenschatzes der Verkarstung ausgehend, soll festgestellt werden, wie weit

die unterschiedliche Höhe, die Exposition und vor allem die morphologische Wertigkeit der Gesteine zu einer Differenzierung der Karstformen führt.

Zwischen kalkigen und dolomitreichen Faziesgebieten konnte keine genaue Grenze gezogen werden, da, wie schon im Abschnitt über die geologischen Verhältnisse angedeutet wurde, die Dolomitierung nicht in regelmäßiger Form auftritt, sondern man hier von einer „wilden Dolomitierung“ spricht. Die von SPENGLER (1925) errechneten Werte bewegen sich zwischen 3—11% $MgCO_3$ -Gehalt. Auf Grund dieses regellosen Auftretens dolomitisierter Kalke kann es zu einer starken Verzahnung von über Kalk bzw. über Dolomit gebildeten Formen auf engstem Raum kommen, so daß auf die Eintragung der Geologie auf der Karte der Verkarstung verzichtet wurde.

Ganz kurz sei noch auf die Arbeit BAEDEKERS (1922) hingewiesen, der, von DAVIS beeinflusst, zwei Karstzyklen unterschied. Dem ersten gehören die flachen Karstmulden (Uvalas) als bis zur Spätreife gediehene Formen, dem zweiten die Dolinen und Karren an.

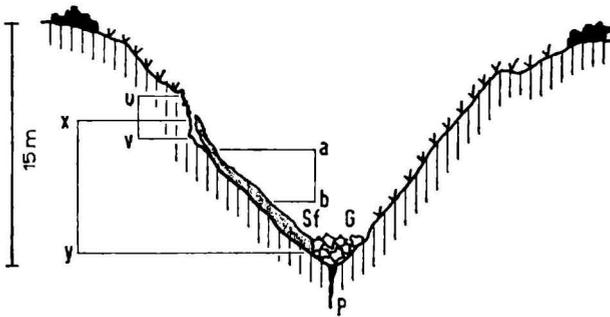
1. Dolinen und andere Karsthohlformen

Die Dolinen und großen Karsthohlformen erfuhren nach Höhe und Gesteinsbeschaffenheit eine Abwandlung. Die auftretenden Karsthohlformen weisen genetisch, größen- und altersmäßig große Verschiedenheit auf.

Auf den Hochflächen der Mitter- und Karalpe, der Aflenzer Staritzen und des zentralen Hochschwabs finden sich bei zum Teil starker Vegetationslosigkeit schöne *Trichterdolinen*. Die Größenordnung dieser Formen liegt zwischen 50—80 m im Durchmesser und rund 20 m Tiefe bei den Großformen und 15—20 m im Durchmesser und rund 3 m Tiefe bei den Kleinformen. Ihre verhältnismäßig regelmäßige Form verdanken sie der Schuttverkleidung der sicher viel steileren Seitenwände. Bei den meisten Hohlformen kann man beobachten, daß dieser Vorgang auch heute noch anhält. Die Doline wird allmählich vom Verwitterungsschutt aufgefüllt, sofern er nicht durch die Klüfte abgeführt werden kann. Sowohl diese Dolinenformen als auch der größte Teil der anderen sind hauptsächlich an alte Strukturlinien und außer Aktion gesetzte Täler geknüpft, so daß sich oft eine regelrechte Auffädelung (Reihenanzordnung) ergibt. Diese beschriebenen Dolinenformen finden sich vornämlich in der Zone der mechanischen Verwitterung, die mit ihrer unteren Grenze noch in das untersuchte Gebiet hereinreicht. Ihre schönste Ausbildung erhalten die Trichterdolinen allerdings im Bereich unterhalb der Baumgrenze, in der Zone des mit Vegetation bedeckten Karstes. Hier bewirkt die gleichmäßige Verteilung der Bodenfeuchte infolge einer geschlossenen Vegetationsdecke eine gleichmäßige und symmetrische Anlage der Hohlform. Die in dieser Zone ausgebildeten Trichterdolinen besitzen einen kreisrunden bis ovalen Umriss und vollkommen gleichmäßig geböschte Hänge (Hangneigung rund 20°).

Auf den Plateaus, in der Zone oberhalb der Baumgrenze, können sich mit den schuttverkleideten Trichtern Dolinenformen vergesellschaften, die als *Nivationsdolinen* bezeichnet werden. In den Längsfurchen und größeren Hohlformen bleibt der Schnee in W-, bzw. WNW-Position über die Sommermonate erhalten und übt durch seine Schmelzwässer eine korrosive Wirkung auf den Untergrund aus. Durch dieses einseitige Einwirken kommt es zur Bildung von stark asymmetrischen Formen. Der in den Längsfurchen wirkende Schnee schafft langgezogene, bis 100 m lange und 20 m breite Hohlformen, deren Tiefe maximal 15 m betragen kann. Die in den Trichtern sich haltenden

Schneeflecken wirken teils durch die abfließenden Schmelzwässer, teils durch die am Rande des Schnees wirksame schwarz-weiß Verwitterung (Abb. 3). Durch die starke Durchfeuchtung des Untergrundes in der unmittelbaren Umgebung des Schneefleckes und durch den häufigeren Wechsel von Auftauen und Wiedergefrieren am Rande desselben kommt es zu einer Versteilung dieser Hangpartien. Der Untergrund wird auf diese Weise aufbereitet und gelockert, so daß einzelne Gesteinsblöcke aus dem Anstehenden ausbrechen und über den Schnee hang abkollern. Auf diese Art und Weise bildet sich oberhalb des Schneefleckes ein Felskranz heraus. Das abkollernde Gestein wird am Fuß des Schneefleckes abgelagert, so daß der Ponor der Doline von einer mächtigen Geröllschicht überdeckt wird.



- | | |
|---|-------------------------------|
| xy Zone der unmittelbaren Nivationswirkung | Sf perennierender Schneefleck |
| uv Zone aktiver Frostsprengung | G großes Sturzblockwerk |
| ab Bereich verstärkter Kalklösung durch Schmelzrieselwässer | P Ponor |

Abb. 3: Idealisierter Querschnitt durch eine Nivationsdoline.

Anders geartet sind die Dolinen und Hohlformen unterhalb der von der mechanischen Verwitterung beeinflussten Zone. Dabei muß aber eine zweigeteilte Untergliederung berücksichtigt werden. Der höhere Bereich dieser Zone, in rund 1800—1900 m gelegen, wird hauptsächlich von unregelmäßigen Dolinen und Großmulden charakterisiert. Es ist dies der obere Krummholzgürtel, wo die relativ dünne Bodendecke leicht der Zerstörung unterliegt und dadurch das Anstehende entblößt wird. Die untere Zone wird von den regelmäßigen Formen des mit Vegetation bedeckten Karstes eingenommen. Allerdings kann es auch auf diesen tieferen Plateaus infolge starker Klüftigkeit zum Auftreten unregelmäßiger Dolinenformen kommen.

Als besondere Form der Hauptkarstzone kennen wir die *Karstmulden* und *Karsthalbmulden*. Es sind dies 30—200 m lange und 50—150 m breite Hohlformen, die in das Plateau eingetieft sind und vielleicht besser als Karstwannen oder Kartschüsseln bezeichnet werden sollten. Sie sind ca. 15—20 m unter ihre Umgebung eingetieft. Diese Hohlformen besitzen einen fast ebenen Boden, der mit einem scharfen Knick vom Seitengehänge absetzt. Aus ihrer Anordnung sieht man, daß sie meist in alten Entwässerungsrinnen angelegt wurden. Aus diesem Grund sind sie meist nach einer Seite hin geöffnet und gehen häufig über eine 2—5 m hohe Stufe in eine andere Karstmulde über.

Ein gutes Beispiel dafür findet sich auf der Mitteralpe (siehe Tafel IX). Der markierte Weg von der Bürgeralpe zum Hochschwabgipfel benützt z. B. so eine Muldenkette. Der Boden wird von einer oft sehr mächtigen Terra fusca gebildet, die sehr häufig einen Tagwasserstau bewirkt. Im Boden selbst, vor allem aber an den Seiten sind fast immer Sekundärdolinen eingetieft. Hauptsächlich sind es die an der Grenze Muldenboden—Seitengehänge eingetieften Kleindolinen, die den scharfen Hangknick bewirken. Die Anlage dieser Hohlformen ist auf das von den Hängen abfließende Wasser, das hier in die Tiefe abgeht und dabei einen Lösungsprozeß verursacht, zurückzuführen. Auf der Leeseite der Hohlform kann es aber auch zur Bildung größerer Dolinenformen kommen, die ihre Entstehung und Weiterbildung Nivationserscheinungen zu verdanken haben. Die verhältnismäßig flach geböschten Seitenhänge (20—25°) gehen meist ohne scharfe Grenze in die Hänge der Kuppen und Rücken über. Die Hangpartien werden nur von einer sehr dünnen Bodenkrume bedeckt. Nach F. SOLAR (1964) ist dies meist eine Pseudoparendzina oder eine Rendzina. Die Terra fusca im Muldenboden wird nach 30—60 cm von einzelnen Gesteinstrümmern durchsetzt, deren Packung nach unten zu aber immer dichter wird. Die obersten Teile der Kalktrümmer sind meist schon stark aufgelöst, während sie nach unten hin relativ frisch aussehen. Während die Böden der Karstmulden frei von Bäumen und Sträuchern sind, stocken an den Seitenhängen sehr oft Latschen.

Ein schönes Beispiel stellt die Mulde des Seebodens auf der Veitschalpe dar. In 1802 m gelegen, hat sich diese Karsthohlform zwischen dem Vorkogel (1901 m), dem Hasenkogel (1832 m) und dem Seebodenkogel (1861 m) eingetieft. Die Seebodenmulde wurde über einer Wettersteindolomitlinse angelegt, deren Grenze zum Kalk in der nördlichen Muldenbegrenzung verläuft. Sehr deutlich kann dieser Gesteinsunterschied in den umgebenden Kuppen beobachtet werden. Während die südliche Umrahmung einen sehr flachen Böschungswinkel (15—20°) aufweist und die Hänge durch verhältnismäßig viele Rutschungen und Rasenwulstbildungen geprägt werden, zeigen die im Norden angrenzenden Kuppen und Rücken eine Hangneigung von durchschnittlich 30° und vereinzelt den anstehenden Kalk. Außerdem wird das Auftreten von Dolomit durch Lösungsrinnen charakterisiert, die die Hohlform durchziehen und bei Schneeschmelze und starkem Regen das Wasser sogar an der Oberfläche abführen. Aber auch während trockeneren Perioden kann man in diesen Rinnen allenthalben Tümpel und kleinere stehende Gewässer beobachten. Die Seebodenmulde gibt einen guten Einblick in den zeitlichen Ablauf der Anlage einer Karstmulde. Verhältnismäßig gut ist in den umgebenden Sattelregionen die Ausgangsfläche der Plateau-Altlandschaft erhalten. Mit einer Sprunghöhe von ca. 10—15 m unterhalb der Plateaufläche beginnt der fast ebene Boden der Karstmulde, der sich durch einen deutlichen Knick vom Gehänge absetzt. Stellenweise läßt sich im Boden eine verfestigte Schuttfüllung feststellen, auf die später noch genauer eingegangen wird. In den Muldenboden haben sich nun kleinere Hohlformen, wie Dolinen und Lösungsrinnen, eingetieft, die heute Ponorfunktion besitzen.

Besonders charakteristisch sind die Karstmulden aber im Hochschwabgebiet ausgebildet. Auf allen Plateauteilen lassen sich diese Formen beobachten. Teils finden sie sich in alten Entwässerungsrinnen, wo sie dann durch eine kleine Schwelle von der nächst folgenden Mulde getrennt sind, teils sind es allseitig geschlossene Hohlformen, die sich zwischen den Kuppen des Plateaus eingetieft haben. Die schönsten Beispiele finden sich im west-

lichen Teil der Mitteralpe und im westlichen Teil der Karlalpe. Meist sind es hier allseitig geschlossene Formen, wie z. B. unterhalb des Karlspitzes (1906 m) auf der westlichen Karlalpe. Ein Vorkommen möchte ich noch besonders erwähnen, da die Form wohl der einer Karstmulde ähnlich ist, aber auf Grund ihres Standortes und ihrer Ausbildungszeit nicht als solche angesprochen werden kann. Es ist dies die Hohlform im Ochsenreichkar, die den Karboden um mindestens 10 m tiefer gelegt hat. Sicher muß man als Vorform dieses Plateaukares eine größere Karsthohlform annehmen, vielleicht war es sogar eine Karstmulde, jedoch kann man die heute erhaltene und aktive Form nicht mit den vorhin besprochenen Karstmulden gleichsetzen, da sie sich erst nach dem letzten Eisfreiwerden wieder gebildet haben kann.

Nirgends finden sich Anhaltspunkte und Beweise für die Ansicht BAEDEKERS, daß die Karstmulden durch Zusammenwachsen mehrerer Dolinen entstanden seien. GÖTZINGER (1955), der unter Karstmulden nur allseitig geschlossene Formen versteht, betont vielmehr, daß besonders der unter dem tonigen Boden wirksamen Korrosion die Hauptbedeutung für die Ausbildung dieser Karsthohlformen zukommt. Wie aus den vorhergehenden Darlegungen ersichtlich ist, treten die Karstmulden vor allem zwischen den Rücken der flachwelligen Altlandschaften auf, da sich an diesen Stellen eine mächtigere Bodendecke ansammeln und erhalten konnte. Kommt dann noch eine geringe Klüftigkeit des Gesteins dazu, so führt die gleichmäßige Durchfeuchtung des Bodens zu einer überall annähernd gleich starken, flächenhaften Korrosion des darunterliegenden Gesteins und damit zur Bildung der Karstmulden. Eine ganz sichere Fixierung der Entstehungszeit der Karstmulden läßt sich nicht durchführen. Allerdings deuten die Umformung und Zerstörung in höherer Lage sowie der Reliktcharakter der Terra fusca darauf hin, daß es sich um Vorzeitformen handelt. Dadurch kam es zur Annahme, daß die Bildungszeit in die älteren Interglaziale, wenn nicht sogar in das Präglazial zu stellen sei.

Weniger zahlreich finden sich Karsthalbmulden. GÖTZINGER versteht darunter größere Karstformen mit ebenem Boden, die an geneigten Hängen ausgebildet sind und daher keine Vorderwand besitzen. Es können dies aber auch Formen sein, wie auf der Veitschalpe mehrfach beobachtet werden konnte, die sich am Hangfuß ausbilden und sich von der vorgelagerten Ebenheit in jenen zurückfressen. Ihre Gestalt erinnert sehr an Kare. Sehr oft kann es vorkommen, daß sich diese Karstform mit einer größeren Doline vergesellschaftet, die dann den begrenzenden Hang weiter annagt und zurückverlegt.

Neben diesen Karstmulden und Halbmulden, die ihre Entstehung einer mächtigen Bodendecke und einer geringeren Klüftigkeit des Gesteins verdanken, treten vor allem Dolinen mit unregelmäßiger Form in den Vordergrund. Neben Dolinen mit einer Größe von 3—15 m im Durchmesser und 2—10 m Tiefe treten auch größere Formen auf, die eine Dimension von 50—80 m im Durchmesser und 15—35 m Tiefe aufweisen und sehr oft den Eindruck erwecken, daß sie an Stelle der Karstmulden auftreten. Diese Formen sind hauptsächlich an Klüfte und an alte Entwässerungsrinnen geknüpft, die dann zu richtigen Karstgassen umgestaltet wurden.

Sehr viele inaktive Rinnen und Gräben sind vom Ursprung bis zur Mündung von Dolinen besetzt. Hauptsächlich sind es nur kleinere Formen mit einer maximalen Tiefe von 1 m. Zahlreiche Beispiele finden sich auf der Veitschalpe im Raum der Seebodenmulde. Diese Formen besitzen in der Regel nur eine hangabwärts gelegene Vorderwand. Die Rückwand der Doline

geht entweder in das Gefälle des Grabens über, oder — wenn der Graben so dicht mit Dolinen bestückt ist wie in einigen Fällen auf der Veitschalpe — versteilt sich etwas und bildet die Trennwand zur nächsten Hohlform. Allgemein wird diese Form als *Rinnendoline* angesprochen. Die Länge dieser Formen schwankt zwischen 2 und 10 m. Der Graben nimmt meist seinen Ausgang aus einer größeren Doline, die sich je nach Exposition infolge Nivationswirkungen in Weiterbildung befinden kann. Die Form der Rinnendolinen erklärt sich aus der Lage in einem Graben und aus der Wirkung des abfließenden Wassers.

Der südliche Plateauteil der westlichen Veitschalpe wird von einer Vielzahl von Klüften durchzogen. Die überwiegende Mehrzahl wurde im Quadranten N—O angelegt. Viele dieser Störungen wurden durch die Korrosion erweitert und zu *Kluftdolinen* umgeformt. Das Wesen dieser Dolinenart ist es, daß sie länger als breit sind. Einige Klüfte wurden so stark erweitert, daß sich ziemlich breite Gassen entwickelt haben, die durch weitere Verkarstungsprozesse zu *Karstgassen* umgeformt wurden. Dabei kann auch der Boden von einer stärkeren Schuttschicht verdeckt sein, in dem sich charakteristische Karstformen im Lockermaterial gebildet haben. Vor allem sind diese Karstgassen aber dort zu beobachten, wo ein Eisstrom eine Abflußrinne ausgeschürft hat. Dieser Fall trifft für den obersten Teil des Dürrentales zu, welches weit in das Plateau eingreift und dessen oberster Abschnitt intensivst verkarstet ist.

Tritt der Fall ein, daß sich zwei oder mehrere Klüfte kreuzen, so bilden sich *Kluftkreuzdolinen*. Dies sind Dolinen mit besonders unregelmäßiger Form, da sie sich meist ein Stück in der Kluftichtung ausdehnen und so die verschiedenartigsten polygonalen Formen entstehen können.

Eine interessante Dolinenform konnte auf der Karalpe in 1945 m beobachtet werden. Es handelt sich dabei um eine *Schachtdoline*, die infolge eines feinmaschigen Kluftnetzes der Seitenwandpartien und infolge der Nivation vollständig umgeformt wird. Die Hohlform zeigt deutlich, daß sie heute noch erweitert wird. Der auf der Leeseite abgelagerte Schnee frißt sich in die Seitenwand ein, bildet überhängende Felspartien, die dann abbrechen und über den Schneefleck abkollern. Der abkollernde Fels bleibt am Fuß des Schneefeldes liegen und verkleidet so allmählich die steile Seitenwand der Hohlform mit einem Schuttmantel.

Auf dem östlichen Veitschalpenplateau im Gebiet des „Lenzfriedhofes“ hat sich in einer Sattelregion zwischen Vorkogel (1901 m), Lahnkogel (1767 m) und Lenzfriedwand (1758 m) eine wild zernarbte Dolinenlandschaft entwickelt. An der Kalk-Dolomitgrenze hat sich eine Reihe von Dolinen der verschiedensten Größe gebildet, die ich auf Grund ihrer Position als *Schichtgrendolinen* bezeichnen möchte (Abb. 4). Es sind dies in ihrem Grundriß meist sehr regelmäßige Dolinen, sehr oft sogar kreisrunde Formen. Im Aufriß hingegen spiegeln die Böschungen sehr deutlich den Charakter der anstehenden Gesteine wider, so daß eine sehr asymmetrische Form entsteht. Die über Dolomit angelegte Dolinenseite weist eine vollkommene Vegetationsbedeckung auf. Die Hangböschung beträgt hier 25—30°. Die Vegetationsdecke kann allerdings durch Periglazialerscheinungen und rein mechanische Abwanderung des sehr mobilen Dolomitgruses stellenweise zerstört sein. Die sich im Kalk befindliche Partie zeigt hingegen einen ganz anderen Charakter. Der Dolinenhang ist stärker geböschet (35—40°) und wird nur sporadisch von einer Vegetationsdecke bedeckt. Stellenweise tritt das An-

wird, ehe das Wasser in die Tiefe absinkt. Die Breite dieser Rinnen beträgt am Boden 1—4 m, stellenweise bis 8 m, die Tiefe 0,5 bis einige Meter. Die Seitenhänge neigen sich mit 25—40° zu einem ebenen Boden. Sowohl Seitenhänge als auch Rinnenboden sind mit Vegetation bedeckt. Infolge der stärkeren Verschmierung der Abflußwege im Dolomit kommt es durch Randkorrosion zur Versteilung der Seitenhangpartien. Im Boden haben sich oft an einigen Stellen Schlucklöcher eingesenkt.

2. Kalkbreccien in Dolinen

Eine Erscheinung, die schon KURZ (1961—62) auf der Schneealpe und F. BAUER (1955) auf dem Dachstein beobachten konnten, findet sich auf allen Plateaus des Untersuchungsraumes. Es ist dies eine nicht tektonische Breccie in den Karsthohlformen, die in einzelnen Fällen eine Mächtigkeit von 4 m erreichen kann. Die Bestandteile sind kleiner als die des heutigen Verwitterungsschuttes. Es sind im allgemeinen eckige Trümmer mit einer Größe von 0,5—4 cm Länge, jedoch kann es aber auch vorkommen, daß größere Blöcke miteingeschlossen werden. Bei größerer Breccienmächtigkeit kann es vorkommen, daß nur die oberste Schicht fest verkittet ist, während nach unten hin der Verfestigungsgrad immer mehr abnimmt. Das Aussehen des Bindemittels wechselt stark. Neben grauen Sinterhäutchen und Kalzitkristallen findet sich auch ein rötlich verfärbtes Bindemittel. Bei einigen Vorkommen auf der Karalpe war es der Fall, daß beim Zerschlagen dieser rötlichen Breccie intensiv rot gefärbtes, erdiges Material eingeschlossen war. Bei diesen Vorkommen dürfte es sich vielleicht um eingeschlossene und konservierte Terra rossa-Reste handeln. Wo noch eine größere Mächtigkeit der Breccie erhalten ist, kann sehr oft eine deutliche Schichtung festgestellt werden. Eine altersmäßige Einstufung der Breccie ist noch nicht restlos gesichert. BAUER und TRIMMEL vermuten eine Altersgleichheit der Hirberggrubenbreccie auf dem Dachstein mit der Höttinger Breccie, die ins große Interglazial (Mindel/Riß) gestellt wird. KURZ stellt zur Diskussion, die rötlich gefärbte Breccie als eine Bildung des Mindel/Riß-Interglazials, die graue Breccie als eine des Riß/Würm-Interglazials anzusehen.

Eine interessante Fundstelle ergab sich im Greithgraben, einem Quellast des Brücklergrabens, der aus dem Hochangergebiet kommt. In dem vorhin genannten Graben liegt eine rißeiszeitliche Moräne. Diese Ablagerung wird vom Bach angeschnitten und dadurch verhältnismäßig gut aufgeschlossen. Bei Kote 1050 konnte diese Dolinenkalkbreccie sowohl in der Moräne selbst, allerdings nur sehr undeutlich, als auch frei im Bach liegend gefunden werden. Da sich die Fundstelle mitten in der aus silurischen Gesteinen aufgebauten Grauwackenzone befindet, die Breccie aber nur aus triadischen Kalkkomponenten besteht, die wahrscheinlich nur aus dem Hochangergebiet stammen können (Wettersteinkalk, Hauptdolomit), dürfte klar sein, daß die Breccie aus der Moräne ausgeschwemmt worden ist. Die Fundstelle in einer rißeiszeitlich datierten Moräne, sowie das eingeschlossene rot gefärbte Material (Terra rossa?) deuten auf ein prärißeiszeitliches Alter hin.

Diese Breccien zeigen jedenfalls sehr schön, daß wir überall dort wo sie vorkommen, mit voller Sicherheit zwei altersmäßig verschiedene Verkarstungsprozesse erkennen können. Sehr deutlich kann man z. B. an verschiedenen Hohlformen erkennen, daß die ursprüngliche Gestalt der Karsthohlform größer war. Heute ist sehr oft ein Teil dieser älteren Form noch mit Lockermaterial, das fast immer zu jener erwähnten Breccie verfestigt ist,

angefüllt und nur ein kleinerer Teil der Ursprungshohlform wurde wieder reaktiviert. Wie Abb. 5 zeigt, wurde die vormals viel größere Form nur infolge der Randkorrosion und Nivationswirkung wieder in Aktion gesetzt. Dadurch blieb oft ein größerer Teil der zugeschütteten Vorform erhalten. Über der Hohlform sind oft noch Hangverflachungen zu erkennen, die wahrscheinlich Reste jener weitgespannten Mulden sind, die für das Relief der Altlandschaften so charakteristisch sind. Darin hat sich nach einsetzendem Verkarstungsprozeß eine Hohlform eingetieft, deren Umrisse noch zu erkennen sind. In der Folge der Entwicklung muß es während einer Klimaverschlechterung (Glazial) zu starker Schuttentwicklung und oberflächlichem Transport gekommen sein, so daß die Hohlform mit Lockermaterial aufgefüllt wurde. Wäh-

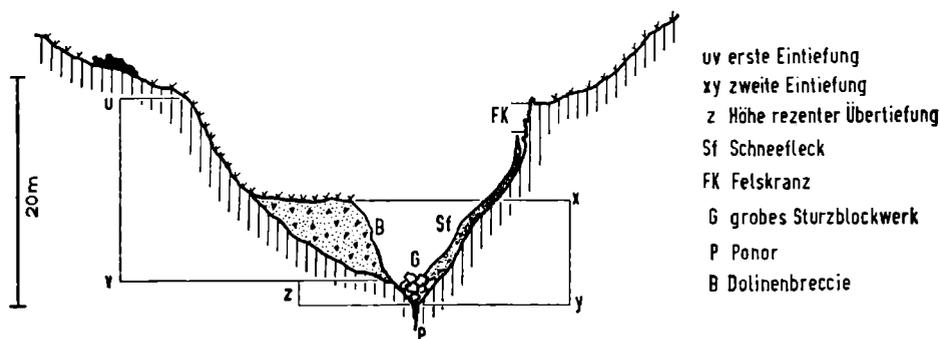


Abb. 5: Beispiel einer Dolinengeneration auf der Mitteralpe (P. 1945): uv — ältere Dolinengeneration, xy — jüngere Dolinengeneration.

rend eines weitaus wärmeren Klimas, als wir es heute in diesen Regionen kennen, vollzog sich die Bildung der Breccie (Interglazial). Nach dem endgültigen Höherrücken der Schneegrenze und dem neuerlichen Einsetzen des Verkarstungsprozesses kam es zur rezenten Dolinenbildung. Typisch für diese „zweite Dolinengeneration“ ist die relativ geringere Größenausdehnung gegenüber jener der Vorformen. Wir ersehen daraus, daß die Breccie als eine deutliche Zeitmarke in der Dolinenbildung angesehen werden kann. Sie trennt sicher zwei altersmäßig differenzierte Verkarstungsvorgänge, wie dies auch noch durch die äußere Form der Hohlformen unterstrichen wird. Allenthalben lassen sich Dolinen, Karsthalbmulden und Karstmulden beobachten, in denen eine Breccie festgestellt werden kann.

3. Karsthohlformen im Schutt

Im Zusammenhang mit der Beschreibung der Karsthohlformen soll die Aufmerksamkeit auch auf jene im Lockermaterial ausgebildeten Formen dieser Art gelenkt werden. Im Lockermaterial (Moräne, postglazialer Schutt, Breccie) treten dolinenartige Hohlformen auf, die durch Sackung infolge Abtransport des Feinmaterials oder Auslaugung entstanden sind. Die durchschnittliche Größe dieser Formen beträgt 1—3 m im Durchmesser und 0,5—1,5 m Tiefe. Sie können schön symmetrische, kreisrunde oder langgestreckte Formen aufweisen. So findet man vor allem auf den Plateaus in den schutterfüllten Großdolinen, im Bereich der Dolinenbreccie und in den Karstmulden diese Formen verbreitet. Wie F. BAUER (1958) ausführt und wie eigene Untersuchungen ergaben, beruht die Anlage der Hohlformen im Locker-

material ausschließlich auf Sackungerscheinungen. Dabei konnten einige Aufgrabungen zeigen, daß sich unterhalb des tiefsten Punktes der Hohlform meist ein toniger Bodenpfropfen feststellen läßt (Abb. 6). BAUER führt noch weiter aus, daß sich am unteren Ende des Pfropfens meist ein Humushorizont feststellen läßt, den er als ehemaligen Oberflächenboden deutet. Darüber konnte er noch einige lichtere Nebenhorizonte beobachten, die er als in die Tiefe gesackten Oberflächenhumus deutet. Bei meinen Untersuchungen konnte dieser detaillierte Aufbau nicht festgestellt werden. Lediglich der unterste Horizont ließ sich in einzelnen Fällen erkennen und da in nicht sehr typischer Ausbildung. Eines ließ sich aber ziemlich exakt nachweisen, daß nämlich das in die Tiefe absinkende Wasser entlang des Pfropfens abrinnt und erst am Boden desselben in den Schuttkörper eintritt. An diesem Punkt vollzieht sich nun die stärkste Lösung, so daß sich im Laufe der Zeit

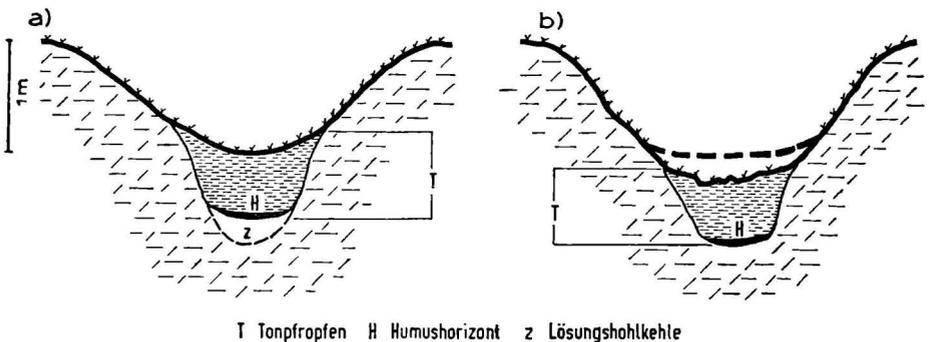


Abb. 6: Schematische Darstellung einer Hohlform im Lockermaterial; a) Ausbildung einer Lösungshohlkehle, b) Nachsackung des Tonpfropfens — strichlierte Linie zeigt die Lage des Dolinenbodens vor der Nachsackung.

eine Lösungshohlkehle bildet und der Pfropfen samt der darüberliegenden Bodendecke absinkt. Bei geringer Hangneigung entstehen in die Länge gezogene Trichter, die bei noch stärkerer Böschung in Rinnen und kleinere Gräben übergehen. Auch diese Formen weisen einen stark tonigen Boden auf, während die Seitenwände von einer geringmächtigen Rendzina bedeckt werden. In ihrer Anlage und Funktion gleichen sie den Lösungsrinnen im Dolomit, nur daß ihre Dimensionen weitaus geringer sind. Ähnlich den Lösungsrinnenformen im Dolomit fließt auch bei diesen Hohlformen das Wasser eine Zeit im Schutt ab, bis es an einer Schwundstelle, die meist durch eine kleine Vertiefung im Rinnenboden markiert ist, in die Tiefe versinkt. Im Gegensatz zu jenen auf ebenem Boden gebildeten Formen spielt bei diesen Rinnen vor allem der Abtransport des Feinmaterials und die nachträgliche Sackung eine Rolle. Treten diese Formen in größeren Karsthohlformen auf, die einen verhältnismäßig ebenen Boden besitzen, so kann bei größerer Häufigkeit des Auftretens buckelwiesenartiger Charakter entstehen.

Im westlichen Teil der Karlalpe auf der Hinterwiesen, wo im Bereich des Hauptdolomits eine mächtige Verwitterungsgrusdecke liegt, finden sich Formen, die im allgemeinen als *Buckelwiesen* bezeichnet werden. Aus dem 5—7° geneigten Schuttkörper wurden langgezogene, 1—1,5 m hohe Rücken herauspräpariert. Die dazwischenliegenden, dolinenartigen Vertiefungen stellen im Sinne von A. PENCK (1941) Karsthohlformen dar, die durch Lösungs-

und Sackungsvorgänge entstanden sind. Es sind dies hauptsächlich kluftgebundene Formen, von denen eine größere Anzahl die Fläche durchziehen. Die Hohlformen besitzen meist schöne Trichterform, kreisrunden bis ovalen Umriß, und weisen einen Durchmesser von maximal 2—2,5 m auf. Bei diesen Buckelwiesen handelt es sich weder um gewellte Ablagerungen (KNAUER, 1943), noch um Aufquellungen (EBERS, 1939), sondern, wie Aufgrabungen und rezente Sackungserscheinungen zeigten, um einen Typ der Karsthohlformen, der einzig und allein durch Kalklösung und Ausspülung des Feinmaterials entstanden ist. F. ZWITTKOVITS (1961—62) beschreibt solche Formen auch aus dem westlichen Teil des Warscheneckplateaus und gelangt zur gleichen Deutung dieser Erscheinung. Er schlug damals den Ausdruck Löcher- oder Grubenwiesen vor, da diese Benennung eher der Physiognomie entspricht.

4. Karren

Eine zweite wichtige Formengemeinschaft der Verkarstung bilden die Karren. Hauptsächlich treten sie im Untersuchungsgebiet in der Zone zwischen 1700—1900 m auf. Hinsichtlich ihrer Genese müssen zwei Gruppen unterschieden werden. Die eine Gruppe sind die unter einer Vegetationsdecke gebildeten Karren (Subkutankarren), die anderen die auf freiliegendem Fels entstandenen. Die schönsten Ausbildungen konnten auf den Plateaus der Hochschwabgruppe beobachtet werden. Auf der Veitschalpe finden sich wohl vereinzelt Subkutanformen, jedoch tritt auf diesem Gebirgsstock infolge der starken Dolomitisierung die Karrenbildung weitgehend zurück.

Die Hauptkarrentypen stellen die *subkutanen Rillenkarrren*, die Rundkarren BÖGLIS, dar. Sie wurden primär unter Vegetationsbedeckung gebildet und treten heute durch Entfernung des Bodens zu Tage. Der Abstand zweier Rillen beträgt meist 20—40 cm, die Tiefe rund 20 cm. Sowohl die trennenden Kämme als auch die Rinnen besitzen schöne runde Form. Bereits von der Vegetation entblößte Karren werden sekundär von freiliegend gebildeten Karren überformt. Ihre schönste Ausbildung erfahren sie auf rund 30° geneigten Schichtflächen. Allein dieser Böschungswinkel beweist schon, daß sie nicht auf freiliegendem Fels gebildet wurden, da unter diesen Bedingungen freiliegend gebildete Karren keinen geraden Verlauf der Rinnen zeigen, sondern mäandrieren.

Die auf glattem Fels bei einer Neigung von über 50° entstandenen *Primärrillenkarrren* sind aber Erstbildungen. Bei dieser Neigung kann das Wasser geradlinig abfließen und parallele Rinnen herauspräparieren. Die einzelnen Rillen weisen eine Breite von 10—15 cm auf und eine Tiefe von 5—8 cm. Im Gegensatz zu den subkutangebildeten trennen scharfe Grate die einzelnen Rinnen.

Wandkarren sind ebenfalls Primärrillenkarrren. Diese Formen verdanken zum Großteil ihre Entstehung einer an der Oberkante der Wand befindlichen Vegetationsdecke, die ein langsames Abfließen des Niederschlagswassers und eine zusätzliche Verstärkung der Lösungswirkung durch beigemengte Humussäure bewirkt, so daß diese Formen eine stärkere Eintiefung erfahren. Fast immer weisen diese Karren im oberen Teil eine größere Breite als weiter unten auf. Diese Erscheinung ist dadurch zu erklären, da im unteren Teil der Karre das aus der Bodendecke abfließende Wasser bereits so gesättigt ist, daß die Lösungskraft sehr stark abnimmt, bzw. überhaupt keine Lösung mehr stattfindet. Ist dies der Fall, so entstehen Karrenformen, die nach unten

hin immer seichter werden, um schließlich in die glatte Wandfläche überzugehen. Solche Formen konnten in der oberen Dullwitz beim Goldbründl beobachtet werden.

5. Zusammenfassung

Die Untersuchung des Karstformenschatzes hat gezeigt, daß sich grundsätzlich zwei Formengruppen unterscheiden lassen. Auf den unterhalb oder nur knapp über der Waldgrenze liegenden Plateaus treten die Formen des *Karstes unter Vegetationsbedeckung* auf, während in der Krummholzregion und in der Zone des alpinen Rasens der *nackte Karst* dominiert.

Die Gemeinsamkeit der Formen des *Karstes unter Vegetationsbedeckung* (Karstmulden, Trichterdolinen) beruht in der unter einer mächtigeren Bodendecke vollzogenen Ausbildung der Formen. Da sich eine Bodendecke besonders in den Mulden und Sattelregionen der flachwelligen Altlandschaft erhalten konnte, erscheinen diese Regionen für die Anlage von Karstformen besonders prädestiniert. Bei geringerer Klüftigkeit des Gesteins kann es zu einer Verschmierung der Klüfte kommen und infolge der ziemlich gleichmäßigen Durchfeuchtung des Bodens zu einer annähernd gleich starken, flächenhaften Korrosion. Sind stärkere Klüfte vorhanden, die nicht verschmiert werden können und die das abfließende Wasser der Umgebung an sich ziehen, so entstehen wegen der ausgleichenden Wirkung des Bodens die regelmäßigen Formen der Trichterdolinen. Heute kann die Beobachtung gemacht werden, daß sich kleinere Dolinenformen in den Boden der Karstmulden, besonders an den Rändern, eingefressen haben und sowohl das von den Seitenhängen abfließende Wasser als auch die Bodenfüllung abführen und so an der Zerstörung dieser Formen arbeiten. Besonders deutlich ist es in jenen Karstmulden zu erkennen, die sich innerhalb der Zone des nackten Karstes befinden, wo infolge der wirksamen Nivation größere Dolinenformen an der Zerstörung arbeiten. Sowohl die Tatsache dieser rezenten Überformung als auch die Bodenfüllung in den Großformen mit der als Reliktboden anzusprechenden Terra fusca sprechen dafür, daß es sich um Vorzeitformen handelt, die in einem wärmeren Klima ausgebildet wurden.

Die Formen des *nackten Karstes* sind auf Grund der Höhenlage aller untersuchten Plateaus in der Mehrzahl. Da sich in dieser Höhenzone (etwa ab 1700 m) nur eine geringmächtige Bodendecke bildet, kann diese viel leichter zerstört und abtransportiert werden. Die durch die gleichmäßige Durchfeuchtung hervorgerufene abrundende und ausgleichende Wirkung des Bodens auf den Untergrund fehlt hier, so daß sich Dolinen mit unregelmäßigem Umriss und ungleichmäßig geböschten Hängen bilden. Diese unregelmäßige Gestalt wird durch den Verlauf der Klüfte, die Verschiedenartigkeit des Gesteins und die zusätzliche Nivationswirkung noch verstärkt. Nur im Schutt, im grusig zerfallenden Dolomit und in größerer Höhe (Frostschuttzone) treten auch in dieser Region regelmäßige Dolinenformen auf. Bei den unregelmäßigen Dolinenformen wurden verschiedene Typen unterschieden (Nivationsdoline, Kluftkreuzdoline, Schichtgrendoline, etc.).

Für die *Alterseinstufung* der Karstformen konnten einige Anhaltspunkte gewonnen werden. Vor allem ist es die in den Hohlformen zu beobachtende Breccie, die als eine gewisse Zeitmarke angesehen werden muß. Mit ziemlicher Sicherheit konnten drei verschieden alte Generationen erkannt werden. Der ältesten gehören zweifellos neben den meisten Karsthalbmulden vor allem

die Karstmulden und die sie häufig vertretenden Großdolinen an, die bei einer Trichterform einen Durchmesser von 80—120 m besitzen. In der Folge der Entwicklung lassen sich dann größere Dolinen erkennen, die die Karsthalmulden zerstört haben, bzw. an der Umgestaltung der Karstmulden beteiligt sind und fast immer eine Breccienfüllung aufweisen. Jene Dolinen, die sich zum Teil wieder in die von Breccien erfüllten älteren Dolinen eingetieft haben, müssen als jüngste Generation betrachtet werden. Auch die am Rande der Karstmulden auftretenden Kleindolinen gehören diesen jungen Bildungen an. Diese Beobachtungen decken sich voll und ganz mit jenen von W. KURZ (1961—62), die dieser auf der Schneeealpe machen konnte. Drei verschieden alte Karstgenerationen lassen sich festhalten:

1. Karstmulden, Karsthalmulden, Großdolinen
2. Ältere Dolinengeneration (mit Breccie erfüllt)
3. Jüngere Dolinengeneration.

Eine absolute Datierung der einzelnen Generationen ist allerdings unsicher, da auch jene Breccie bis jetzt noch nicht absolut datiert werden konnte.

Höhengürtel der Landformung

Eines der Ziele dieser Arbeit war es festzustellen, ob und wie weit morphologische Formen oder Formengemeinschaften eine Bindung an bestimmte Höhen aufweisen. Dies trifft ganz sicher beim *periglazialen Formenschatz* zu. Bei geeignetem Ausgangsmaterial finden sich ab 1800 m Formen der amorphen Solifluktion, wie Steinstreifen, Rasenwülste und Rasenterrassen. Überall ist die Umwandlung der in der postglazialen Wärmezeit gebildeten Rasenhänge zu Schutthängen festzustellen.

Auch bei den Karstformen lassen sich höhenbedingte Formengemeinschaften erkennen. Unterhalb der Waldgrenze, wo meist eine mächtigere Bodendecke vorhanden ist, finden sich die Formen des *Karstes unter Vegetationsbedeckung*. Oberhalb der Waldgrenze, aber viel deutlicher noch oberhalb der Baumgrenze, liegt das Anstehende sehr häufig frei zu Tage und die weitaus dünnere Bodendecke wird zerstört. Diese Zone wird von der Formengemeinschaft des *nackten Karstes* charakterisiert. Somit lassen sich im Untersuchungsgebiet zwei Höhengürtel auseinanderhalten.

1. Gürtel des Karstes unter Vegetationsbedeckung und des gebundenen Schuttes.

Dieser Gürtel reicht bis zur Waldgrenze und stellenweise etwas darüber. Charakterisiert wird er durch Subkutanformen, die von einer mächtigeren Bodendecke abhängig sind. Bei geringer Klüftigkeit tritt flächenhafte Korrosion auf, wobei es zur Ausbildung der Karstmulden kommt. Bei engmaschiger Klüftigkeit oder einer aktionsstarken Kluft bilden sich die regelmäßigen Formen der Trichterdolinen. Schutthalden und Solifluktionsschutt finden sich nur in gebundener Form unter Vegetation und stellen somit fossile Formen dar.

2. Gürtel des nackten Karstes und des periglazialen Formenschatzes.

Dieser Gürtel setzt sehr deutlich oberhalb der Baumgrenze ein. Infolge einer sehr dünnen Bodendecke, die leicht zerstört und abgetragen werden kann, kommt allenthalben das Anstehende zu Tage. Diese Zone wird im untersuchten Gebiet von unregelmäßigen Dolinen (Kluftkreuz-, Nivations- und

Schachtdolinen) und Karren geprägt. Die dünne Bodendecke kann hier keine flächenhafte Korrosion bewirken, wie es in der Zone unterhalb der Baumgrenze der Fall ist, da sie zum größten Teil durch die Klüfte in die Tiefe abgeführt wird. Lassen sich aber trotzdem Karstgroßformen beobachten, die ihre Entstehung einer flächenhaften Korrosion verdanken, so kann es sich dabei nur um Vorzeitformen handeln. In der oberen Zone dieses Gürtels (1900—2278 m) erfahren die Dolinen durch den Schutt und die Nivationswirkung des Schnees eine Umformung. Neben diesen häufigen Nivationserscheinungen sind es die aktiven Schutthalden, Schuttstreifen, Rasenwülste und Frostmusterböden, die die obere Region dieses Höhengürtels charakterisieren.

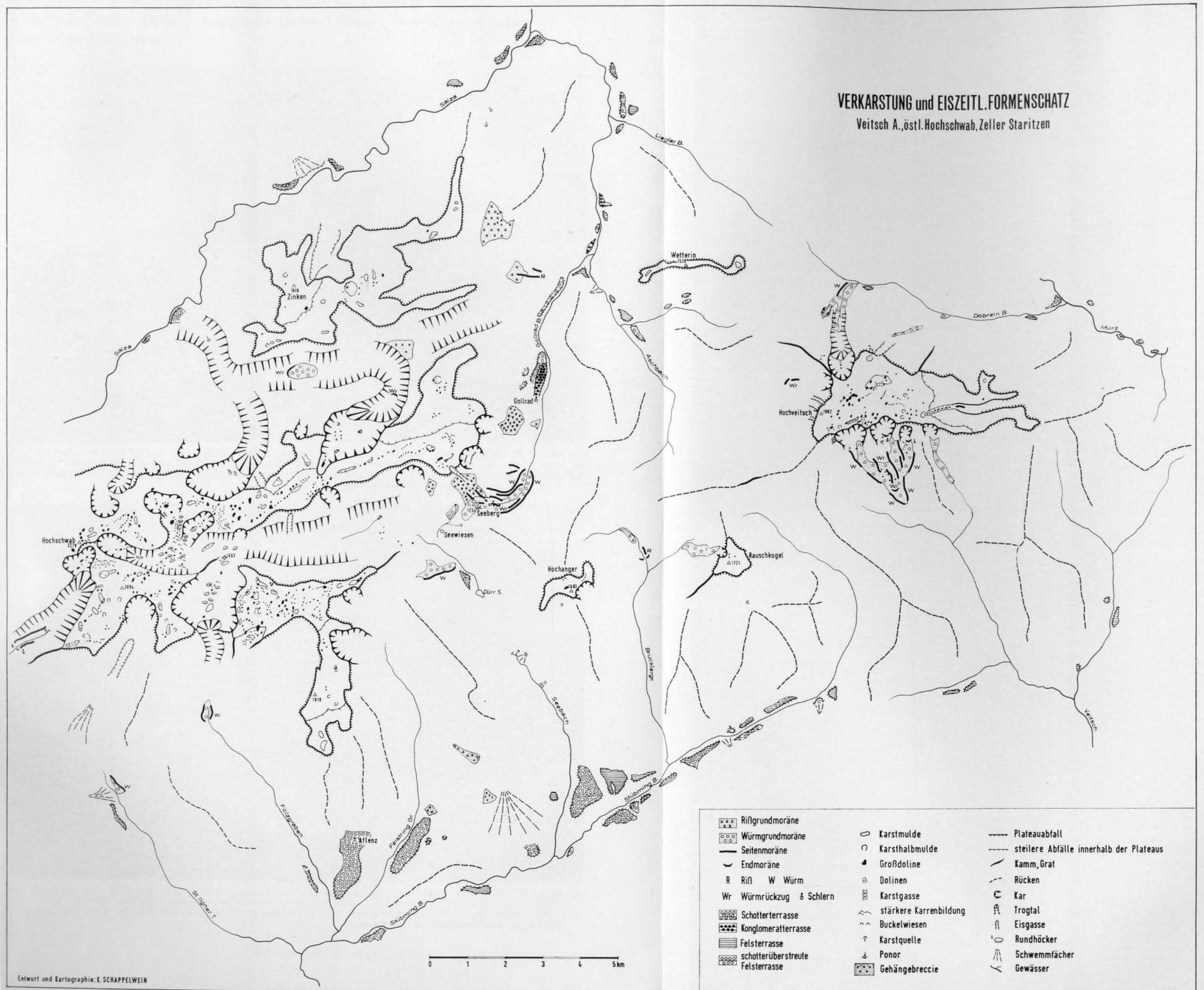
Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. — Jb. d. Geol. Reichsanstalt, 1907, S. 727—752.
- BAEDEKER, D.: Zur Morphologie der Schneebergalpen. — Geogr. Jber. aus Österr., Wien 1922, S. 5—100.
- BAUER, F.: Nacheiszeitliche Karstformen in den österr. Kalkhochalpen. — 2. Internationaler Speleologenkongress Salerno-Bari 1958, Sep.
- BAUER, F. und TRIMMEL, H.: Die Hirberggrube und ihre Breccien. — Mittlg. d. Geogr. Ges. Wien, 1955, Band 97, S. 35—37.
- BÖHM VON BÖHMERSHEIM, A.: Die alten Gletscher der Mur und Mürz. — Abhdlg. d. k. u. k. Geogr. Ges. Wien, 1900, 2. Bd., S. 1—29.
- BÜDEL, J.: Das Verhältnis von Rumpftreppen zum Schichtfluten in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. — Petermanns Mittlg. 1938, 84. Jg., S. 229—238.
— Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in den anderen Klimaten. — Tagungsber. dt. Geographentages Würzburg 1957, Wiesbaden 1958, S. 89—121.
- CORNELIUS, H. P.: Die eiszeitliche Lokalvergletscherung in den Kalkalpen des oberen Mürtales. — Zeitschr. f. Gletscherkde., 1938, Bd. 26, S. 258—276.
— Zur Schichtfolge der Tektonik der Mürtaler Kalkalpen. — Jb. d. Zweigstelle Wien d. Reichsanst. f. Bodenforsch., 1939, S. 27—177.
— Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte, Blatt Mürtzschlag, „Die Geologie des Mürtalgebietes“. Jb. d. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderbd. 4, 1952.
- EBERS, E.: Zur Kultivierung der Buckelwiesen bei Mittenwald. — Bl. f. Naturschutz, 22. Jg., München 1939.
- FINK, J.: Probleme der Mariazeller Landschaft. — Mittlg. Geogr. Ges. Wien, Bd. 92, 1950, S. 18—24.
- FROMME, G.: Kalkalpine Schutttablagerungen. — Veröff. d. Ferd. 1955, S. 5—130.
- GÖTZINGER, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. — Mittlg. Geogr. Ges. Wien, 56. Bd., 1913, S. 39—57.
— Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeit. — Beiträge zur alp. Karstforschung, H. 6, 1957, S. 33—47.
- HASERODT, K.: Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. Münchner Gg. Hefte, H. 27, München 1965, 111 S.
- HERITSCH, F.: Geologie der Steiermark. Graz 1921.
- JESSEN, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. — Zschr. Ges. f. Erdkde., 1938, S. 36—49.
- KLIPT, H.: Erlauf, Ötscher, Salza. — Sölch-Festschr. 1951, S. 59—76.
- KNAUER, J.: Die Entstehung der Buckelwiesen. — Mittlg. Geogr. Ges. München, 1943, S. 207—220.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. d. Wissenschaften Wien, Math.-Nat. Kl., 1912, Bd. 88, S. 362—368 u. 386—391.
— Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
- KREBS, N.: Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. — Petermanns Geogr. Abhdlg. VIII, 2. H., Leipzig 1903.
- KURZ, W.: Die Landformung der Kalkalpen an der oberen Mürz. — Geogr. Jber. aus Österr., Bd. 29, Wien 1961—62, S. 1—38.
- LICHTENECKER, N.: Die Rax. — Geogr. Jber. aus Österr., 1926, S. 150—170.
- LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morpholog. Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. — I. Teil: Die nordöstl. Alpen, Geogr. Jber. aus Österr., 1938, S. 1—82.
- MACHATSCHKEK, F.: Über seitliche Erosion. — Petermanns Geogr. Mittlg., 1953, S. 24—26.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone II (Mürtaler Kalkalpen). — Mittlg. Geol. Ges. Wien, Bd. 50, 1957, S. 356—359.
- MÜLLEGGGER, R.: Die hochgelegenen Flächensysteme der Hochschwabgruppe und ihre Deutung als Piedmonttreppe. — Diss. Graz, 1955.
- OESTREICH, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. — Jb. Geol. Reichsanst. Wien, 1899, S. 165—212.
- PENCK, A.: Die Buckelwiesen von Mittenwald am Karwendel. — Mittlg. Geogr. Ges. München, 1941, S. 3—8.
— Rückzug der letzten Vergletscherung. — Erdkd. 1947, S. 182—184.
- PENCK, A. u. E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. III, Leipzig 1909, S. 1135—1137.

- SÖLCH, J.: Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges. — Forsch. z. dt. Ld. u. Volkskde., 21/4, 1917, S. 303—484.
 — Die Landformung der Steiermark. Graz 1928.
- SOLAR, F.: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. — Mittlg. d. Österr. Bodenkdl. Ges. Wien, 1964, H. 8, Sep. 51 S.
- SPENGLER, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und Lassingalpen. II. Teil. — Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 75, 1925, S. 273—300.
 — Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehung zur Morphologie. — Zsch. f. Geomorph., 1926/27, S. 21—73.
 — Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 81, 1931, S. 487—530.
 — Die nördlichen Kalkalpen. — in: F. X. SCHAFFER, Geologie von Österreich, Wien 1951, S. 302—412.
- SPREITZER, H.: Zum Problem der Piedmonttreppe. — Mittlg. Geogr. Ges. Wien, Bd. 75, 1932, S. 327—364.
 — Die Großformung im oberen steir. Murgebiet. — Geogr. Studien, Sölch-Festschr. 1951, S. 132—144.
 — Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. — Erdkd. V, 1951, S. 294—305.
 — Die Entstehung der Formen des Hochgebirges, rezente und vorzeitige Höhen-gürtel der Landformung am Beispiel der Alpen und des Taurus. — Tagungsber. und wissenschaftl. Abhdlg., Dt. Geogr. Tag in Köln 1961, Wiesbaden 1962, S. 323—336.
- TOLLMANN, A. u. E.: Zur Gliederung der östlichen Kalkhochalpen. — Anzeiger d. Math.-Nat. Kl. Österr. Akad. Wiss. Nr. 6, 1962, S. 103—105.
 — Zur Frage der Faziesdecken in den nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone. — Geol. Rdschau, Bd. 53, Stuttgart 1963, S. 153—170.
- TRIMMEL, H.: Über die Ausbildung regelmäßiger Trichterdolinen im Lockermaterial, Die Höhle, Wien 1957, S. 54—55.
- WINKLER-HERMADEN, A. von: Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehung zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 1928, S. 183—225.
 — Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957.
- ZWITTKOVITS, F.: Geomorphologie der südl. Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten. — Geogr. Jb. aus Österr., Bd. 29, 1961—62, S. 40—74.

K. SCHAPPELWEIN: Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen





K. SCHAPPELWEIN: Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen



Bild 1: Blick von O gegen das Hochschwabplateau. Deutlich kann man das kuppige A-System des zentralen Berglandes (rechts im Bild) erkennen. Deutlich vorgelagert die Kontur des B-Niveaus der westl. Karalpe (Bildmittelgrund) und darin eingeschachtelt das talförmige C-Niveau („Am Mühlbach“). Aufnahme: K. Schappelwein, Aug. 1963.



Bild 2: Blick von O gegen das Veitschalpenplateau. Dem kuppigen C-Niveau (links im Bild) ist das zwar von Gräben zerschnittene, aber konstantere D-Niveau (Lahnkogel, Hasenkogel) vorgelagert. Nirgends läßt sich an dem homogenen Wettersteinkalk eine Absenkung des tieferen Systems erkennen. Aufnahme: K. Schappelwein, Juli 1963.

K. SCHAPPELWEIN: Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen



Bild 3: Moränengelände der Seebergalm (ca. 1160 m). W — Hauptwall der Würmvereisung; Wr — Rückzugstände.

Aufnahme: K. Schappelwein, Aug. 1964.



Bild 4: Ältere und jüngere Dolinengeneration auf der Mittelalpe in etwa 1960 m. Die ältere Dolinenform ist deutlich am Hangknick (links im Bild) zu erkennen. Der beinahe ebene Boden auf der linken Seite der rezenten Hohlform wird von der Breccienfüllung der älteren Doline gebildet (a).

Aufnahme: K. Schappelwein, Aug. 1963.

Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen

Mit 3 Textabb., 1 Karte auf Tafel XII, 3 Profilen auf Tafel XIII und 6 Bildern
auf Tafel XIV u. XV

Von HUBERT NAGL, Wien

Inhaltsübersicht

Einleitung	133
Geologische Grundzüge	134
Das Problem der Altflächen	135
Die Altlandschaften der Gurktaler Alpen	137
Die Fortsetzung der Flächensysteme in die Hohen Tauern	142
Die jüngere voreiszeitliche Talentwicklung	150
Die eiszeitlichen Formen	153
Die spät- und postglazialen Ablagerungen	156
Die gegenwärtige Formenentwicklung mit besonderer Berücksichtigung der periglazialen Erscheinungen	160
Zusammenfassung der Ergebnisse	164
Literaturverzeichnis	166

Einleitung

Zu Beginn möchte ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Universitätsprofessor Dr. HANS SPREITZER, bei dem ich dieses Thema als Dissertation bearbeiten durfte, für die anregenden Diskussionen, die auch im Gelände selbst stattfanden, meinen aufrichtigsten Dank sagen. Neben der dauernden Überprüfung meiner Arbeit durch Herrn Professor SPREITZER hat auch die sachliche Kritik der Herren Professoren HANS BOBEK und KONRAD WICHE die Untersuchungen gefördert, wofür ich ebenfalls an dieser Stelle danken möchte.

Die scharfe Landschaftsgrenze, als die uns das obere Liesertal und der Katschbergpaß entgegentreten, einerseits und das Vorhandensein von weiten Altlandschaftsresten in den Gurktaler Alpen und den Hohen Tauern andererseits führten schon oft zu der Frage, inwieweit Flächen und Talsysteme von Osten kommend in die Hohen Tauern hinein verfolgbar und welche Flächenreste mit welchen Niveaus der Norischen Alpen vergleichbar sind. Allerdings fehlte bisher eine Untersuchung des eigentlichen Übergangsgebietes und die vorhandenen Arbeiten beziehen nur einen Teil des Grenzraumes ein oder beschränken sich auf großräumige Vergleiche (s. Zusammenstellung am Beginn des Kapitels „Das Problem der Altflächen“). Im Folgenden soll nun versucht werden, die wichtigsten Ergebnisse in Bezug auf die Großformung, die Talentwicklung, den glazialen Formenschatz und die periglazialen Erscheinungen zu umreißen.

Um trotz der Grenzlage zwischen Hohen Tauern und Gurktaler Alpen vergleichbare Werte zu erhalten, wurden die Untersuchungen im Westen auf den Liesereinzugsbereich beschränkt (dieser liegt vollständig im Bereich der Hafnergruppe, während Malta- und Murtal randlich liegen), im Osten aber, wo eine viel gleichförmigere Entwicklung zu erwarten und infolge der

weiten Verbreitung von Flächenresten auch sichere Grundlagen zu erhalten waren, die Untersuchungen auf das Gebiet zwischen Murtal (Lungau) und Pressingberg—Königstuhl ausgedehnt.

Geologische Grundzüge

Die geologischen Grundzüge können hier nur in ganz kurzer Form angedeutet werden; es sei auf die seit mehreren Jahren laufenden Detailuntersuchungen CH. EXNERS (s. Literaturverzeichnis) hingewiesen.

In den nordwestlichen Gurktaler Alpen, die den Osten des Untersuchungsgebiets einnehmen, herrschen die mittelostalpinen Granatglimmerschiefer, im Bundschuhgebiet auch Paragneise vor, die meist auf Kilometer hin ihren Charakter nicht ändern. Amphibolite, granitische Augengneislinsen und Kalkmarmorzüge sind eingeschaltet. Im Bereich von Innerkrems—Karlnock (Königstuhl) sind kaum metamorphe und nicht in den Innenbau der altkristallinen Scholle miteinbezogene Schichten mesozoischen Alters (Permotrias bis Jura) aufgelagert. Mattehanshöhe (2086 m) und Königstuhl (2336 m) sowie Partien am Pressingberg werden von oberostalpinen Karbonateinheiten aufgebaut. An der Basis der Granatglimmerschiefer sind mächtige Mylonite und Diaphthorite entwickelt, die im Katschberggebiet an der Oberfläche austreichen.

Zwischen den auch geologisch sehr verschiedenen Gebirgstteilen bilden die Katschberg-Quarzphyllite eine phyllonitische Mischserie (B. SANDER) aus progressiv metamorphen Sedimenten und regressiv metamorphen Gneisen (Diaphthoriten); ein Schmierhorizont mit zerrissenen Spänen von Dolomit- und Kalklamellen (unterostalpinen Mesozoikum der Radstädter Tauern). Im Gegensatz zu den Gesteinen der Tauernschieferhülle herrscht in den Katschberg-Quarzphylliten und in den Diaphthoriten und Myloniten an der Basis der altkristallinen Scholle postkristalline Deformation (Quetschflächen und Harnische) vor. Darunter lagern konkordant die obere und untere Schieferhülle, die hier nur sehr schmal entwickelt ist, und die Tauerneise in verschiedener Ausbildung. Die Katschbergzone, entlang welcher infolge der negativ-isostatischen Anomalie die Hohen Tauern „emporschnellten“ (CH. EXNER), setzt sich demnach aus folgenden Serien zusammen (von oben nach unten bzw. im Gelände von Ost nach West nacheinander austreichend): Katschbergschiefer (Quarzphyllite);

Triasdolomit-Schollenzone (räumlich beschränkt): Die Lisabichlzone im Quarzphyllit und die Tschaneckschollenzone im Hangenden der oberen Schieferhülle und Liegenden des Katschbergphyllits; Stufen mit Verebnungen kennzeichnen diese im Gelände;

Pennine Tauernschieferhülle: Die obere überwiegend aus kretaz.-jurassischen Phylliten und Schiefen (Grünschiefer), die untere aus jungpaläozoischen bis triassischen Glimmerschiefern, Quarziten, Dolomiten und Kalken.

Die tektonisch tieferen Zentralgneise folgen konkordant und fallen Ost und Nordost ein (Kareck 2481 m, Reitereck 2790 m); sie sind vor allem randlich als Lagenmischgneise entwickelt (Bändergneis, Biotit-, Hornblende-, Adergneis). Dazwischen sind Amphibolite geschaltet, die infolge ihrer Härte mächtige Gipfelpyramiden aufbauen (Schober Eissig 2967 m, Hafner 3076 m).

Der komplizierte tektonische Bau des Tauernostendes wurde erst in jüngerer Zeit erkannt. Mehrere Decken des Hochalm-Ankogelkerns und der Silbereckmulde (Gneise und Schieferhülle) sind in- und übereinander gelagert; die wechselnde Widerstandsfähigkeit der Gesteine ist bei der Reliefformung mitbestimmend.

Die geologische und tektonische Grenze I. Ordnung wird auch von einem vollkommenen Wandel des Formenbildes begleitet. In den Gurktaler Alpen herrschen gipfelkrönende Ebenheiten vor, die ungestört über die Gesteinswechsel hinwegziehen. In der Hafnergruppe hat sich ein glazial umgestaltetes Karhochgebirge entwickelt, in dem Altlandschaftsreste nur mehr in kleineren Resten und stark verändert erhalten sind; jüngere Verstellungen mit Sprunghöhen bis maximal 100 m konnten festgestellt werden. Die Aufwölbung der Hohen Tauern ist durch geologische Befunde erwiesen. Das Verhalten der Flächenreste und ihre Stellung zueinander sowie die daraus entstehenden Schlußfolgerungen bilden einen ersten Schwerpunkt dieser Untersuchungen. Eine günstige Ausgangsposition ergibt sich dadurch, daß die altkristallinen Granatglimmerschiefer (Stubeck, Aineck) und die Zentralgneisgebiete (Reiter-*eck*, Kareck) einander bis auf 2 km nähern und ähnliche Formen östlich und westlich der Katschberglinie auftreten.

Das Problem der Altflächen

Hochgelegene, flachreliefierte Landschaftsteile, die aus alten, gehobenen Flachlandschaften hervorgegangen sind, finden sich in fast jeder Gebirgsgruppe in mehr oder weniger gutem Erhaltungszustand. Sie werden Altflächen oder Niveaureste genannt. Ihre weite Verbreitung, vor allem aber ihre für oft große Gebiete bestimmende Formengebung hat die Wissenschaft schon früh erkannt und zu deuten gesucht. Auch viele Forscher der Gegenwart beschäftigen sich mit diesem Problem, ohne aber zu einer einhelligen Meinung über die Genese, das Alter und die Parallelisierung der Flächenreste gekommen zu sein. O. AMPFERER, H. BOBEK, R. v. KLEBELSBERG, O. MAULL, J. SÖLCH, A. v. WINKLER-HERMADEN im allgemeinen oder anderen Räumen, in diesem Gebiet haben vor allem N. CREUTZBURG, E. SEEFELDNER, A. THURNER, A. AIGNER, CH. EXNER, J. STINY und H. SPREITZER, in Dissertationen K. HELFRICH und K. HAWRANEK diese Fragen zu lösen versucht.

Auffällig ist die verschiedene Höhenlage, in der solche Altformen entgegenzutreten. In deren Beurteilung stehen sich zwei Gruppen von Auffassungen gegenüber. Nach der einen wären die verschiedenen Höhenlagen, in denen solche Altlandschaftsreste auftreten, auf tektonische Verstellungen zurückzuführen; so hat dies namentlich A. AIGNER (1924), ähnlich wie N. LICHTENECKER in den nördlichen Kalkalpen, ausgesprochen. Eine andere Gruppe von Forschern glaubt demgegenüber, daß es sich um eine Folge von verschiedenen alten, exogen entstandenen Verebnungssystemen handelt, wobei die tieferen auch jeweils die jüngeren sind (H. PASCHINGER, A. v. WINKLER-HERMADEN, H. SPREITZER).

In dem Verhältnis der Altflächen der Gurktaler Alpen zu den Hohen Tauern macht sich eine verschiedene Auffassung zwischen J. STINY und CH. EXNER geltend. Bei STINY entspricht der „Nockfläche“ das „Firnfeld-Niveau“ der Tauern, EXNER nimmt eine so starke Heraushebung der Hohen Tauern an, daß überhaupt nichts von den älteren Systemen der Gurktaler Alpen erhalten geblieben ist.

Für die Beurteilung dieser Fragen ergibt sich in den eindeutigen, hochgelegenen Niveauresten der Gurktaler Alpen ein verhältnismäßig sicherer Ausgangspunkt. Nach unten ist diese durch horizontale Linienführung charakterisierte Landschaft der „Nockberge“ von den steilen, kerbtalartigen Einschnitten der pliozänen Erosionsphasen begrenzt, wobei die älteste der letztgenannten im Lungau noch flächenhafte Ausdehnung besaß.

Vor der Beschreibung der eigenen Beobachtungen seien noch die Ergebnisse einiger Forscher, welche im gleichen oder in angrenzenden Gebieten diese Probleme untersucht haben, in kurzer Zusammenfassung angeführt.

N. CREUTZBURG (1921) stellte im Ankogelgebiet drei altersverschiedene Systeme fest, die er als Firnfeld-Niveau, oberes Trog- oder Hochtalssystem und unteres Trogsystem bezeichnete. Die Ebenheiten des Firnfeld-Niveaus seien bereits vor der Eiszeit fluviatil angelegt worden; ebenso stelle die Trogschulter einen vorglazialen eisbearbeiteten Talboden und die Kare präglaziale, von Gletschern überformte Quelltrichter dar. Die Stufenbildung in den Tälern wäre durch interglaziale fluviatile Erosionsstufen vorgezeichnet.

A. AIGNER (1924) vergleicht eine oberste flache Altlandschaft der Gurktaler Alpen mit dem Firnfeldniveau der Hohen Tauern. Diese Flachlandschaft trete innerhalb der Gurktaler Alpen infolge tektonischer Verstellung in recht ungleicher Höhe auf. In der Beziehung zu den Hohen Tauern stellt er die Fläche selbst — wie erwähnt — dem Firnfeld-Niveau, die alten Talmulden dem Hochtalboden gegenüber. Die Reliefenergie dieser Altlandschaft nimmt von 600 m im Osten infolge stärkerer Heraushebung auf 1500 m im Westen zu.

J. STINY (1925) kommt bei seinen Untersuchungen in der Glockner-, Reißbeck- und Kreuzeckgruppe zu einer altersverschiedenen Formengliederung bei relativer Jugend der Systeme. Die höchste Oberfläche der Muralpen und Nockberge entspreche einer obersten Altlandschaft in den Tauern (in der Reißbeckgruppe liegt sie bereits 400 m höher als in den Nockbergen), wo sie zerschnitten und stärker umgeformt erscheint. Darin seien noch präglazial die Hochgebirgsfluren als sanfte Mulden eingearbeitet worden. Noch jünger wären die Versanftungen und Leisten in den Tälern.

A. THURNER (1930): Eine höchste Fläche in den Gurktaler Alpen („Nockfläche“), die gegen Westen ansteigt, entspreche dem Firnfeldniveau CREUTZBURGS. Darüber seien als Reste einer älteren Entwicklung pyramidenförmige Gipfel erhalten. Tiefer fänden sich drei weitere Flurensysteme (z. B. Karverebnungen) und fünf Terrassensysteme. Nach der Ausbildung des 1800 m-Systems hätten lokale Schollenbewegungen mit Sprunghöhen bis zu 200 m die Flächen verstellt. Alle Systeme seien nacheinander durch planparallele Hebung des Gesamtraums ausgeschaltet worden.

E. SEEFELDNER (1933) erkennt eine Dreigliederung der Niveaus in den nördlichen Kalkalpen, wobei jeweils ein tieferes auch ein jüngerer ist, welche er auf die Tauern überträgt. Die höchste Fläche (Hochkönigniveau) steigt dabei von 2300 m auf 3000 m an. 1962 gibt er in einer jüngeren Arbeit eine Fläche in 1600 m zwischen den Niederen Tauern und den Gurktaler Alpen an, die sich über den Lungau spannte und auf die auch ein altes Liesertal über die Laußnitz kommend mündete.

K. HELFRICH (Diss. 1934) kommt bei seinen Betrachtungen der Reißbeck- und Hafnereckgruppe und der westlichen Gurktaler Alpen zu folgenden Schlüssen: Das Firnfeld-Niveau CREUTZBURGS sei (wie auch N. KREBS und andere meinen) in mindestens drei verschieden alte Systeme aufzugliedern. Diese hätten nicht nur in den Zentren der Gruppen lokale Heraushebungen erfahren, sondern seien auch von den Nockbergen an gegen Westen um 500 m aufgebogen worden.

CH. EXNER (1949): Die Ausbildung der Nockfläche, zu der die Altlandschaft oberhalb der Kerbtäler zusammengefaßt wird, sei nur möglich gewesen, als westlich noch kein Hochgebirge bestand. Das Flurensystem in 2000 m

Höhe am Ostrand der Hohen Tauern aber fehle westlich der Katschberglinie. Da im inneralpinen Tertiär an der Basis pennine Gerölle fehlen, müßte die Nockfläche noch auf austriden (ostalpinen) Decken angelegt worden sein, die damals noch die Tauerngesteine überlagerten. Auf Grund geologischer Befunde kommt er zu der Annahme, daß die Basis des überlagernden Altkristallins 4000 m bis 7000 m hoch (also 1000 m bis über 3000 m über der heutigen Gipfflur) liegen müßte und die noch etwas höher anzunehmende Nockfläche schon längst der Erosion zum Opfer gefallen sei, die infolge der kuppelförmigen Aufwölbung der Hohen Tauern verstärkt wirkte.

H. P. CORNELIUS (1950) betont darauf, EXNERS Theorie sei nur dann richtig, wenn die Nockfläche so alt wie das Liegende des Tertiärs in den inneralpinen Becken sei, was aber nicht zuträfe (J. SINY, A. WINKLER-HERMADEN). Die höchsten Niveaus der Gurktaler Alpen setzten sich vielmehr am Weißeck (2700 m), in den Firnbecken der Sonnblick- und Glocknergruppe (3000 m) und schließlich auch in den Westalpen fort (Mont Blanc, fast 5000 m).

K. HAWRANEK (Diss. 1950) meint, daß miozäne und pliozäne Systeme, die den verschiedenen intensiven Hebungen der Hafnergruppe entsprechen, auf die Flächensysteme der Gurktaler Alpen auslaufen. Die Gipfflur der Hohen Tauern, die nach Osten und Norden abgebogen erscheint, entspräche der in den Gurktaler Alpen.

H. SPREITZER (1951) nimmt, von einem ungefähr gleich großen Wert des wiederholten Ausraums ausgehend, für die Hochlandschaften der Gurktaler Alpen eine von Ruheperioden unterbrochene Aufwölbung an, wobei in den Ruheperioden Abtragungsf lächen entstanden. Die tieferen, erosiv angelegten Flächen seien jeweils jünger als die höheren. Gegen unten wurde die Flächentreppe (Piedmonttreppe im Sinne W. PENCKS) von jungpliozänen zu pleistozänen Talsystemen abgelöst.

A. WINKLER-HERMADEN (Zusammenfassung 1957), der sich schon lange mit Fragen der Entstehung und des Alters der ostalpinen Flächensysteme beschäftigte, vertritt folgende Annahme: Die verschiedenen alten Flächenreste der Gurktaler Alpen seien (gegen AIGNERS planparallele Hebung und SPREITZERS Piedmonttreppe mit wachsender Phase) auf eine Gesamtaufwölbung in allen Phasen mit zunehmender Wölbungshöhe gegen das Zentrum zurückzuführen. Das Hebungsbereich sei an randlichen Flexuren (oder Brüchen) gegen den relativen Senkungsraum angebogen. Die höchste Fläche der Nockberge werde in den Hohen Tauern von Gipfeln bis 1000 m überhöht; sie stellen den Rest eines obermiozänen Reliefs dar, welches aus einem untermiozänen, abgetragenen Gebietskörper entstanden sei. Die altmiozänen Aufschüttungen, die den inneralpinen Tertiärschotter gleichzusetzen sind, stammen von einem Gebirge, welches die Gipfel und Käme der Hohen Tauern um mehrere 1000 m überragte (die Größenwerte entsprechen der Annahme EXNERS, allerdings gelten sie für die Augensteinlandschaft und nicht für die wesentlich jüngere Nockfläche).

Die Altlandschaften der Gurktaler Alpen

Zur Gewinnung einer Stellungnahme zu den verschiedenen Auffassungen ist von einer Kartierung der Altflächenreste in den Gurktaler Alpen auszugehen, da diese dort am besten ausgeprägt und erhalten sind. Namentlich gibt es in 2200 m ein gipfelkrönendes beherrschendes Niveau, das auch von allen Autoren als alte Abtragungsf läche gedeutet wurde. Diese Ebenheiten werden aber von noch höher steigenden Bergen überragt, die offensichtlich auf eine ältere

Entwicklung zurückgehen und als nachweisbar älteste Formen des Gebietes überblickt seien.

Zwischen Krems- und Leobengraben liegt der W—E gerichtete, teilweise durch steilwandige Kare gegliederte Rücken *Pressingberg* (2370 m) — *Königstuhl* (2336 m). Er ist das höchste Gebiet der nordwestlichen Gurktaler Alpen und überragt die ihn umgebenden hohen Flachlandschaften in 2000 m bis 2250 m steil um 100 m bis 300 m. Diesen scharf begrenzten Kuppen sind nördlich kleinere Verebnungen in 2200 m—2250 m und solche in 2000 m—2050 m vorgelagert, welche jenseits der Krems, die ein in die Flachlandschaft steil abgeschnittenes Tal durchfließt, landschaftsbestimmend werden. Ein weiter reichender Überblick zeigt, daß gleichartige, bis über 2400 m hoch aufragende Höhen nach Osten bis über die Turracher Höhe in das Gebiet des *Eisenhut* (2441 m) und Winterthaler Nock (2404 m) ziehen. Dieser ganze Raum stellt ein höheres Bergland dar, das allseitig von Flächen in 2200 m und dann auch von solchen in 2000 m umgeben ist. Ihm kommt im Rahmen der Gurktaler Alpen die Stellung eines „zentralen Berglands“ zu. Es liegt auch gerade in der Fortsetzung der großen Aufwölbungsachse der Hohen Tauern (Hafner—Schober Eissig—Stubeck—Pressingberg—Königstuhl—Rinsnock—Eisenhut).

Das höchste flächig entwickelte System tritt als gipfelkrönendes Niveau in 2100 m bis 2214 m auf. Es ist in den ganzen westlichen Gurktaler Alpen verbreitet, nur ist es um die Reste des älteren Berglands (*Pressingberg*—*Königstuhl*) auf Rücken beschränkt, die — wohl infolge der Nähe des Hebungszentrums — bis 2260 aufsteigen. Die auf ebenen Gipfelpartien gut erhaltenen Reste lassen auf eine 11 bis 12 km breite, dem Bergland nördlich vorgelagerte Fläche schließen, die nur minimal reliefiert gewesen sein dürfte (Höhenunterschiede bis 50 m). Die stärkere Gliederung dieser Altlandschaft ist vor allem der glazialen Überflutung, die durch Erratica bewiesen ist (A. AIGNER 1923), und den rezenten Nivationsformen zuzuschreiben. Soweit typische Reste dieses Systems zu finden sind — so am *Aineck* (2210 m), auf der *Schwarzwand* (2214 m), auf der *Gaipahöhe* (2192 m) und auf der *Mühlhauserhöhe* (2214 m) — ist ihre Physiognomie die gleiche: Eine höchste, sehr flache Kuppel überragt ein stärker abgeragenes und gegliedertes Gebiet, das bis ca. 2100 m herabreicht. Lackenerfüllte Rinnen und Rundhöcker wechseln einander ab; jüngste Abtragungsformen greifen die erhaltenen Altformen weiter an. Kein anderes Niveau zeigt eine ähnlich weithin flächenhafte und die Höhen bestimmende Entfaltung.

Die Zusammengehörigkeit der im Untersuchungsraum bis 12 km voneinander entfernten und durch tief eingeschnittene Täler und Pässe getrennten Kuppen erscheint durch ihre gleiche Ausbildung sichergestellt. Schließlich entsprechen auch die gleichen absoluten Höhen der höchsten Flächenreste in diesem nur randlich von Verbiegungen betroffenen Raum der Annahme einer einst fastebenen zusammenhängenden Fläche. Ihre Neigung betrug 0,6 bis 1%, gegen Süden (Wölbungsachse) nimmt sie bis auf 5% zu.

Eine Sonderstellung nehmen der Lenzbühel (2106 m) und der Rücken südlich der Kösslacken (2120 m) ein. Ob es sich hier um besonders stark flächig erniedrigte oder lokal-tektonisch abgesenkte Teile des 2200 m-Niveaus handelt, wie A. THURNER für viel weitere Gebiete annimmt, oder ob ein Zwischensystem, das sonst aufgezehrt ist, in das Bundschuhtal hinein ausgebildet wurde, konnte nicht sicher festgestellt werden. Das Fehlen ähnlicher Reste und der Habitus der Formen sprechen gegen die letzte und für die erste Annahme.

Die einzelnen Flächenreste des Niveaus in 2200 m

Obwohl das Aineck auf allen Seiten von Tiefenlinien begrenzt wird (Norden: Murtal 1050 m, Süden: Lieser und Laußnitzbach 1120 m, Westen: Katschberg 1641 m, Osten: Laußnitzer Höhe 1680 m), besitzt es einen ausgedehnten Niveaurest in 2120 m bis 2210 m Höhe. Infolge der randlichen Lage nahe der tief eingeschnittenen Täler wurden tiefere Systeme bis auf kleine Reste beseitigt, sodaß der ganze Rücken wenig gegliedert und massig von allen Seiten aufsteigt. Das Gipfelplateau gliedert sich in eine 11 ha große Ebenheit in 2200 m bis 2210 m, die flach konvex ist und kaum über 5 m große Reliefunterschiede aufweist. Im Nordosten liegen seichte, mit Wasser gefüllte Rinnen. Südlich der einheitlichen, das eigentliche Niveau vertretenden Fläche löst es sich in einzelne, leicht gegliederte Resthöhen auf, wobei die Tiefenzonen bis 40 m unter der eigentlichen Niveauhöhe liegen. Dieser Systemanteil weist über 36 ha Fläche auf und erstreckt sich 1,5 km nach Süden. Die Zerlegung der Gipfelfläche ist vor allem auf weitgespannte Karmulden zurückzuführen, die durch ihre Rückwandverwitterung die Hochfläche verschmälerten, sodaß die Hangabtragung stärker wirksam wurde. Eine geringe Einwalmung im Gebiet der Laußnitzer Paßlandschaft ist obendrein wahrscheinlich (wie später noch ausgeführt wird), sodaß die Fläche hier in ihrer randlichen Lage schon früh aufgelöst wurde. Das Aineck überragte bereits zur Zeit des 2000 m-Niveaus als Inselberg die Fläche.

Der größte einheitliche Rest des ältesten Flächensystems befindet sich auf dem Bergzug Schwarzwand—Gaipahöhe. Das Gesamtareal, welches hier mitzurechnen ist, beträgt mit den bereits vom Rande her aufgelösten Gebieten über 4 km². Die weitgespannte, schwach ansteigende Ebene der Schwarzwand (2214 m) bildet den höchsten und am besten erhaltenen Rest gleich wie am Aineck. Roter Riegel (2165 m) und Schereck (2181 m) sind die höchsten Kuppen in dem die Schwarzwand umgebenden Hügelland, welches bis 2120 m herabreicht. Sicher ist auch das Speiereck (2087 m) ein inselbergartiger stark erniedrigter und etwas zur Lieserfurche abgebogener Rest des Niveaus. Der verbindende Rücken scheint schon der 2000 m-Fläche anzugehören, doch ist das nicht sicher, da er von anderen Systemresten isoliert ist.

Gegen Westen und Osten hat das Niveau eine stärkere flächenhafte Erniedrigung erfahren (Kramerbühel 2020 m, Anderlseen 2070 m), doch sind diese Teile sicher aus jenem hervorgegangen. Der Eindruck, den der Beobachter empfängt, ist nicht sehr verschieden von den höheren Teilen, denn die flachen Formen überwiegen auch hier und nur größere glaziale Wannens (Anderlseen) oder rezente Periglazialbildungen unterbrechen die horizontalen Linien.

Östlich der Anderlseen steigt das Plateau wieder an und erreicht am Gmeinnock (2167 m) und auf der *Gaipahöhe* (2192 m) fast die gleichen Höhen wie im Westen. Diese Niveaureste gleichen wieder den gipfelkrönenden, flach nach allen Seiten geneigten Fastebenen der Schwarzwand und des Aineck. Die *Zechnerhöhe* (2188 m) bildet die östlichste Kuppe. Hier fällt der Rücken verhältnismäßig steil auf 2050 m bis 2080 m ab. Diese durch Erosion entstandene Grenze des Niveaus steht im Gegensatz zu dem zwar hügeligen, aber doch einheitlich wirkenden Plateau, das sich über 6 km nach Westen erstreckt. Diesen auffälligen Abfall hat THURNER *) als Bruch aufgefaßt, doch sind auch gleich

*) A. THURNER, Morphologie der Berge um Innerkrems, M. GG. G., 1930.

hohe Terrassen nördlich des Sauereggnock jenseits der Krems zu finden, die für ein erosiv angelegtes Niveau in 2000 m bis 2080 m sprechen.

Östlich des Schönfeld, welches ein 1700 m hoch gelegener alter Talboden ist und tief in die Altflächen eingreift, ragt als nördlichster Vorposten der höchsten Fläche im Untersuchungsgebiet die *Mühlhauserhöhe* (2214 m) aus einem bereits stärker abgetragenen Rücken auf. Es bietet sich wieder dasselbe Bild: Eine flache und breite Kuppe läuft nördlich und südlich in niederere und schmalere, stärker reliefierte Kämme aus. Der eigentliche Flächenrest ist 16 ha groß. Innerhalb meines Arbeitsgebietes beginnt dieses Niveau bereits gegen Süden und Südosten anzusteigen und erreicht im Gebiet des Karlnock und Kleinen Königstuhl 2254 m bis 2266 m. Dies läßt sich leicht mit der Zunahme des natürlichen Gefälles gegen das Gebirgsinnere zu und der Nähe des Hebungs-zentrums erklären.

Ähnlich liegen die Verhältnisse auch am Höhenzug Pressingberg—Königstuhl, nur daß sich infolge der stärkeren Gliederung keine so großen Reste mehr erhalten haben, die den inselbergartigen Gipfeln vorgelagert sind oder ihre Ost-West-Reihung unterbrechen. Da dieses Gebiet von A. THURNER (1930) eingehend beschrieben worden ist, kann sich hier der Text auf die Nennung der Systemreste beschränken. Die andere Schlußfolgerung gegenüber THURNER wird in den Ergebnissen klar.

Westlich der Gipfelpyramide des Pressingberg befindet sich in 2250 m bis 2270 m ein Verebnungsrest, der als Beweis einer sehr alten Anlage der Katschberglinie in morphologischer Hinsicht gelten kann. Denn wenn bereits das älteste System im Liesertal nachweisbar ist, muß eine Unterbrechung der ersten Aufwölbung oder ein getrenntes Wölbungszentrum im Westen und im Osten die Flächenbildung zwischen Stubeck und Pressingberg ermöglicht haben.

Östlich des Gipfels findet sich ein langer Rücken, der bis zum *Peitlernock* (2240 m) reicht, dessen flache Kuppe von Karren (in zentralalpinen Kalken) bedeckt ist. Stärker abgetragene Reste dieses Niveaus sind im Norden als Kuppen in 2100 m bis 2200 m erhalten. Weiter östlich aber gewinnt es wieder weitere Verbreitung (Grünleitenock, Sauereggnock, Seenock, Eisenthalhöhe). Gegen das Heiligenbachtal ist eine schwache Einwalmung angedeutet, sodaß die Flächenreste von Westen nach Osten zuerst um ca. 100 m absinken und östlich des Tals wieder um denselben Betrag aufsteigen.

Das 2000 m-Niveau

Allgemein verbreitete steilere Hangpartien trennen die beschriebenen Verebnungen von tieferen Flächenresten in ca. 2000 m. Von einem Saum randlicher Verebnungen aus greifen Flächenstücke, die sich zu breiten flachen Tälern zusammenschließen lassen, in höhere Gebiete zurück. Der andere Charakter, der bessere Erhaltungszustand und die Verzahnung mit höheren Niveauresten weisen auf eine erosive Entstehung dieser jüngeren Flächen. Besonders vom Lungau aus, an dessen Rand das Niveau weit verbreitet ist, zieht es gegen Süden ansteigend bis ins Königstuhlgebiet (Rosaninsee).

In der regionalen Verteilung sind folgende Reste von Bedeutung: Am Aineck liegt auf dem gegen den Katschberg gerichteten Rücken in 2060 m ein deutlicher Flächenrest, der sich ohne Zweifel am Tschaneck in 2020 m jenseits des Katschbergpasses fortsetzt. Es ist also schon während des 2000 m-Systems eine Lücke zwischen Pöllakamm und Aineck (2200 m-Niveau) festzustellen, ähnlich wie auch weiter südlich zwischen Stubeck und Pressingberg. Vom

Murgebiet griff das 2000 m-System auch über die Laußnitzer Höhe zum Liesertal zurück. Während sich südöstlich des Theuerlnock nur ein kleiner Niveaurest in 2020 m erhalten hat, besitzt es im Gebiet Sandberghöhe—Kramerbüchel (1900 m bis 2020 m) eine weite Verbreitung. Die Laußnitz-Einwalmung und der starke Eisüberfluß lassen das System im Sandberghöhe-Raum tiefer erscheinen, doch ist die Zusammengehörigkeit vor allem durch den gemeinsamen Abfall zum 1800 m-Niveau erwiesen. Auch das Kremstal ist eine alte Anlage und scheint das Schwarzwandgebiet schon früh vom Höhenzug im Süden getrennt zu haben.

Kremsberger Wiesen, Kremsberger Alpe und Blutige Alpe weisen rechts der Krems Rücken oder Terrassen um 2000 m auf, die Schulter (2050 m) ist der ausgedehnteste Rest südlich der Krems. Gegen das Liesertal läuft der Höhenzug in der 2020 m hohen Bodenlücken aus, die einen 1 km langen Rücken in diesem Niveau darstellt.

Überblickt man die Reste in 2000 m Höhe als Ganzes, so läßt sich eine so weite und tiefgreifende Verbreitung feststellen, daß nach seiner Ausbildung die höheren Systeme nur mehr im Königstuhlgebiet geschlossen auftraten, während Pressingberg, Schwarzwand und Aineck als mehr oder weniger hoch aufragende Inselberge der 2000 m-Fläche aufsaßen. Eine deutliche Trennung der heutigen Nockberge und Tauern war bereits durchgeführt.

Das System in 1780 m bis 1900 m Höhe

Eine weiträumige Ausdehnung besitzen flache Landschaftsteile in ± 1800 m. Sie bilden im Lungau die höchsten Gipfelplateaus und im Berginneren breite Fluren, die heute meist durch mehrere Täler gleicher Richtung zerlegt sind. Dieses Altflächensystem, das wieder jünger als die höheren ist, wird durch Mulden und sanfte Rücken gegliedert. Es ist trotz seiner größeren Jugend stärker aufgelöst als die höchste Fläche, weil es vielfach nahe an die jüngeren Talfurchen heranrückt und überdies durch die von oben kommenden Wirkungen der ab rinnenden Wässer angegriffen wird. Selbstverständlich hat auch hier die Eisüberflutung Formen neu geschaffen, aber doch die Grundlinien nicht verwischen können.

Am schönsten ist das genannte Niveau am Schwarzenberg (1779 m), einem vom übrigen Gebiet durch den Thomabach getrennten Massivteil, erhalten. Auf seiner Höhe breitet sich ein flachwelliges Hügelland mit dazwischenliegenden weiten Mulden, die meistens Hochmoore bergen, in 1697 m bis 1779 m aus. Diese gegenüber den Resten im Inneren tiefe Lage ist auf das Zurückbleiben des Lungaus während der Hebungen zurückzuführen. Am Nordrand der Nockberge treten neben kleineren Resten besonders am Pirckeck und in der Laußnitz ähnliche Formen auf. Am Pirckeck (1803 m) und südlich des Klölingbach in 1820 m sind schöne Flächenreste vertreten, während die Laußnitz ein Bild wie der Schwarzenstein bietet: Die Kuppen der Schöngelitzenhöhe (1811 m), des Ebenwald (1848 m) und die Sandberghöhe (1814 m) und die Mulden der Laußnitzhöhe (1780 m) und nördlich des Ebenwald (1780 m) bilden das Hügelland des 1800 m-Niveaus. Zahlreiche Eckfluren im Weißbachgebiet liegen in 1820 m bis 1860 m.

Das besprochene System ist das letzte, das vielfach Bergrücken als Ganzes überzieht. Alle darunter folgenden Verebnungen halten sich eng an die heutigen Täler. Nur am Rand zum Lungau sind sie noch auf Rücken erhalten, von denen aus sich das Niveau mit trichterartiger Verengung in die Täler hineinzieht (s. auch E. SEEFELDNER 1962). Im Gebiet südlich der Krems ist dieses Niveau

nur mehr in Form kleinerer Terrassen oder als alte, noch aktive Talstücke (oberes Heiligenbachtal) erhalten.

Ein Überblick über die Hochflächensysteme der nordwestlichen Gurktaler Alpen ergibt folgendes Bild:

Ein Höhengebiet, das bis 2400 m ansteigt, stellt wohl den Rest eines ältesten Systems dar. Es ist zonenhaft von jüngeren Flächen umgeben und zeigt den Charakter eines zentralen Berglands. Die tieferen Flächen sind jeweils den höheren vorgelagert und greifen talartig in diese zurück, sodaß sie auch immer jünger und in Ruheperioden der Hebung angelegt worden sein müssen. Diese Flächenreste liegen in 2200 m (2100 m—2260 m), 2000 m (1900 m—2060 m) und 1800 m (1700 m—1850 m); man könnte sie B-, C- und D-System bezeichnen, die Reste einer ältesten Entwicklung mit A [Tafel I, Tafel II/2 und 3].

Diese Mehrgliederung erklärt A. THURNER (1930) durch en-bloc-Hebung. Bei dem gegebenen Formenschatz ergibt sich bei dieser Annahme die Schwierigkeit, daß sich ein sehr verschieden großer Ausraum bildet, wie H. SPREITZER (1951) in der regionalen Morphologie gezeigt hat. Es ergeben sich zwei andere Vorstellungsmöglichkeiten:

a) Hebung mit wachsender Phase, durch Ruhepausen unterbrochen (eine Vorstellung, die auf W. PENCK zurückgeht) oder

b) Herauswölbung an einem Scharniergelenk, wie es A. WINKLER-HERMADEN für die Koralpe zu zeigen versucht hat.

Für die Beurteilung sind folgende Gedanken wichtig: Ein scharnierartiges Herausheben im Sinne WINKLER-HERMADENS ist dort gut anzuwenden, wo ein Sedimentationsraum unmittelbar an ein aufsteigendes Bergland grenzt, wobei die Hebung immer neu belebt wird. Hier aber scheint sich eine Hebung immer weiter auszubreiten, bis sie die nächste Hebungsregion berührt und der Gesamttraum gehoben wird (Niedere Tauern).

Immer aber bleibt eine Frage unberührt, daß außer solchen Vorstellungen der Tektonik im Sinne der Morphogenese auch ein entsprechendes Kräftespiel anzunehmen ist, das dadurch ausgezeichnet ist, daß die Abtragung flächenhaft wirkte. Die Bildungszeit ist durch Flächenspülung gekennzeichnet. Das mittel- bis jungmiozäne Klima (s. WINKLER-HERMADEN) war nicht nur für ein Flußregime zu wenig humid, es fehlte auch der Einzugsbereich für größere Flüsse. Die konzentrisch übereinanderliegenden Flächen weisen auf trockenes bis wechselfeuchtes Klima.

Die Fortsetzung der Flächensysteme der Gurktaler Alpen in der Hafnergruppe

Die Gurktaler Alpen werden im Westen durch den Katschberg und das Liesertal unterhalb Rennweg begrenzt; jenseits desselben schließen sich die Hohen Tauern mit ihrer östlichsten Gruppe, der Hafnergruppe, an, die im Hafner und Malteiner Sonnblick eine letzte Kulmination über 3000 m erfahren.

Die G a n t a l s c h a r t e (1911 m) im nördlichen, wasserscheidetragenden Pöllakamm und die T o r s c h a r t e (2106 m) im südlich der obersten Lieser gelegenen Faschaunkamm teilen die Hafnergruppe in einen östlichen altkristallinen und westlichen penninen Teil, die auch morphologische Verschiedenheiten aufweisen.

Die Zuordnung der in den Gurktaler Alpen so eindeutig ausgebildeten Flächensysteme und der stärker zerstörten Niveaureste ist zunächst einmal im unmittelbaren Übergangsgebiet möglich. Hier läßt sich beiderseits der orographischen Trennungslinie ein Anschluß gewinnen. Es ist das Tschaneck westlich des Katschberg und das Stubeck im großen Lieserbogen, welche diese Möglichkeiten bieten; sie seien zuerst überblickt.

Das krönende Niveau der Gurktaler Alpen, das dort noch als Fläche das Landschaftsbild beherrscht (Aineck, Schwarzwand u.s.w.) ist hier in den Hohen Tauern im Rücken aufgelöst: Ochsenstand (2220 m) und Hirneck (2217 m) zeigen noch gut erhaltene Flächenreste, während dazwischen der Rücken bis auf 2140 m herab erniedrigt wurde. Gegen den Stubeckgipfel steigt er mit einem deutlichen Knick relativ steil an.

Nördlich der Lieser fehlen im altkristallinen Gebiet westlich des Katschbergpasses nicht nur, wie zu erwarten, Reste des A-Systems (der Pöllakamm liegt nördlich der Hebungssachse), sondern auch des B-Systems, das erst wieder westlich der Gantalscharte im Kareckgebiet auftritt. Diese breite Lücke im 2200 m-Niveau (5 km) liegt in der nördlichen Fortsetzung des gegen Westen umbiegenden Liesertals und beweist zusammen mit jüngeren Niveauresten die sehr alte Anlage des Passes.

HAWRANEK nahm eine tektonische Verstellung des A-Systems solcher Art an, daß sowohl das Tschaneck (2020 m) als auch das Stubeck (2370 m) gleich dem Aineck zum A-System gehören. Es wird im Anschluß an das Kapitel ein kurzer Überblick über die wesentlichen Unterschiede gegenüber HAWRANEK gegeben werden.

Stubeck und Tschaneck

Die älteste Entwicklung, welche in den Gurktaler Alpen im Pressingberg-Königstuhlgebiet erscheint, ist westlich des Liesertals, welches einer alten Einwalmung zu folgen scheint, wie Verebnungen in 1900 und 2000 m zeigen, im Stubeckgipfel (2370 m) vertreten. Eine flache Kuppe mit einer 4 ha großen Ebenheit, die den Gipfel krönt und allseitig von Steilhängen begrenzt wird, befindet sich 150 m über dem höchsten flächig ausgebildeten Niveau. Es ist der Denudationsrest eines ehemals weitgespannten Systems, welches aber von der in 2200 m—2220 m ausgebildeten Fläche fast vollkommen aufgezehrt wurde und in der Stubeckgruppe sonst nirgends erhalten ist.

Das krönende Niveau der nördlichen Gurktaler Alpen, das dort noch als Fläche das Landschaftsbild beherrscht (Aineck, Schwarzwand, u.s.w.), ist hier in den Hohen Tauern in Rücken aufgelöst: Ochsenstand (2220 m) und Hirneck (2217 m). Gut erhaltene, fast vollkommen ebene Flächenreste sind ähnlich wie in den Nockbergen durch Zonen stärkerer Abtragung von einander getrennt, in denen die Rücken bis auf 2140 m absinken.

Die C-Flächen der Gurktaler Alpen (2000 m) erscheinen in noch stärker abgewandelter Form. Setzt man einen Verebnungsrest, der auf dem vom Aineck zum Katschberg abfallenden Rücken in 2060 m Höhe liegt, über diesen nach Westen fort, so stößt man auf eine letzte flächig ausgebildete Verbreitung des 2000 m-Niveaus am Tschaneck (2000 m—2020 m). Triassische Kalke der unterostalpinen Serie begünstigten die Erhaltung der 10 ha großen Ebenheit. Von da aus zieht das Niveau muldenartig in das höher aufragende Gebirge; war es bisher für Vollformen typisch, so bildet es jetzt die höchsten Hohlformen. Mehr und mehr den Charakter eines alten Talbodens einnehmend,

ist es in der Hafnergruppe nur mehr in Terrassen und Talenden nachweisbar. So kann man es einerseits im Liesertal östlich des Kareck in den Eckwiesen (1980—2020 m) finden, andererseits zieht es dem Wolfsbachtal folgend in 1970—2000 m bis zur Oberen Luka am Stubeck, wo sich die Terrassen zu einer karähnlichen Form erweitern [Bild 1]. Ganz ähnliche Formen treten im Bereich des zentralen Berglands (Gebiet der Hebungsachse) auf: Klöling-Alm, Hintere Alpe und Rosaninsee im Königstuhlgebiet. Auch hier handelt es sich um eine letzte Verzweigung des C-Systems.

Auf der Liesertalseite des Stubeck hat sich eine Leiste in 2000 m bis 2050 m erhalten, da sie durch Ausbildung flacher, etwas weiter zurückgreifender Kare in ihrer Form verstärkt wurde. Sie entspricht den Resten am Westrand der Nockberge (linke Liesertalseite: Kramerbühel, Thurnhöhe).

Der Beweis für das Übergreifen der 2000 m-Fläche als breites Muldental in die Hohen Tauern beziehungsweise das Auslaufen der Terrassen auf die 2000 m-Fläche (die also kein tektonisch verstellter Rest des A-Systems ist, wie HAWRANEK annimmt, sondern eine viel jüngere und erosiv in höhere Gebiete eingetieftete Form) findet sich in der Stubeckgruppe. Betrachtet man nämlich die höchsten Systeme östlich und westlich der Lieser in ihrer Beziehung untereinander, so erscheint das Auftreten folgender Formengruppen wesentlich:

Von einem GIPFEL (Stubeck 2370 m, Königstuhl 2336 m) = System A strahlen RÜCKEN (Hirneck 2217 m, Ochsenriegel, Seenock 2260 m) = System B aus, die hier noch breite Verebnungen tragen, welche ihrerseits mit dem Gipfel eine oberste HOHLFORM (Ob. Luka 2020 m—2100 m, Rosaninsee 2050 m) = System C umschließen, die auf die Flächen des 2000 m-Niveaus ausmündet.

Da diese Formengruppe sowohl in den Gurktaler Alpen als auch in der östlichsten Hafnergruppe in ganz gleicher Form und überaus ähnliche Landschaften bildend, auftritt, kann man westlich und östlich der Lieser eine gleiche Landschaftsgenese annehmen. Somit ist einmal der Anschluß der Stubeckgruppe an die Formenentwicklung der Nockberge gegeben. Gegen Westen tritt aber diese Formengruppe immer wieder (in abgewandelter Form) auf, sodaß die Einheit

zentrales Bergland über 2300 m	— System A
Flächensystem in ca. 2200 m	— System B
Flächensystem in ca. 2000 m	— System C

glazial umgestaltet und höher gehoben wie folgt erscheint:

Gipfel oder Hauptkamm 2500 m—3100 m	— A
Nebenkämme in 2250 m—2700 m	— B
oberste Hohlform (zu Karen umgestaltete alte Talende) bis 2450 m	— C

Die Wiederholung dieser Formengruppe gegen Westen in das Zentrum der Hafnergruppe ermöglicht eine Fortsetzung der Systeme der Gurktaler Alpen in die Hohen Tauern. Die Annahme mehrerer treppenförmig ansteigender Heraushebungen (wie sie HAWRANEK vertritt) scheint nicht nur nicht notwendig, sondern geradezu gezwungen und konstruiert! Freilich verliert man die Übersicht, wenn man nicht den ganzen Formenkomplex, sondern einzelne Kamm- und Hangverflachungen über Kilometer zu verfolgen trachtet.

Das tiefste System, das in den Gurktaler Alpen noch vielfach die Höhen überzieht, aber schon als Übergang zu den talgebundenen Systemen aufgefaßt werden kann (1800 m-Niveau), ist im Westen deutlich talgebunden. Alte Talbodenreste, die von der jüngeren Talvertiefung noch nicht erreicht wurden, finden sich im Wolfsbachgraben in 1850 m—1900 m, von wo aus in Resten erhaltene Terrassen ihren Ausgang nehmen. Nur am Bärenkogel — ein vom Tschaneck gegen den Lungau gerichteter Sporn — weist es die gleiche Ausprägung wie im Osten auf, wenn auch ein stärkeres Herabbiegen (1720 m—1736 m) festzustellen ist. Die stärkere, wahrscheinlich durch herabkommende Hangwässer verursachte Erniedrigung des Terrassenansatzes (Übergang vom höheren Gelände zur Verebnung) ist eine weit verbreitete Erscheinung, die besonders für die Niveaureste des 1800 m-Systems charakteristisch ist. Im Liesertal oberhalb Oberdorf fehlen sichere Reste des D-Systems. Unterhalb Rennweg gewinnt der durch Terrassen verfolgbare Muldenboden sehr an Breite. Dort, wo er die Hebungssachse Hauptkamm der Hafnergruppe—Pressingberg schneidet, hat sich im Gebiet Moosfalder—Mißeck in 1800 m—1830 m ein ausgedehnter Rest erhalten: Zwei Kuppen und eine dazwischenliegende Mulde zeigen das typische, etwas reliefierte Bild dieses Systems. Sein leichtes Ansteigen auf 1830 m und ein stärkeres Abfallen nach Süden auf 1770 m deuten das Ausklingen der Hebung an. Die Hebungsschwelle muß von der Lieser in einer alten Talanlage antezedent durchbrochen worden sein.

Die Hafnergruppe westlich von Torscharte und Gantalscharte bis zur Zentralregion

Westlich der in der Schieferhüllenzonen liegenden Katschberglinie wird die durch Flächen und Kuppen bestimmte Höhenlandschaft der Nockberge von einer hochalpinen Kar- und Schneidenlandschaft abgelöst. Das V-förmige waldreiche Liesertal findet im trogförmig gestalteten Pöllatal, einem typischen Tauerntal, seine Fortsetzung.

Da die Lieser mitten in die Zentralgneisgruppe eingreift und bis an deren Kulmination im Gebiet Hafnereck—Sonnblick reicht, war es möglich, den Verlauf der Niveaus vom Katschberg bis ins östliche Kerngebiet der Hohen Tauern zu verfolgen und so eine Parallelisierung der Systeme der Gurktaler Alpen und der Hohen Tauern zu versuchen. Weil aber westlich der Katschberglinie eigentliche Flächenreste fehlen, kann ein Vergleich mit den Nockbergen in erster Linie dann Beweiskraft gewinnen, wenn sich immer die gleichen Formengemeinschaften wiederholen, was auf eine gleichartige Genese schließen läßt. Die vorhin beschriebene Formengruppe der drei höchsten Systeme tritt in der Stubekgruppe noch in gleicher Höhe wie in den Gurktaler Alpen auf, läßt sich aber — anfangs steil und dann flacher ansteigend — bis ins Zentrum verfolgen, solange bis das höchste System durch die Denudation und (glaziale) Erosion zerstört ist und nur mehr durch scharfe, stark erniedrigte Grate, die über die B-Reste aufsteigen, angedeutet wird.

Bei der Untersuchung der Hafnergruppe erwies es sich als notwendig, den Nord- (Pölla-) und Süd- (Haupt-) Kamm gemeinsam zu betrachten, da die gemeinsame Entwicklung erst nach Ausbildung des B-Systems durch die Bildung des Pöllatals ein Ende fand.

Als erstes fällt das Aufsteigen der Gipfelflur in beiden Kämmen von Osten nach Westen auf [Tafel XIII/1]:

Südkamm: Stubeck 2370 m — Poisenegg 2626 m — Reitereck 2790 m — Schober 2967 m — Sonnblick 3000 m — Gr. Hafner 3076 m.

Nordkamm: Tschaneck 2020 m — Brandleiten 2257 — Kareck 2481 m — Storzspitze 2468 m — Oblitzen 2657 m — Kesselwand 2857 m.

HAWRANEK deutet in seiner Dissertation dieses Ansteigen durch eine doppelte stufenförmige Heraushebung im Westen eines ursprünglich zusammenhängenden Niveaus, wobei von dem in der Hebung zurückgebliebenen A₁- bzw. A₂-System das B- und B₁-Niveau zurückgriff. Die höchsten Gipfel erklärt er als dem A-Niveau aufgesetzte Kuppen, welches daher ein ziemliches Relief aufwies.

Es konnten die tatsächlichen Verhältnisse beim Stubeck und Tschaneck gezeigt werden. Überblickt man nun die immer höher aufsteigende Formen-Gruppe, die hier durch Eiszeitgletscher stärkere Umgestaltung erfahren hat,

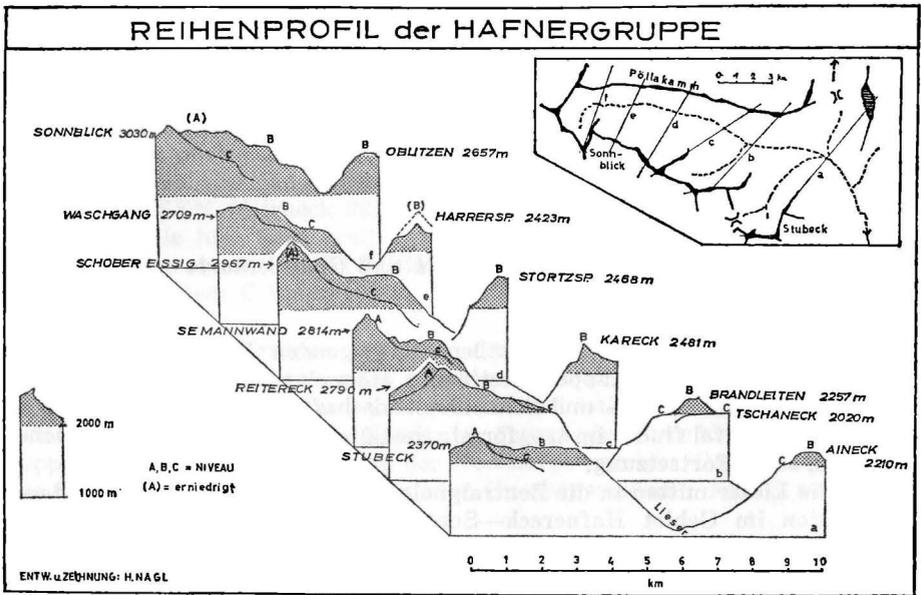


Abb. 1: Reihenprofil der Hafnergruppe. Deutlich ist das Ansteigen der Formen-Gruppe im Hauptkamm und das Ansteigen des Pöllakamms zu erkennen. Dazwischen liegt das Pöllatal.

und den Pöllakamm, so lassen sich die Nebenkämme des Südkamms überall bis auf die Höhe des Pöllakamms fortsetzen. Die Kare des Hauptkamms sind alle gegen Nordosten geöffnet und scheinen eine alte konsequente Entwässerung nach NE bis E (Lassörn) anzudeuten, wie dies schon K. HAWRANEK für das Seekar und die Altenbergscharte angenommen hat. In Zusammenhang mit regionaler Tektonik dürfte erst nach der Ausbildung des B-Systems das Pöllatal parallel zur Hebungssachse angelegt worden sein. Es sei nur angeführt, daß sich ein ganz ähnliches Bild in der Fortsetzung gegen Osten findet, wo der Hebungssachse (Pressingberg) das Kremstal vorgelagert ist und sich erst nördlich die B-Reste, allerdings in weiträumiger Erhaltung, befinden. Eine Verschiebung der Wasserscheide von Süden nach Norden, wie dies im ganzen Bereich der Hohen Tauern bis zur Glocknergruppe zu finden ist, kann man

auch hier annehmen. So wie in der Glockner- und Hochalmgruppe liegt heute die Wasserscheide auf dem niedrigeren nördlichen Kamm — in der Hafnergruppe der Pöllaklamm (Katschberg 1641 — Altenbergscharte 2570 m). [Abb. 1].

Westlich der Katschberglinie ist die Aufwölbung der Hohen Tauern fast unmittelbar zu beobachten, wenn man die denutative Abtragung der Flächenreste vernachlässigt. So steigen westlich der Torscharte die Gipfel, die anfangs noch von kleinen Flachresten gekrönt werden, von 2497 m (Sternspitze) über 2620 m (Wandspitze), 2790 m (Reitereck) und 2814 m (Semannwand) auf 2967 m (Schober Eissig) an. Die von ihnen austreichenden Nebenkämme sind durch steile Erosionsstufen vom Hauptkamm getrennt und ziehen mit relativ geringem Gefälle zum Pöllatal, wo sie jäh abbrechen. Einen ähnlichen Anstieg zeigt der Pöllakamm, der von der Brandleiten (2257 m) bis zum Kareck (2481 m) nur durch kleine Schichtstufen gegliedert (Schieferhülle) aufsteigt und so die Aufbiegung des B-Systems unmittelbar zeigt.

Die präglazial angelegten weiten Mulden der Lassörn (2160 m—2360 m) und des Melcher Eissig (2200 m—2300 m) vertreten das C-Niveau, womit die Formengruppe als Ganzes wieder erscheint, nur daß die relativen Höhenunterschiede infolge der andauernden Wölbung immer größer werden. Der Aufbiegung des Haupt- und Pöllakamms entspricht auch der relativ starke Anstieg des Karbodens der Lassörn (200 m), was aber verständlich wird, wenn man die W—E-Richtung der Hohlform ins Auge faßt, die an der Stelle und in der Richtung des stärksten Aufbiegens liegt. Durch die Glazialerosion und interglaziale Gerinne herausgearbeitete Stufen und Mulden, die sich oft an Gesteinsunterschiede halten, berechtigen meiner Ansicht nach nicht zur Konstruktion von Systemresten. Erst der 200 m tiefer gelegene, zu einem scharf vom Karboden abgesetzten Trog umgestaltete Einschnitt des D-Systems (1800 m—1900 m) vertritt eine neue Taleintiefung. Zugleich zeigt er im wesentlichen das zeitliche Ende der eigentlichen Herauswölbung der Hohen Tauern an, da — rechnet man einige Dekameter des glazialen Abtrags hinzu — der D-Talboden kaum viel höher als die Niveaureste im Osten zu liegen kommt. Vielmehr ist von nun an das natürliche Gefälle für den Anstieg der Terrassen hauptverantwortlich.

Der Übergang des Gebirges westlich und östlich der Katschberglinie ist daher durch die höhergeschaltete Wiederholung der Formengruppe bestimmt [Bild 1 und 2]:

Niveau A: Stubeck 2370 m	— Semannwand 2814 m
Niveau B: Hirneck 2217 m	— Girlitzspitze 2468 m, Kareck 2481 m
Niveau C: Ob. Luka 2020—2100 m	— Lassörn 2160 m—2360 m, Gantal 2040 m

Auch wenn das A-System zerstört ist, kann man die Formengruppe aus dem B- und C-Niveau gebildet erkennen: Kareck—Gantal, Mühlhauserhöhe—Ob. Platschalm. Es ist das gleiche Bild ohne einen die umschließenden Rücken überragenden Gipfel.

Der Pöllakamm, der meiner Meinung nach das B-System in den über 2400 m hoch gelegenen Kammverflachungen vertritt, weist einen asymmetrischen Bau auf. Das ist vor allem auf das ca. 20° NE-Fallen der Schichten zurückzuführen. So ist der flachere Hang zum Murtal an die Schichtflächen angelehnt, während der steile Abfall zum Pöllatal von den Schichtköpfen gebildet wird. Dazu kommt noch die Unterschneidung bei der Trogbildung durch

den Liesergletscher, der eine Rechtsbiegung, dem Talverlauf entsprechend, machte und so zu einer Verstellung infolge Prallhangwirkung führte. Der gegenüberliegenden Hang des Pölltals ist ähnlich dem Abfall zur Mur flacher und zeigt die Trogbildung viel weniger deutlich. Auf Grund der starken Eiszeitwirkungen (Gletschererosion, Frostverwitterung — verstärkte Denudation) ist das B-Niveau nicht durchgehend auf der Kammhöhe erhalten, sondern eine Hangverschneidung führte zu Erniedrigungen bis 2300 m. Dazu greifen noch von der Mur her Bäche zurück, deren Quellmulden in Kare umgestaltet wurden. Das Ansteigen der B-Fläche erkennt man aber deutlich, wenn man die sicheren Reste verbindet und im Zusammenhang mit den Nebenkämmen des Südkamms betrachtet: Kareck 2481 m — Oblitzen 2657 m bzw. Girlitzspitze 2546 m — Waschgang 2620 m. Möglicherweise sind in den Sätteln des Pöllakamms noch Reste der ursprünglichen, bereits zur Zeit des aktiven C-Systems oder bald danach außer Aktion gekommenen konsequenten NE-Entwässerung erhalten.

Nachdem nun eine Verbindung der Gurktaler Alpen und der Hohen Tauern im Bereich des Katschbergpasses versucht worden ist, sei in ganz kurzer Form auf die Wiederholung der beschriebenen Formengruppe gegen das Zentrum der Hafnergruppe hingewiesen. Die massige Pyramide des Schober Eissig (2967 m) bildet einen großartigen Vertreter des zentralen Berglands. Die harten Amphibolite begünstigen seine Erhaltung, während im Westen und Osten Kare soweit zurückgreifen, daß der Hauptkamm auf 2700 m—2800 m absinkt. Die Nebenkämme liegen in 2500 m—2600 m und schließen die Melcher und Moar Eissig (Kare) ein. Im Gebiet des Waschgang (2620 m—2709 m) lappt die Silbereckmulde mit ihren Schieferhüllengesteinen zum Hauptkamm herüber, sodaß sich das B-System bis zum Hauptkamm ausbreiten konnte. Die Nebenkämme umgeben mit dem erniedrigten Hauptkamm den Ebenlanisch See, einen glazial übertieften und umgeformten Rest des C-Niveaus. Westlich bleibt der Hauptkamm vom Kl. Sonnblick an (2990 m) in 2900 m bis über 3000 m (Mittl. und Gr. Sonnblick, Lanischeck, Kl. und Gr. Hafner) und überragt steil eine nur unterhalb des Karschneideck unterbrochene Karterrasse in 2500 m—2800 m, die das im Zentrum noch etwas flächig erhaltene B-System vertritt. Vom Hafner streicht ein Kamm über die Kesselwand (2857 m) nach NE zum Silbereck (2804 m), das einen letzten Ausläufer des zentralen Berglands darstellt. Nach einem steilen Abfall zur Altenbergscharte (2570 m) schließt der Pöllakamm gegen E an.

Terrassen in 2350 m—2500 m vertreten das C-System, das hier nur mehr in Resten erkennbar ist und von dem im See- und Lieserkar weitverbreiteten und (wohl infolge der Kalke) gut erhaltenen D-Niveau (2100 m—2340 m) aufgezehrt wurde. Wegen der starken glazialen Überformung, die eine weitere Differenzierung der durch Gesteinhärteunterschiede ohnehin schon leicht gestuften Karböden bewirkte, halte ich es für unsicher, im Lieser- und Seekar mehrere Talgenerationen zu unterscheiden. Es ist ähnlich fragwürdig, solche im Trog des Pölltals festzustellen.

Zusammenfassung der Großformung in der Hafnergruppe

Eine junge Aufwölbung der Hohen Tauern ist durch ein allgemeines Ansteigen der Systeme von Osten nach Westen gekennzeichnet. Sie muß — wenn sie vielleicht auch noch in geringem Maße andauert — bis ins Mittelpliozän gedauert haben, da alle Systeme und Terrassen bis auf die jungpliozänen, die nicht zu verfolgen sind, davon betroffen wurden. Eine Paralleli-

sierung der Niveaureste, die in sehr verschiedene Höhen gebracht wurden, mit den Flächenresten der Gurktaler Alpen ist dadurch möglich, daß man die Formengruppe Gipfel—Nebenkamm—oberste Hohlform (Kar) von der noch altkristallinen Stubeckgruppe bis ins Zentrum des Hafnergebiets verfolgen kann. Andererseits war es auch möglich, das A-, B-, C- und D-Niveau der Stubeckgruppe mit den in gleicher Vergesellschaftung, Ausbildung und Höhe auftretenden Flächenresten der Nockberge zu verbinden. Die Aufwölbung der Tauern, in deren Ruhepausen die Systeme ausgebildet wurden (konform mit denen in den Gurktaler Alpen, nur mit größeren relativen Abständen voneinander), hat die älteren Verebnungen immer wieder erfaßt, was daraus hervorgeht, daß die Höherschtung bei jedem jüngeren Niveau geringer erscheint bzw. die älteren um den jeweils folgenden Hebungsbetrag mehr gehoben wurden.

	Anstieg: Stubeck-Schober	H ö h e r s c h a l t u n g			
		Gesamte, I. (älteste)	II.	III. IV. (jüngste)	
A	2370 m—2967 m	600 m = 200 m	+ 100 m	+ 200 m	+ 100 m
B	2220 m—2600 m	400 m = —	+ 100 m	+ 200 m	+ 100 m
C	2020 m—2300 m	300 m = —	—	200 m	+ 100 m
D	1850 m—1950 m	100 m = —	—	—	100 m

Die Systeme B, C und D wurden jeweils erst vor der Höherschtung, die sie außer Aktion setzte, gebildet, also in einer Ruhepause der Aufwölbung. Der Vergleich mit dem Hafner gibt im gesamten höhere Werte, doch werden sie infolge der Gratverschneidung zu unsicher. Ein gewisser Betrag ist für das natürliche Gefälle abzuziehen, ein anderer für die glaziale Tieferlegung und den denudativen Abtrag seit der Bildungszeit, die jedoch das Bild nicht verfälschen.

Ein großräumiger Vergleich mit der Hafnergruppe gibt ein sehr ähnliches Bild: Den Resten einer ältesten Entwicklung — A zentrales Bergland, Höhegebiet entlang der Wölbungsachse) ist ein höchstes Flächensystem vorgelagert — B, das sich gegen N und NE abdacht und infolge der Herauswölbung der Hohen Tauern gegen Westen von 2200 m auf 2700 m ansteigt. Dieses System ist nicht nur unmittelbar der Höhenzone vorgelagert (so am Pressingberg, nördlich des Königstuhl, die Girlitzspitzen), sondern vor allem jenseits von Tälern, die teilweise Störungslinien folgen (Kremstal, Pöllatal), in weiten Flächen (Schwarzwand, Aineck) oder als teilweise noch Flächen tragender Kamm (Pöllakamm) erhalten. Das nächst tiefere System — C greift in den Nockbergen von einer vorgelagerten Fläche talartig zurück und ist in den Tauern als immer höhere Folge von glazial umgestalteten letzten Talverzweigungen, die heute als Kare bis 2400 m ansteigen, vertreten. Das System D bildet den Übergang zu den talgebundenen Niveaus, zu welchen es im Westen eindeutig bereits gehört. [Tafel XII, XIII und Abb. 1].

Die wesentlichsten Unterschiede gegenüber HAWRANEK bei der Stellung der Systeme zueinander und ihrer regionalen Verbreitung sind folgende: HAWRANEK nimmt eine an Brüchen und Flexuren immer stärkere Heraushebung an, je weiter man nach Westen kommt. Er bezeichnet dieses Hochflurenniveau mit A (Hafner WSW-Grat, Oblitzen, Ebeneck, Faschaunek), A₁ (Kareck NE-Grat, Aineck) und A₂ (Tschaneck). Seiner Meinung nach gehören also der Hauptkamm, der Pöllakamm und die Flächen der Gurktaler Alpen in 2000 m—2200 m einer Landschaft an; von den in der Hebung

zurückgebliebenen A-Flächen griff das B- (von A_1) und B_1 - (von A_2) System zurück. Die obersten Karverflachungen hängen also mit dem östlich von ihnen gelegenen Kammteilen jeweils zusammen. Seiner Ansicht nach gehören Kammverflachungen am Hafner in 2800 m, auf der Oblitzen in 2650 m, am Ebeneck in 2650 m, am Kareck in 2370 m (A_1) und Eckwiesen (2050 m—2110 m) (A_2), das Tschaneck (2020 m) und das Aineck (2210 m), schließlich die Rücken in 2140 m—2370 m am Stubeck in ein und dasselbe System. Es ist aber gerade in den altkristallinen Gebieten unmöglich, so kräftige lokale Verbiegungen und Brüche anzunehmen. HAWRANEK nimmt auch für die Gurktaler Alpen ähnlich wie Aigner tektonische Verstellungen an. Als Folge dieser Deutung fehlt bei ihm das B-System in der Katschbergregion, da die tiefen Flächen dem in der Hebung zurückgebliebenen A-Niveau entsprechen, von denen aus das B-Niveau zurückgriff. Er muß daher die morphologisch sehr verschiedenen Landschaftsteile aus einer kleinräumig durch Brüche (die nicht nachgewiesen werden können) zerstückelten A-Fläche ableiten, in die von den jeweils in der Hebung zurückgebliebenen Teilen flache Talsysteme zurückgreifen, die nur mehr in ganz kleinen — theoretisch postulierten — Resten erhalten sind (z. B.: „namentlich die knapp unterhalb der Wasserscheide beginnenden Teile der oberen Karverflachung der Lassörn sind ihrer Höhe nach B zuzuordnen“). In Wirklichkeit ist diese kleine Stufe in der Karverflachung durch selektive Eiserosion an einer Gesteinsgrenze (Zentralgneis-Lagemischgneise) zu erklären. Überblickt man die Hafnergruppe, so ist die Einheit der Formengruppe — Gipfel, Rücken, Kare —, die sich der Tauernaufwölbung entsprechend als ganzes gegen Westen hebt, einfacher und gut nachweisbar. Außerdem würden die lokalen Heraushebungen schon sehr alt (nach HAWRANEK U.- bis M.-Miozän) sein, wogegen die Tauernaufwölbung von EXNER u. a. als sehr jung erkannt wurde. Letztlich ist auch die vollkommen ebene Erhaltung der unbedeckten Flächen seit dem U.-Miozän nicht zu erwarten.

Die jüngere voreiszeitliche Talentwicklung

Unterhalb der flächenhaften Altlandschaft der Gurktaler Alpen und den unteren Kar- und oberen Trogböden finden sich, durch steile Hangpartien von den höheren Systemen getrennt, verschieden alte Talbodenreste als Terrassen, die in den Ruhepausen der folgenden anscheinend planparallelen Hebung ausgebildet worden sind; in den Oberläufen vieler Bäche und Flüsse sind diese alten Talböden teilweise noch aktiv und wurden nur während des Pleistozäns mehr oder weniger überformt.

Infolge der allgemeineren Hebung und des anzunehmenden Klimawechsels (Zunahme der Humidität), konnten sich keine Flächen mehr bilden, sondern es entstanden breite, muldenförmige Täler, die weit ins Gebirge zurückgriffen. Nur das älteste dieser Talsysteme ist im Lungau noch flächenhaft verbreitet, wo es die aus dem Sedimentationsraum aufragenden Bergrücken überzieht und sich von breiten Buchten aus trichterförmig verengend ins Gebirge fortsetzt. Nach Ausschaltung dieses Niveaus erhielten die Pässe, die bis zu jener Zeit anscheinend noch als aktive Talstücke fungierten, ihren Charakter als Wasserscheide, denn die tieferen Terrassen folgen deutlich den heutigen Entwässerungslinien, abgesehen von den jüngeren Anzapfungen am Schönfeld, in der Laußnitz und im Heiligbachtal. Die Täler griffen zwar auch im Pöllatal weit ins Gebirge zurück, doch blieb ihre Wirksamkeit auf das Haupttal beschränkt; die Reste ihrer Talböden wurden während der Eiszeit fast vollkommen vernichtet.

Die Längsprofile dieser pliozänen Talböden zeigen alle weit hinauf ausgeglichenes Gefälle und dadurch eine gewisse Reifung, die auch bei der Breite dieser Täler zu erwarten ist, welche längere Ruhepausen und fluviatile Seitenerosion voraussetzt. Mit Eintritt der Eiszeit beginnen starke Unterschiede in der Tiefenerosion von Haupt- und Nebentälern wirksam zu werden, eine Stufenbildung durch das Eis — besonders an Talmündungen setzt ein. Auch starke Schmelzwasserwirkungen und verschieden starke interglaziale Tiefenerosion (A. LEIDLMAIR 1956) können Stufen schaffen. Aus diesen Gründen kann jener Talboden, der als letzter (tiefster) noch keine solchen Störungen aufweist, als präglazial (im engeren Sinn) bezeichnet werden. Erst nachher ist er durch Eis- und Flußwirkungen zerschnitten worden. Bei dem Mangel an tertiären Ablagerungen im Untersuchungsgebiet scheidet die Möglichkeit einer Datierung auf Grund stratigraphischer Bestimmung aus. Es bleibt also nur eine morphologische Schlußfolgerung möglich. Auf eine solche hat unter anderen A. LEIDLMAIR 1956 hingewiesen: Er nimmt an, daß die Übertiefung des Haupttals gegenüber den einmündenden Nebentälern, die ja an sich festzustellen ist, nicht auf Eiserosion zurückgeht, sondern auf vermehrte fluviatile Tiefenerosion. Diese sei gegeben, da das Haupttal später vergletschert und früher als die kleinen Nebentäler eisfrei geworden sei, was oft Moränen beweisen. Allerdings ist, wie der Trog des Pöllaltals zeigt, der Eistätigkeit mehr Erosionskraft zuzuschreiben, als LEIDLMAIR angibt. Jedenfalls stellt der präglaziale Talboden mit seinen ausgeprägten Terrassenfluren, die im scharfen Gegensatz zu dem quartären Kerbtal der Lieser stehen, eine Leitlinie bei der Untersuchung der voreiszeitlichen Landschaftsentwicklung dar.

In diesem Aufsatz muß in sehr gekürzter Fassung auf die wesentlichsten Talbodenreste hingewiesen werden. Ich beschränke mich daher im Text und auf den Karten auf drei Systeme, die aber im ganzen Untersuchungsgebiet durchgehend zu verfolgen sind und gewissermaßen als Haupttypen der pliozänen Terrassen im Liesergebiet gelten können:

Das Talsystem in 1600 m—1750 m (im Pöllatal bis 1900 m), in dem die großen Paßfurchen liegen, daher als *Paßniveau* bezeichnet, das System in 1500 m—1600 m (bzw. bis 1700 m), welches vor allem im Liesertal mit durchgehenden Terrassen zu verfolgen ist und dort das *Leitniveau* darstellt, und schließlich

der *präglaziale* Talboden in 1200 m—1550 m, der ab Oberdorf die Physiognomie des Liesertals auf weiten Strecken bestimmt. Von jedem dieser talgebundenen Niveaus seien die gut ausgeprägten Formen vorgestellt.

Der Katschbergpaß (1641 m): Dieser Paß stellt eine morphologische und tektonische Grenze I. Ordnung dar und spielt in der Beurteilung der ostalpinen Flächensysteme eine wesentliche Rolle. Dennoch wurde er selbst wenig in die Forschung miteinbezogen und nur im Zusammenhang mit der Katschberglinie genannt. J. SÖLCH (1908) reiht ihn bei den Transfluenzpassen ein, betont jedoch seine ältere Anlage im Seitengehänge von Mur und Lieser. Die Möglichkeit einer Entwässerung über den Paß wurde in der Literatur hin und wieder erwähnt (J. SÖLCH). Diese ist am wahrscheinlichsten in N—S-Richtung vom Aufwölbungsgebiet der Niederen Tauern herab zu erwarten; dafür sprechen auch im Zedernhaustal Terrassen in ca. 1750 m. Die mehrmalige Eisüberflutung (mit Mächtigkeiten von 500 m—600 m) hat den im weichen Quarzphyllit (Katschbergschiefer) gelegenen Paß leicht bearbeiten können, sodaß er sich heute als eine bis zu 700 m breite und 500 m lange, durch Rundbuckel und moorerfüllte glaziale Wannengliederte Landschaft in 1640 m—1680 m

darbietet. Durch die Glazialarbeit wurden auch die Terrassen, die am Aineck und Tschaneck zu beiden Seiten des Passes angedeutet sind, vernichtet. Vom Paß aus gehen beiderseits des Katschgrabens nach Süden Terrassen aus, die jedoch keine Schotter tragen, die eine Flußrichtung über den Paß erkennen lassen: vielmehr ist das ganze Gebiet mit Moränen bedeckt. Gegen das Rennweger Becken senken sich die Terrassen auf 1620 m (Saraberg) und 1600 m (östl. Lerchbühel). Doch läßt sich daraus nicht sicher ein Talgefälle ableiten, weil mit lokalen Senkungen im Rennweger Bereich zu rechnen ist. Unterhalb dieser Terrassen greifen aber die Bäche in engen Kerbtälern zurück und stehen damit im grassen Gegensatz zu den weiten Fluren in 1600 m—1700 m.

Die Laußnitzer Höhe: In SW—NE-Richtung zieht eine Muldenzone quer durch die nordwestlichen Gurktaler Alpen und trennt damit das Aineck vom südöstl. gelegenen Schwarzwandgebiet ab. Den höchsten Punkt dieser Tiefenlinie bildet das 1800 m-Niveau, welches in mehrere Kuppen aufgelöst erscheint (Schöngelitzenhöhe 1811 m, Ebenwald 1780 m—1848 m). Darin eingesenkt liegt die Laußnitz, ein alter, von mächtigen Moränenablagerungen verschütteter Talboden des Systems I in 1620 m—1670 m. Die ganze Zone der Laußnitzer Mulde liegt parallel zur Katschberglinie, wodurch eine tektonische Vorzeichnung wahrscheinlich wird. Die rezente Entwässerung der Laußnitz zur Lieser ist jünger, was nicht nur den kerbtalförmigen Einschnitt des Laußnitzbachs zur Lieser, sondern auch durch die alten nach NNE gerichteten und nach SW bzw. NE angezapften Bäche bewiesen wird. Gegen den Lungau liegt der flache Rücken des Grainwald (1620 m—1670 m), der durch den Laußnitz- und Bundschuhbach gleichsam aus dem Nordsaum der Gurktaler Alpen herausgeschnitten wird. Alle diese Terrassen (auch östl. des Aineck) scheinen eine Fortsetzung in 1600 m am Schwarzenberg zu finden.

Schönfeld und Bundschuhtal: Unterhalb der Terrassen des D-Niveaus in 1850 m—1900 m liegt ein sehr gereifter, breiter Talboden in 1700 m—1780 m, das sogen. Schönfeld. Es ist wohl als oberster Talboden des Bundschuhbaches, der hier Feldbach heißt, anzunehmen, wenn auch heute der Kremsbach durch eine Flankenanzapfung, die schon A. AIGNER und A. THURNER beschrieben haben, das oberste Einzugsgebiet an sich gerissen hat. Ein von der Schilcher Alpe kommender Bach teilt sich auf einem ins Schönfeld geschütteten Schwemmkegel, sodaß er einerseits als Ursprung des Feldbachs gilt, aber auch ein kleines Talstück mit gegensinnigem Gefälle (nach N) zur Krems entwässert. Die Bifurkation wird zur Bewässerung der Weide auf dem Schwemmkegel ausgenützt, vielleicht wurde sie überhaupt erst dadurch eingeleitet. Der Gegensatz zwischen den mäandrierenden Flüssen im Schönfeld und dem im rechten Winkel dazustehenden Kerbtal der Krems ist augenfällig [Bild 3].

Die Terrassen im Liesertal: Im Liesertal ist das Paßniveau nicht so weit verbreitet, wie es vielleicht zu erwarten ist (Kremsberg 1630 m), dagegen ist das Leitniveau in 1450 m—1560 m durch mächtige Sporne (Burgstallberg) und langgezogene Terrassen vertreten. Nördlich Rennweg flankiert es zu beiden Seiten die Ausmündung des Katschberggrabens in deutlichen Terrassen (Saraberg) und Spornen (Lerchbühel). Flußauf finden sich Terrassenreste am rechten Pöllatalhang; in 1700 m schließen sich die Talbodenreste oberhalb des Lieserfalls zu einem aktiven Talstück, das zu einem Trogtal umgeformt wurde und bis 1800 m ansteigt, wo heute sein Kerbenseitel liegt.

Als tiefste durchgehende Terrassenflur ist die als „präglazialer“ Talboden bezeichnete in 1200 m—1550 m zu finden. Besonders im Liesertal unter-

halb Oberdorf besitzt sie eine typische Ausprägung: Von breiten Terrassen aus, die eine Reifung des Längsprofils voraussetzen, ziehen stufenlos mehr oder weniger weit Terrassen in die Nebentäler (Katschgraben, Laußnitztal, Kremstal, Leobengraben). In den engeren Talabschnitten, in denen sich wohl infolge des Staus des Lieser-Mur-Gletschers durch den Maltagletscher kein deutlicher Trog bilden und in den meist vorherrschenden Glimmerschiefern auch nicht gut erhalten konnte, wirkt der quartäre Taleinschnitt nur als 200 m—300 m tiefe Kerbe in der flachen Mulde des letzten voreiszeitlichen Talbodens. Hier münden die größeren Bäche auch ohne Gefällssteile in das rezente Haupttal — sie konnten also mit der Tiefenerosion der Lieser Schritt halten. Es scheint daher die quartäre Talvertiefung im Liesertal und den Nebentälern aus den Nockbergen vornehmlich durch fluviatile Tiefenerosion erfolgt zu sein, da in den normal zur Eisflußrichtung gelegenen Nebentälern kaum eine Eisbewegung von formender Stärke anzunehmen ist und die glaziale Tiefenerosion nicht ins Gewicht fällt.

Das Gefälle der präglazialen Terrassenflur zwischen Rennweg und Gmünd beträgt 1,4%, das des rezenten Liesertals 2,5%. Dieser hohe Wert ist vor allem auf die Stufe von Rauhenkatsch und eine Gefällsverteilung oberhalb Leoben zurückzuführen.

Im Pöllatal konnte sich hingegen die Eistätigkeit durch den vom Hafner-Sonnblick-Gebiet herabkommenden und von südlichen Zuflüssen gut gespeisten Liesergletscher voll entfalten. Die widerstandsfähigen Gneise ermöglichten eine gute Erhaltung der eiszeitlichen Umformung. Im Trog des Pöllatals sind kaum mit Sicherheit „präglaziale“ Terrassen zu erkennen, da am linken Talhang eine Unterschneidung stattgefunden hat, die zahlreiche Talbodenreste bis hoch hinauf vernichtete (bis 1700 m—1900 m). Aus den wenigen Hangverflachungen des rechten Talhangs und den seltenen, mit kleinen Ebenheiten gekrönten Spornen der Trogwand Talgenerationen zu erschließen, ist zu spekulativ. Dazu kommen noch zahlreiche Bergstürze, die oft Terrassen vortäuschen. Unter Bergsturzmaterial scheint auch das Ende des letzten pliozänen Talbodens in ca. 1550 m begraben zu sein (westlich der Pölla-Alm). [Tafel V/4].

Da es aus eigenen Beobachtungen nicht möglich war, eine genauere Altersbestimmung der Systeme durchzuführen, sei auf die Datierungsversuche von H. SPREITZER (1951), K. HAWRANEK (1951) und A. WINKLER-HERMADEN (1957) verwiesen. Die Angaben für das höchste Niveau der Nockberge schwankt dabei von Unter-Miozän bis Unter-Pliozän. Wegen der guten Erhaltung des krönenden B-Systems glaube ich als Grenze ein obermiozänes Alter vertreten zu dürfen.

Die eiszeitlichen Formen

Auch für die eiszeitliche Überprägung dieses Raumes ist die Katschberglinie von überragender Bedeutung. Während nämlich im Westen in der Hafnergruppe die wiederholte Vereisung zur Ausbildung von landschaftlich entscheidenden Formen führte, die in der Würm-Eiszeit eine letzte Verschärfung erfuhren, sodaß die Hafnergruppe den Typ eines eiszeitlich geprägten Hochgebirges darstellt, wurden die Nockberge vom über die Pässe mächtig nach Süden überfließenden Murgletschereis geradezu überwältigt. Hier im Osten haben daher die spätglazialen Eisvorstöße, die zu einer geringen Eisvergleterung der höchsten Gebiete führten, meist nur Kleinformen hinterlassen, die im scharfen Gegensatz zu den alten weitgespannten Ebenheiten stehen.

Aus Platzmangel muß hier auf die Ergebnisse der Dissertation verwiesen werden; das wichtigste sei kurz zusammengefaßt.

Die Kare des Hafnergruppenhauptkamms zeigen alle die typischen Formen der Schwarz-Weiß-Verwitterung, Schriffkehlen, die karas führen und im Inneren eine Stufung, die teilweise auf umgeformte alte Talenden, teilweise auf zu einer Kartreppe umgeformte interglaziale Quelltrichter, die in das in der vorhergehenden Eiszeit geschaffene Kar eingeschnitten wurden, zurückgeht, wie dies LEHMANN (und BURGER) beschrieben hat.

Aus den dürtigen Terrassenresten im Pöllatal auf drei ineinandergeschachtelte Tröge und damit auf drei alpine Eiszeiten zu schließen, wie es K. HAWRANEK versucht hat, halte ich nicht für möglich. Vielmehr hat das Vorrücken und Zurückweichen der hoch- und späteiszeitlichen Gletscher zu Leisten und Schriffkehlen geführt, die aber nicht in einzelne selbständige Tröge zerlegbar sind [Tafel V/4]. Hingegen hat HAWRANEK — wie schon H. BOBEK 1933 in den Zillertaler Alpen — richtig erkannt, daß auch hier der Trogrand nicht durch ein präglaziales System gekennzeichnet ist, sondern daß er mehrere Talniveaus schneidet. Hoch über dem Trogrand kann man in 2200 bis 2600 m die Schriffgrenze deutlich erkennen. Unterhalb die durch Gletscherarbeit gekennzeichneten Geländeteile (Gletscherschliff, Rundbuckel), oberhalb die nunatakerartig aus dem Eisstromnetz ragenden Gipfel mit scharfen Verwitterungsformen, die allerdings teilweise wieder einer allmählichen Glatthangbildung zum Opfer fallen. Präwürmeiszeitliche (Kareck — nach CH. EXNER) und postglaziale (Lange Wand) Bergstürze gliedern die Kämmе des Hafnergebiets weiter.

In den Gurktaler Alpen lassen nur die Höhenzüge über 2300 m (Presingberg, Königstuhl) eine glaziale Überprägung erkennen, während die Hochflächen im Norden bis über 2200 m, im Süden bis 2000 m unter dem Ferneis begraben waren. Rundbuckel und Erratika (A. AIGNER) beweisen diese Eisstromhöhe. Diese durch glaziale Rinnen (+ Seen) und Rundbuckel gegliederten Altflächen werden von spätglazialen (wahrscheinlich schlernzeitlichen) Karen mit scharfen Rändern angeschnitten (Laußnitzsee, Atzenberger Kar, Ottkar u. a.). Sie stellen im Gebiet der Schwarzwand—Gaipahöhe die einzigen glazialen Abtragungsformen dar, während es in den höher aufragenden Berggruppen auch zu eiszeitlichen Wandbildungen kam.

Eine weit größere Ausdehnung besitzen im Osten die glazialen Ablagerungen, die als Moränenbedeckung Hänge und Talböden überzieht. So lassen sich im Rennweger Becken mächtige Grundmoränenlagen erkennen, denen bei St. Georgen eine Präschlern-Moräne (Seitenmoräne?) mit Umfließungsrinne aufgelagert ist [Bild 5]. Der Auslaufrücken zwischen Lieser- (hier Katschtal genannt) und Laußnitztal trägt deutliche Reste von grobblockigen Mittelmoränen, an die sich lieseraufwärts Seitenmoränen anschließen. Weite Gebiete werden auch von geschichteten Eisrandbildungen eingenommen, die den Beckenrand in verschiedener Höhe als Kamesterrasse begleiten.

Geradezu einer Moränenlandschaft hat sich in der Laußnitz entwickelt. Knapp nach Überfließen des Scheitels scheint hier ein Zungenende des zurückweichenden Murgletschers zerfallen zu sein. Von 1600 m aufwärts bis auf die Schöngelitzenhöhe (1811 m) reicht ein Grundmoränenmantel, der zu ausgedehnten Moor- und Sumpfgebieten die Grundlage bot, die teilweise als feuchte Weide, größtenteils aber mit Wald bestanden sind. Am linken und rechten Rand der oberen Laußnitz-Mulde liegen Seitenmoränen, von denen bogenförmig Endmoränenwälle, in einzelne Kuppen zerlegt, ausgehen. Schließlich

zieht noch von der Schöngelitzenhöhe eine 0,5 km lange und 20—30 m hohe Mittelmoräne herab. Der Strunkpaß zwischen Laußnitz- und Blareitbachsystem (Heißalm) weist kleine oserartige Gebilde und Toteislöcher auf.

In Zusammenhang mit späteiszeitlichen Ablagerungen steht die Epigenese von Rauhenkatsch. Feine ungeschichtete glaziäre Sande, die das Tal bis 1200 m erfüllten (vielleicht in Zusammenhang mit einem Toteisstausee) — heutige Talbodenhöhe 1020 m—1050 m — und teilweise noch die Hänge überziehen, verursachten einen flachen Talboden bis Rennweg. Bei dem starken Gefälle unterhalb Rauhenkatsch nagte der Fluß rasch tiefer, wobei er nicht mehr in das alte Tal zurückfand und eine Schlucht in den anstehenden Talhang schnei-

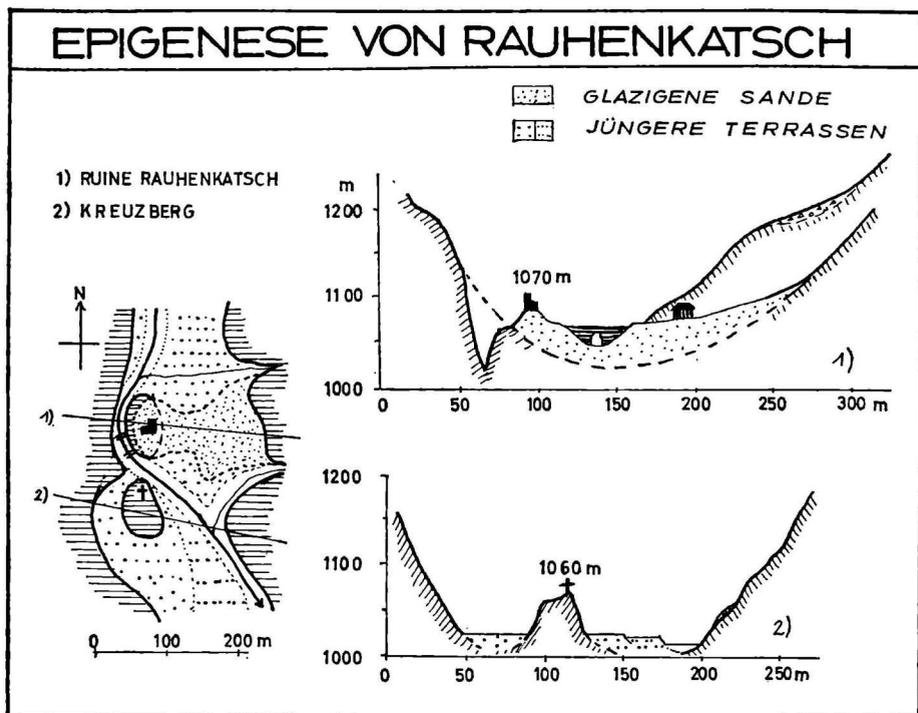


Abb. 2: Die Epigenese von Rauhenkatsch. Im Profil 1) ist der epigenetische Durchbruch noch in Funktion, im Profil 2) hat die Lieser in postglazialer Zeit in ihr altes Tal zurückgefunden — wohl weil durch den Nebenbach ein Ausräum der Talverschüttung beschleunigt wurde.

den mußte. Das alte Liesertal wird heute denudativ ausgeräumt (Straße). Unterhalb Rauhenkatsch hat die Lieser ihr Durchbruchstal, das den Kreuzberg abschneidet, verlassen und wieder in das alte Tal gefunden, das einschneidend von einem Nebenbach wiederaufgedeckt worden ist. Möglicherweise sind die beiden Epigenesen nicht gleichzeitig entstanden (die von Rauhenkatsch ist noch nicht so gereift).

Für eine spätglaziale Verschüttung spricht auch die Fortsetzung der Aufschüttungsterrasse lieseraufwärts bis zu den großen Schwemmkegeln im Katschtal (Rennweger Becken).

Die Tiefe der Schlucht von Rauhenkatsch beträgt insgesamt 60 m, davon

befinden sich ca. 40 m im anstehenden Schiefer und Gneis. Rechnet man seit der Entstehung der Schlucht 8000 Jahre, so ergäbe sich — abgesehen von den in sehr kurzer Zeit ausräumbaren Sanden — ein Erosionsbetrag von 40 m, das sind 0,5 m im Jahrhundert oder 5 mm pro Jahr. Leider reichen die Bohrungen der RAB (1940) nicht bis auf den Felsgrund, doch läßt das Sohlental, das ober- und unterhalb anschließt, die Vermutung zu, daß es ebenso unterhalb der Sande östlich der heutigen Schlucht durchzieht [Abb. 2].

Die spät- und postglazialen Aufschüttungen und die stadialen Moränen

Die Klimaschwankungen des Spät- und Postglazials konnten die Landschaft nur mehr in schwächerem Maße beeinflussen. Die kleinen stadialen Gletscher erweiterten und verschärfen hocheiszeitliche Formen oder schufen kleine Kare und Miniaturtröge in den vorher unter Eis begrabenen Gebieten neu. Zur gleichen Zeit aber wurden infolge der Schuttüberlastung der Gerinne die Täler verschüttet. Von den Seitentälern wurden mächtige Schwemmkegel gegen das eisfreie Haupttal geschüttet. In wärmeren Zeiten wurden die Ablagerungen wieder zerschnitten, bis eine neuerliche Klimaverschlechterung zu einer neuerlichen Verschüttung führte. Die Wiederholung dieser Vorgänge führte zu verschiedenen Terrassen- und Schwemmkegelgenerationen, deren Zahl in den am längsten vereisten Gebieten am geringsten ist (Pöllatal). In dieser Zusammenfassung wird sich die Behandlung der spät- und postglazialen Aufschüttungen und Moränen auf die Schwemmkegelgenerationen im Rennweger Becken und deren Zusammenhang mit stadialen Liesermoränen beschränken.

Folgt man der Lieser vom Lieserfall (1680 m) talab, so erreicht man nach einer im Gefälle und im Talquerschnitt wechselhaften Laufstrecke die Gschnitzmoräne bei der Pöllaaln. Wenn diese auch durch den Melcher Eissig-Gletscher abgelagert worden sein dürfte, so ist sie doch für das Haupttal von entscheidender Bedeutung, da oberhalb der Pöllaaln Bergstürze und Moränen die Ausbildung eines eigentlichen Talbodens verhinderten. Hier beginnt der charakteristische Trogtalabschnitt des Pöllaltals mit einer Länge von 4,5 km und nur 60 m Gefälle (1,3%). Der Trog reicht zwar bis Gries im Katschtal, doch ist der geschlossene breite Trogtalboden bei der Lassörnbachmündung zu Ende; unterhalb bricht die Lieser durch das schmale Engtal, das durch den Bergsturz von Zaneischg bedingt ist, um dann im Rennweger Becken nach Süden umzuschwenken. Damit sind drei verschiedene Abschnitte der Talbodenformung festzustellen: Ein oberster von der Pöllaaln bis zur Tendl-Alm (Der Trog zwischen Gschnitz und Schlernmoräne), das Engtal bei Zaneischg und die breiten Talverschüttungen unterhalb Gries-Oberdorf.

Der erste Abschnitt ist durch sich verzahnende, 60 m— 160 m hohe Schuttkegel, die von den Einschnitten in der Trogwand ihren Ausgang nehmen und zwischen denen die Lieser ohne rezenten Einschnitt mäandriert, gekennzeichnet [Bild 5]. Sie beginnen etwas oberhalb der 1360 m hoch gelegenen Gschnitzmoräne (HAWRANEK kartierte zwar einen Schwemmfächer bei der Pöllaaln, hat aber den 30 m hohen Moränenbogen nicht als solchen erkannt) und reichen bis zu der in 1300 m bei der Tendlalm liegenden Schlernmoräne. Die Datierung dieser ergibt sich aus einer notwendigen Schneegrenzdepression von 800 m—900 m und durch den Formenwechsel, der an sie gebunden ist (oberhalb unzerschnittene Schuttfächer — unterhalb zerschnittener Sander, der in Verbindung mit den großen Schwemmkegeln im Katschtal steht). Die

ca. 20 m hohe Moräne schließt ein Zungenbecken ab, in welchem die Lieser auf eigenen Aufschüttungen pendelt. Da nun das Trogtal oberhalb der Schlernmoräne erst postschlernzeitlich eisfrei war und sich die unzerschnittenen Schuttkegeln ohne Gefällsknick mit dem Sander der Gschnitzmoräne bei der Pöllaal verbinden, ergibt sich für diese daunzeitliches Alter.

Der mittlere Abschnitt bietet bei grober Betrachtung ein gänzlich anderes Landschaftsbild als das breite Rennweger Becken, doch schließt er sich bei eingehender Untersuchung ganz an dieses an. Von der Schlernmoräne an wird die Lieser von deutlichen Aufschüttungsterrassen begleitet, die nur talab rechts knapp hinter der Moräne durch das rezente Schotterbett des Lassörnbaches unterbrochen werden; am linken Hang jedoch beginnt die Zerschneidung genau in der Höhe der Moräne und setzt sich im Engtal fort.

Da diese Terrasse, die im Engtalabschnitt nur rechts erhalten ist, direkt an der Moräne ansetzt, anderseits aber die Aufschüttungen oberhalb der Tendl-Alm nicht zerschnitten und daher jünger sind, kann man diese Flur als schlernzeitliche Bildung ansprechen. Im Katschtal erfährt sie eine große Verbreitung, indem sie links der Lieser zusammenhängend, rechts in einzelnen Schwemmkegeln erhalten ist. Die Flur dacht sich von 1220 m (Angern) bis 1150 m (Krangl) ab und setzt sich in zahlreiche, nicht weiter untersuchte Schwemmkegel und Terrassenstücke bis Rauhenkatsch fort. Bei Brugg hat die Lieser, die durch den Krangler Schwemmkegel (von HAWRANEK fälschlich als Schlern-Endmoräne bezeichnet) nach links gedrängt wurde, beim Einschneiden in Lockermassen ihr altes Tal verfehlt und so einen kleinen epigenetischen Durchbruch geschaffen. In dieser Enge taucht das erste Mal unterhalb des Lieserfalls eindeutig wieder anstehendes Gestein auf; die beckenförmige Weitung des Katschtals findet hier ein Ende.

Die einzelnen Schwemmkegel und ihre Generationen: Der Fallbach-Schwemmkegel bei Oberndorf und der Wolfsbach-Schwemmkegel, auf dem St. Peter liegt, zeigen einen einfachen Bau. Ihre Ränder fallen mit einer 6 m—10 m bzw. 15 m—20 m hohen Stufe zur Liesertalau ab, welche ihrerseits eine erst schwach angedeutete 1 m hohe Terrassierung in zwei Teilfelder aufweist. Die absoluten Höhen liegen beim Fallbachkegel in 1210 m—1200 m (Kante), beim Wolfsbachkegel in 1200 m—1180 m. Es ist bei beiden nur eine Aufschüttungsphase und eine Erosionsphase zu erkennen. Östlich von St. Peter zeigen alle Schwemmkegel wenigstens eine Zweigliederung.

Der weite Katschbach-Schwemmfächer zeigt die rezente Entwässerungsrinne an seinem linken Rand, sodaß zwischen dem Katschbach- und dem St. Georgner Schotterfächer eine tiefe Rinne liegt. Ganz deutlich ist jedoch von den Häusern bei der Straßenbrücke unterhalb Mühlbach weg ein alter Einschnitt zu verfolgen (dem die Verbindungsstraße Mühlbach—St. Peter folgt), welcher am rechten Rand des Schwemmkegels angelegt wurde. Dieser Einschnitt, der sich gegen die Lieser mehr und mehr erweitert, mündet auf eine Schotterfläche aus, die 12 m tiefer als die Schwemmkegelkante liegt, gegen die Lieser geneigt ist und mit 8 m Niveauunterschied zur Lieseraue abfällt. Sie stellt wohl den Rest eines jüngeren, in die alte Erosionsrinne geschütteten Schwemmfächers dar, der später, als sich der Bach bereits einen neuen Weg gesucht hatte, von der Lieser durch eine neuerliche Erosionsphase angeschnitten wurde. Obwohl es nicht möglich war, ein Profil durch die Grenze der beiden Schüttungen zu legen, sprechen doch der morphologische Tatbestand und die vergleichenden Untersuchungen der anderen

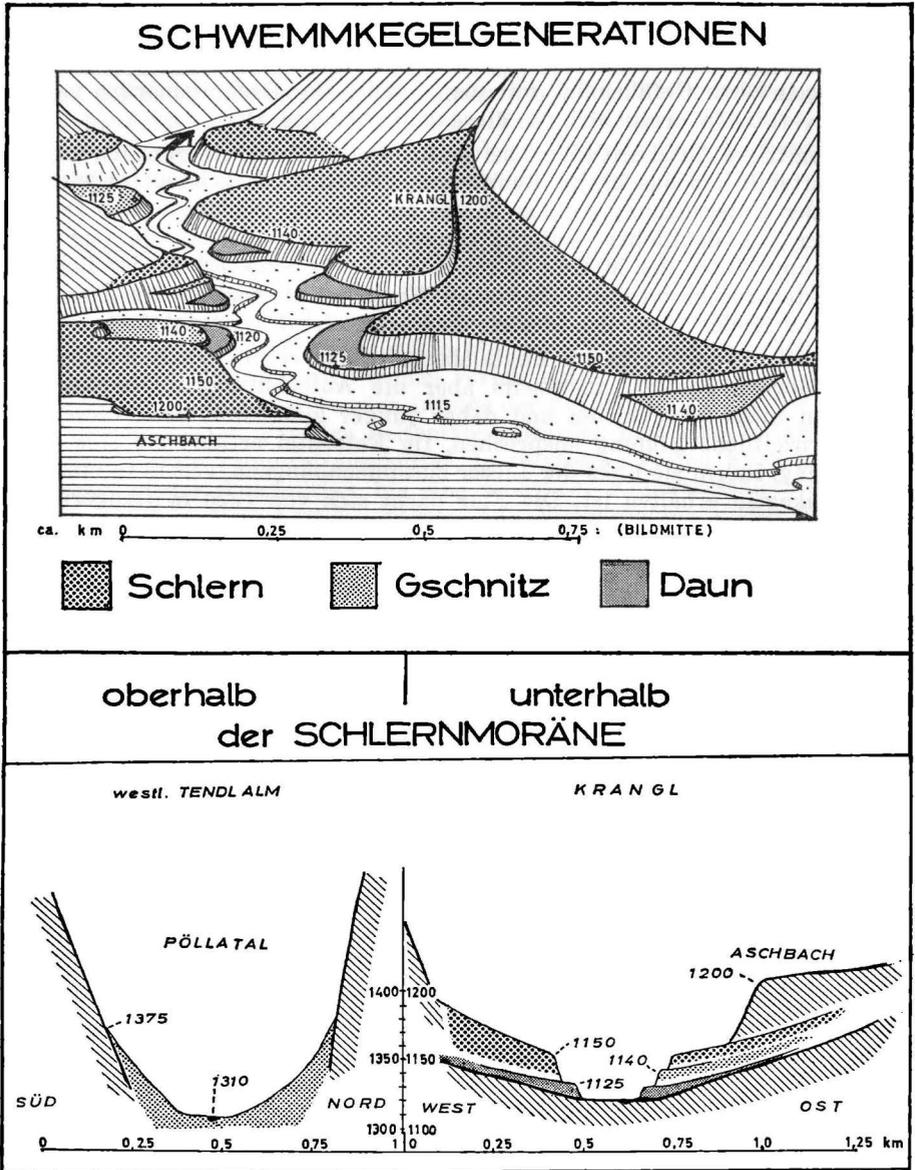


Abb. 3: Spät- und postglaziale Aufschüttungen im Liesertal.

Oben: Die Schwemmkegelgenerationen des Krangl- und Laubnitzbaches, Blick gegen Süden.

Unten: Linkes Profil durch das Pöllatal oberhalb der Schlernmoräne bei der Tendl-Alm: nur gschnitzzeitliche Schuttkegel, die sich verzahnen und so den Talboden bilden; rechtes Profil durch die Schwemmkegel des Krangl- und Laubnitzbaches (s. o.), die in drei Generationen aufgelöst sind und über der heutigen Talaue liegen.

Schwemmfächer für echte Schwemmkegelgenerationen. Die Ränder des höheren liegen in 1195 m—1180 m, des kleinen in 1185 m.

Unterhalb des Katschbaches folgen die Aufschüttungen des Georgenbaches und anderer kleiner Bäche, deren Schotter sich mit Lieserterrassen verzahnen. Die über 2 km zusammenhängend flußabwärtsreichende Flur hat die Lieser nach rechts gedrängt, sodaß sich dort nur Reste der Schlernterrasse erhalten haben oder der Fluß überhaupt hocheiszeitliche Ablagerungen anschneidet. Der St. Georgner Schwemmfächer und die Terrassen von Rennweg zeigen folgende Unterteilung: In 1150—1180 m endet, meist nahe der rezenten Lieseraue, die höchste Aufschüttung (20—30 m rel. Höhe). Mehr oder weniger vollständig (wegen der dichten Verbauung in Rennweg nicht gut erkennbar) schließen sich Terrassen in 10 m und 5 m relativer Höhe an. Auch hier kann man wegen des mächtigen Bodens (Ausgangsmaterial sind wenig widerstandsfähiger Glimmerschieferschotter und Moränen) und der oft mächtigen Solifluktionsdecke nicht sicher unterscheiden, ob es sich um echte Akkumulationsterrassen oder nur um eine phasenhafte Zerschneidung eines Schotterkörpers handelt. Jedenfalls aber steht die Unterbrechung der Tiefenerosion fest. Bei Aschbach hat die Lieser durch Seitenerosion alle Terrassen beseitigt und die Aue ist bis zu einem Felssporn ausgedehnt. Bei der großen Breite hat sich die Zweigliederung der Talauie gut ausgebildet: die höhere wird bereits als Ackerland, die 0,5 bis 1 m tiefere nur als Weide genützt. Der Erlenuwald ist auf das unmittelbare Hochwasserbett der Lieser und die durch Seitenarme gebildeten Inseln beschränkt. Den sichtbaren Abschluß des Katschtales bilden die gegenüberliegenden voll ausgebildeten Schwemmfächer des Laußnitzbaches (links) und Kranglbachs (rechts). Beide sind deutlich in drei Generationen untergliedert. Die Kanten der Hauptschwemmkegel liegen in ca. 1150 m; 10 m tiefer befinden sich Reste eines jüngeren in 1140 m—1135 m. Aus einer engen Kerbe, die den Schwemmfächer von Krangl zerschneidet, wurde ein in 1125 m gelegener (15—20 m über der Lieser) Schwemmfächer geschüttet, der bereits wieder zerschnitten ist (Abb. 3). An der Ausmündung des Laußnitzbaches lassen sich deutlich zwei voneinander durch einen Solifluktionshorizont getrennte Schüttungen erkennen. Der mittlere, an den Hängen dicht bewaldete Schwemmkegel (die Oberfläche ist unter Kultur genommen) wird von einer 30 cm mächtigen periglazialen Schicht überzogen, die sich unterhalb der gröberen Aufschüttungen des tieferen Schwemmkegels fortsetzt. Der jüngere geht talein in den rezenten Talboden über.

Unterhalb Krangl folgen noch einige ähnliche Schwemmfächer (Ried) bis Rauhenkatsch, doch hat der Fluß oberhalb des Durchbruchs sein Teil erweitert und die tieferen Terrassen vernichtet.

Überblickt man die Formen der postglazialen Aufschüttungen von der Tendl-Alm flußabwärts bis Ried, so kann man aus dem Zusammenhang der höchsten Aufschüttungen mit der Schlernmoräne auf schlernzeitliches Alter schließen und die jüngeren Akkumulationen der Gschnitz- und Daunzeit (Klimaverschlechterung—Flußüberlastung) zuordnen. Die Schuttkegel im Pöllatal sind gschnitzzeitlich (sie liegen unterhalb des gschnitzzeitlichen Gletscherendes) und damit so alt wie die zweite Schwemmkegelgeneration im Rennweger Raum. Vor der Daunzeit war die Zerschneidung der Aufschüttungen nicht weit über Rennweg vorgedrungen, sodaß die Schuttkegel im Pöllatal nur eine daunzeitliche Überschüttung erfuhren, während in die Gräben unterhalb Rennweg neue Schwemmfächer geschüttet wurden.

Ein genauer Vergleich des Einzugsgebiets und des Gefälles der Bäche mit der Größe der Schwemmkegel ergibt keinen Zusammenhang mit der Größe des Einzugsbereichs, einen deutlichen jedoch mit dem Gefälle: Je größer dieses ist (Fallbach, Kranglbach), desto rascher erfolgt die Tiefenerosion und der Abtransport des aufbereiteten Materials. Auf eine genauere Darstellung muß hier verzichtet werden; es sei noch angeführt, daß die großen Schwemmfächer auch die flachen sind und die Schutt- und kleinen Schwemmfächer des Pöllaltals die steilsten Formen aufweisen (Tabellarische Zusammenstellung in der Dissertation).

Die gegenwärtige Formenentwicklung

Die Weiterbildung von Vorzeit- und Altformen, aber auch die Neubildung und Ausgestaltung von Gegenwartsformen ist in der Landschaftsgestaltung des Untersuchungsgebiets relativ gering. Während die Tiefenerosion nur an bevorzugten Stellen ein nennenswertes rezentes Ausmaß erreicht (Rauhenkatsch) und die Hangentwicklung durch die allgemeine Denudation allmählich weitergeführt wird, zeigt die Höhenregion ein anderes Bild. Hier bestimmen periglaziale Kräfte die Weiterbildung ererbter Formen, manche werden auch neu geschaffen. So erscheint es wichtig für die Erkenntnis der gegenwärtigen Formenentwicklung, die periglazialen Kräfte und ihre Tätigkeit aus den beobachteten Formen abzuleiten und die Zonen ihrer Aktivität festzustellen.

Periglaziale Wirkungen sind nicht nur heute dort überall in Aktion, wo ein Gebirge genügend hoch aufragt, sondern sie bestimmen vor allem auch die Formgebung während der pleistozänen Kaltzeiten außerhalb der vergletscherten Gebiete. So läßt sich von den Hohen Tauern zu den Gurktaler Alpen eine räumliche und zeitliche Differenzierung beobachten, die auf eine zeitliche Verschiebung des Wirkungsfeldes zurückzuführen ist. Denn während des Gletscherrückgangs und der stadialen Kälterückfälle lagen die Grenzen periglazialer Wirkungen tiefer als heute, sodaß ältere und jüngere Zonen, die einander überschneiden, getrennt werden müssen. Dazu kommen ökologische und petrographische Varianzen, welche die Höhenlage der Einzelformen mitbestimmen.

1. *Die Formen der Hafnergruppe:* Im begangenen Raum einmalig war eine Blockhalde, die in 1280 m—1250 m, 300 m über dem Liesertal, am Burgstallberg liegt. Der Bergrücken besteht in seinem unteren Teil aus Granatglimmerschiefer, in seinem höheren aus Gneis, der in 1950 m herausgewitterte Denudationsformen zeigt. Die dichte Bewaldung macht es unmöglich, die Gesteinsgrenze festzustellen. Unterhalb 1300 m kann man im Wald eine große Blockstreu feststellen, die sich dann zu der waldfreien Blockhalde, die ca. 60 m lang, halb so breit und 30—35 Grad geneigt ist, verdichtet. Die kantengerundeten Blöcke sind durchschnittlich 0,3 mal 0,5 m groß und von Flechten, Moosen und einzelnen Latschen besiedelt. Auf Grund dieses Bewuchses ist die Blockhalde als Vorzeitform anzusprechen, doch scheinen durch Frostschub und Schneegleiten noch einige Blöcke weiterbewegt zu werden. Wahrscheinlich ist die Hauptbildungszeit Schlern und Gschnitz, bei einer daunzeitlichen Schneegrenze von 2400 m herrschte in dieser Höhe bereits der Wald vor.

In der Zone der größten Häufigkeit von Frostwechseltagen, das ist zwischen Wald- und Schneegrenze, wirkt in erster Linie die Frostsprenzung. Diese subnivale Denudation erzeugt vor allem zwei Formen, die für die Kare

und Kämme von großer Wichtigkeit sind: die Schutthalde und die Glatthänge. Erstere sind im Gneis um 24° , im Amphibolit und Marmor $29\text{--}31^{\circ}$ geneigt; sie finden sich in allen Karen vom Lassörn an gegen Westen und reichen, besonders auf Nordhängen, wo sie unbegrünt sind, bis zum Karboden (2000 m—2400 m) herab. Die südexponierten sind hingegen bis 2500 m—2600 m begrünt und werden nur unterhalb von steilsten Wänden noch tiefer frisch erhalten (Lanisch). Eine sehr markante, auf den Anteil der Hohen Tauern beschränkte Erscheinung, waren die gleichmäßig steil abfallenden und kaum durch Rippen und Runsen gegliederten Glatthänge. Sie sind teils begrünt, teils schuttbedeckt, beide Formen können auch ineinander übergehen. Eine rezente Weiterbildung scheint zwischen 24/2500 m und 28/2900 m stattzufinden, darunter finden sich fossile Formen, darüber überwiegen Nivationsformen, die Geländeunterschiede verstärken. Die Sternspitze (2497 m) fällt 700 m tief fast einheitlich mit einer Neigung von 22° zur Pirker Alm (1740 m) ab. Begünstigt ist diese Form durch das gleichmäßige Ostfallen der Schieferhüllengesteine, doch werden diese, wie man am NE-Grat erkennt, in einem spitzen Winkel deutlich geschnitten. Die nur durch kleine Rutschungen unterbrochene Grasdecke kann als Zeichen dafür gewertet werden, daß es sich hier um eine fossile Form handelt; ebenso ist sie ein Zeichen einer fast fehlenden linearen Abtragung. Schneebrettlawinen und Schneerutschungen sowie fast flächig abrinnendes Regenwasser erhalten diese Form, deren Grasnarbe keinen Angriff für weitere Abtragungsvorgänge ermöglicht.

Eine ähnliche Gestaltung zeigen zahlreiche Gipfel des Hauptkamms und fast der ganze Pöllakamm [Bild 6]. Oberhalb der durch Eiserosion und Wasserrinnen gegliederten Hangpartien (2300 m) zeigt der Pöllakamm die Schichtköpfe kappenden Glatthänge, die am Oblitzen ihr größtes Ausmaß erreichen und vom Gipfelkamm in 2650 m bis herab zur Talsohle in 1900 m—2000 m ziehen. In 2400 m—2500 m zieht quer die Grenze der geschlossenen Grasdecke durch, oberhalb welcher eine dünne Schuttstreu, die von Vorsprüngen und aus wenig eingetieften Rinnen stammt, den Hang bedeckt. Der kleine Trog des daunzeitlichen Gletschers ist noch gut zu erkennen, während höhere Schriffkehlen und Wandbildungen schon weitgehend ausgeglichen wurden. In Höhen über 2400 m—2500 m scheint die Frostsprengung alle Vorsprünge allmählich zu beseitigen, während das herabkommende Material, besonders zusammen mit Lawinenabgängen eine glättende Wirkung auf den Untergrund — auch rezent — auszuüben scheint. Ein weiterer Anhaltspunkt dafür ist die Glatthangbildung an den bis 3000 m aufragenden Hängen des Sonnblick, die mit abwanderndem nackten Schutt bedeckt sind und so eine rezente Weiterbildung anzeigen. Man kann also auf Grund dieser Beobachtungen annehmen, daß oberhalb 2400 m—2600 m rezent, durch periglaziales Klima bedingt, Glatthänge entstehen und daß die tieferen, heute mit Gras bedeckten Glatthänge den spät- und postglazialen Kälterückfällen mit tieferreichendem Periglazialklima zuzuordnen sind.

Eine horizontale Einebnung auf Kämmen über 2400 m (besonders Pöllakamm), die der Firstverschneidung entgegenwirkt, ist die Folge der periglazialen Altiplanation. Diese kappt die oft steilstehenden Gesteinschichten und ist meist gering in der Neigung des Schichtfallens geneigt (ca. $2\text{--}5^{\circ}$). Mittelgrober Schutt oder Grus, der die extreme mechanische Verwitterung (Frost, Ein- und Ausstrahlung) anzeigt, in Mächtigkeiten von nur 10—20 cm über dem Fels bildet die Oberfläche. Windausblasungen und

Schmelzwässer führen das Feinmaterial weitgehend ab, sodaß das gröbere Material immer wieder frei liegt und weiter zerfällt. Kann sich das Feinmaterial halten, folgt bald eine Besiedlung durch Flechten und Moose, die später durch Gräser ergänzt wird. Solche Fälle liegen meist an der unteren Grenze der periglazialen Altiplanation und die Entwicklung wird durch die Begrünung abgeschlossen. Rutscht eine Hangpartie ab, so kann sich der Vorgang — ökologisch begünstigt — wiederholen. In höheren Teilen können bis zu zehn Meter breite Ebenheiten entstehen.

Nicht an Höhen gebunden und keine Periglazialform darstellend, sind die Muren- und Lawinenbahnen. Sie seien gleich den Blockgletschern (Sonnblick, Hafner), die wohl Reste des letzten Höchststandes sind und an rezente Firnfelder anschließen, nur erwähnt. Die morphologische Wirksamkeit dieser Erscheinungen ist relativ groß (Lawinenbahnen, Murengänge, kleine rezente Kare, die in die eiszeitlichen eingefressen sind).

2. Die Periglazialformen der Nockberge: Der Anteil der Gurktaler Alpen, der in die Untersuchung der Kleinformen miteinbezogen wurde (Aineck, Schwarzwand, Gaipahöhe, Mühlhauserhöhe), zeigt keinen Gipfel über 2214 m. So müssen naturbedingt Formen der Frostschuttzone fehlen, umso mehr aber solche der Tundrenzzone (gebundene Solifluktion) entwickelt sein. Für rezente Bildungen ist daher der Bereich oberhalb der Waldgrenze anzunehmen, die durchschnittlich in 1900 m liegt, falls sie nicht anthropogen erniedrigt wurde. Auf der Altlandschaft darüber sind Schuttaufrisse, Rasenwalzen und Solifluktionsböden als Kleinformen, Gratwächtenstufen, Doppelgrate und Schneekaroide als Nivationsformen des Mesoreliefs vielfach entwickelt.

Die rezente Solifluktion tritt in zwei, der Wirkung nach verschiedenen Formen auf: An geneigten Hängen führt sie zu einem Massenabtrag, auf den ebenen Hochflächen werden die durch das periglaziale Klima gebildeten Formen durch andere Kräfte (Auswaschung, Ausblasung) weiter geformt. Der Übergang ist fließend. Die fast ebenen Gipfelniveaus des Aineck (2210 m), der Schwarzwand (2214 m) und der Gaipahöhe (2192 m) zeigen oft auf hunderte Meter eine durch Grasbuckel (Bülten) charakterisierte Oberfläche. Es sind das 0,3 bis 0,5 m Länge und Breite messende Grashorste, die auf Erdhöckern sitzen, welche durch 30—70 cm tiefe Feinerderinnen voneinander getrennt werden. Doch nicht die Horstgräser (*Carex curvula*) scheinen die Ursache dieser Formen zu sein; dort nämlich, wo die Flächen auch nur schwach geneigt sind, gehen sie in mehr oder weniger hangparallele Streifen über, die nur von hangab gerichteten Abtragungsvorgängen unterbrochen werden. Diese Rasenstreifen scheinen eine den allgemein verbreiteten Rasentreppe verwandte Form zu sein, nur daß der Zusammenhang der Grasnarbe erhalten bleibt. Die Beweidung als Ursache erscheint dem Verf. nicht wahrscheinlich, da diese zu einer Zerstörung der Grasdecke und zu Viehgangeln führen müßte. Die Einheimischen nennen das Gebiet mit den bestausgebildeten Rasenbuckelstreifen das „Hochfeld“ (westl. Schwarzwandgebiet), weil die Landschaft einem mit Gras bewachsenen gepflügten Acker gleicht. Nördlich des Schwarzwandgipfels konnten knapp unter 2200 m Riesenformen beobachtet werden, bei denen die Gräben über 1 m Tiefe erreichten, vegetationslos und schlammgefüllt waren und bis 1 m im Durchmesser große und 1 m hohe Rasenhöcker voneinander trennten. Die Gräben waren nie trocken und bildeten bei Regen ein Wassernetz, welches nur sehr langsam abfloß. Diese Bäche und der geschützte Schnee, aber auch häufige

Reifbildungen üben eine erosive und mechanische Zerstörung aus; es konnte nirgends gröberes Material entdeckt werden. Nur in den Bülden fanden sich noch einige bis 5 cm große Gesteinsteile. Die Tiefe der Verwitterungsschicht unter den Gräben betrug noch ca. 0,6 m. Auf der Mattehanshöhe konnten solche Formen bis auf 2000 m herab beobachtet werden, doch waren sie nur mehr einzeln erhalten und mit Rhododendron, Vaccinium und Saponaria bewachsen. Die Wurzeln der Zwergsträucher scheinen hier fossile (wahrscheinlich aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts stammende) Formen zu erhalten. Die beobachteten Riesenformen schließen eine Bildung infolge Beweidung aus, da die Rinder dieses für sie unwegsame Gelände meiden. Es scheint sich hier wirklich um klimatisch bedingte Formen zu handeln, weil die Untergrenze dieser Rasenhöcker in 2100 m (Zwergstrauchgrenze) liegt.

Im Gegensatz zu den an sich ruhenden Periglazialformen stehen Solifluktiionserscheinungen, die eine Eigenbewegung ausüben. Es sind das Rasentreppen, Rasenwülste, Schutt- und Sandaufrisse.

Wird die Rasendecke durch äußere Einflüsse (Viehtritt) und innere Spannung (Quellung) bei vorhandenem Gefälle aufgerissen, so bilden sich in den klimatisch geeigneten Zonen abwärtswandernde Rasentreppen. Frostschub, Schneedruck und Starkregen sind wohl die bewegendenden Kräfte. Die Neigung des Hanges, auf denen solche Formen beobachtet werden konnten, betrug 18—22° (diesen Wert besitzen die meisten Hänge zwischen den verschiedenen hoch gelegenen Niveauflächen). Bei größerer Steilheit (Aineck) bilden sich Rasenwalzen aus, die von offenen, talwärtswandernden Hangschuttstreifen begleitet werden. Diese Bildungen reichen bis unter 2100 m herab, wenn sie sich auch in tieferen Lagen meist an Felsnasen, an deren Fuß die Feuchtigkeit größer und die Schutzzufuhr stärker ist, anschließen. Bei solchen Formen spielt der Schnee (Druck) und das Schmelzwasser (Durchfeuchtung, Abtrag) bereits eine größere Rolle und sie leiten daher zu den eigentlichen Nivationsformen über.

Spielte bei den Solifluktiionsformen die Hangneigung die Hauptrolle, so tritt jetzt die Exposition an ihre Stelle. So zeigen E- und SE-expon. Hänge die schönsten Nivationsformen. Als deutlichste, rezent ausgebildete Form konnte eine Gratwächtenstufe am Ostabfall der Schwarzwand zu den Anderlseen beobachtet werden, die auch im Winter 1964 besucht wurde und eine 6 m breite und 3 m hohe Wächte zeigte. In tieferen Lagen zeigen langgezogene Wannentälchen entlang von Gehängeknicken fossile (jungstadiale) Nivationsformen an. Doppelgrate waren für das Untersuchungsgebiet weniger charakteristisch, wohl weil geeignete Grate fehlen und die Rücken von breiten Flächen gekrönt werden. Solche fehlen aber nicht; eine deutliche Gratverdoppelung zeigte der N—S streichende Kamm von der Mühlhauserhöhe zum Karlnock an mehreren Stellen. Die intensivste gegenwärtige Periglazialerscheinung stellen die Nivationskare dar. Sie liegen in 2000 m—2200 m entlang des S- und E-Abfalls der Schwarzwand, Gaipahöhe und Lenzbühel, an dessen Abhang sie fast auf 1900 m herabsteigen. Allerdings konnten dort an der Wende Juli/August noch perennierende Schneeflecken beobachtet werden.

Am Gmeinnock befindet sich in 2130 m ein Schneekaroid, welches 60 m Durchmesser und 8 m Tiefe aufwies; Mitte September 1964 befand sich noch ein 4—5 m mächtiger Firnschneerest im oberen Teil der 20° geneigten Mulde. Der geschichtete Firnschnee fraß sich aggressiv in den Rückhang ein. Ununterbrochen rieselte Feinmaterial in die Randkluft, die Grasdecke war über-

hängend und brach hin und wieder nach. Unterhalb des Schneeflecks war der Boden von Rieselwässern durchtränkt und nahezu vegetationsfrei. Am Rande des Firnflecks war ein durch gröberes Material ausgezeichneter Schnee-Schuttwall aufgeschüttet. Erst 40 m von der Rückwand entfernt konnten ältere, bereits bewachsene Wälle festgestellt werden. Sie stammen vielleicht von dem subrezentem Klimarückfall (1850), während dessen sich ein größerer Firnfleck den Sommer über halten konnte.

Zusammenfassend lassen sich für die Hafnergruppe und die Nockberge folgende Höhengruppen angeben: Die Untergrenze der aktiven Glatthangbildung und periglazialen Altiplanation liegt bei 2400—2500 m, die der Schutthalden bei 2200 m auf nord-, bei 2500/2600 m auf südexponierten Hängen. Solifluktuationsformen und Nivationsformen sind in den Gurktaler Alpen auf Gebiete über 2100 m (bei steilen ostexp. Hängen 2000 m) beschränkt. Die rezenten Schneekaroiden scheinen hier die aktivsten Formen überhaupt zu sein.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Untersuchungsgebiet konnten beiderseits einer alten Einwalmungszone, die im Katschberg und dem mittleren Liesertal morphologisch entgegentritt, Bereiche stärkerer Heraushebung erkannt werden: im Osten die Wölbungskuppel der Nockberge, im Westen die Wölbungszone der Hafnergruppe, die westlich der Katschberglinie (Gantalscharte — Torscharte) eine zusätzliche Hebung erfahren hat. Infolge des scharfen Formenwechsels an der Katschberglinie, die die Altlandschaften der Gurktaler Alpen und das Karhochgebirge der Hohen Tauern trennt, schien es vorteilhaft, zuerst die gut erhaltenen Systeme der Nockberge zu untersuchen. Anschließend konnte das Übergreifen der gefundenen Flächen- und Talsysteme in das Gebirge westlich des Liesertals verfolgt und dort diese in abgewandelter Form wiedererkannt werden.

Reste einer ältesten Entwicklung finden sich entlang einer ältesten Hebungzone in W—E-Richtung; sie sind der Rest einer nicht mehr erhaltenen Ausgangslandschaft. Dieses zentrale Bergland (System A) steigt in den Nockbergen über 2300 m an (Pressingberg, Königstuhl), in der Hafnergruppe auf über 3000 m, wenn auch im Zentrum nur mehr über die höchsten Flächen aufsteigende Gratschneiden das A-System andeuten. Darunter ist in den Gurktaler Alpen ein höchstes Niveau in weiten Flächen ausgebildet (2120 m—2250 m), welches in zahlreichen Gipfelplateaus erhalten ist. In den Hohen Tauern tritt es beiderseits des Pöllaltals nur in Bergrücken (Nebenkämme des Hauptkamms), die einer dem anderen folgen, und im Pöllakamm auf. Sie steigen gegen das Gebirgsinnere von 2200 m auf 2700 m an (Niveau B).

Das nächst tiefere System, das in den Nockbergen als deutlich abgesetzte Fläche in 2000 m—2060 m vertreten ist, findet sich im Hafnergebiet in Form von flußauf immer höher steigenden letzten Verzweigungen eines alten Talnetzes, welches glazial umgestaltet wurde (2020 m—2450 m); es wurde Niveau C bezeichnet.

Diese drei Systeme schließen sich zu einer Formengesellschaft zusammen, die als Ganzes von den Nockbergen über die Stubeckgruppe in die Hafnergruppe zu verfolgen ist (Gipfel — Seitenkamm — oberste Hohlform) und welche die Herauswölbung der Hohen Tauern gegenüber den Gurktaler Alpen um ca. 700 m—800 m anzeigt (gilt für den Bereich der Hafnergruppe).

Ein tiefstes, in den Nockbergen randlich noch Rücken flächenhaft überziehendes System um 1800 m, welches durch die Erosion (von den höheren Flächen und der näheren Erosionsbasis aus) bereits stärker angegriffen ist (= Übergangssystem D), ist im Westen deutlich talgebunden und bis zum Talschluß des Pöllatales zu verfolgen (Lassörn-Trog 1800 m—1900 m, Seekar 2100 m—2300 m).

Die Annahme einer durch Ruhepausen unterbrochenen Aufwölbung mit wachsender Phase — eine Piedmonttreppe nach W. PENCK — wie sie H. SPREITZER für die zentralen und östlichen Gurktaler Alpen (1951) festgestellt hat, scheint dieser Formgebung am ehesten gerecht zu werden. Im Westen hat eine zusätzliche Heraushebung die Systeme immer höher geschaltet, wodurch sie stärker zerlegt und durch Eiszeitgletscher umgeformt erscheinen. Die so entwickelten Systeme können jedenfalls nicht durch planparallele Hebung entstanden sein (A. THURNER), noch weniger kann es sich um eine tektonisch in verschiedene Höhen gebrachte einheitliche Fläche handeln (A. AIGNER). Gegen die erste Annahme spricht der sehr ungleich große Ausraum bei den konzentrisch angeordneten Flächensystemen, gegen die Meinung AIGNERS die unregelmäßige Begrenzung und das Ineinandergreifen der Niveaus, die alte Störungslinien glatt abschneiden.

Unter den talgebundenen Systemen sind jenes in 1600 m—1700 m, das durch randliche Flächen (Lungau) und weite Mulden (Katschbergpaß, Laußnitz) gekennzeichnet ist und die präglaziale Terrassenflur, die einem letzten breiten und stufenlosen (reifen) pliozänen Tal angehörte, wichtig. Der Trog des Pöllatales und eine relativ schmale, bis 250 m tiefe Kerbe vertreten die quartäre Talvertiefung.

Die Eiszeit schaffte im Westen scharfe Glazialformen (Kare, Trogtäler, Talstufen), während sie im Osten das Gebirge überwältigte und nur die höchsten Gipfel eigene Gletscher trugen. Hier hatten vor allem die spätglazialen Klimarückfälle Formen neu geschaffen (z. B. die Kare der Schwarzwand). Obwohl Moränenmaterial im ganzen Raum weit verbreitet ist, konnte nur in der Laußnitz eine eigentliche Moränenlandschaft gefunden werden, die den Zerfall eines Murgletscherarms anzeigt (Mittel- und Endmoränen, Oser, Toteislöcher).

Exakt nachweisbar war das Alter spät- und postglazialer Aufschüttungen im Rennweger Becken (Katschtal). Konnten die oberhalb der Schlernmoräne bei der Tendl-Alm (1300 m) beginnenden und talauf bis zur Gschnitzmoräne reichenden Schuttkegel als gschnitzzeitlich erkannt werden, so war es auch möglich, von der Schlernmoräne weg eine Terrassenflur, auf die mächtige, heute zerschnittene Schwemmkegel münden, bis Rauhenkatsch zu verfolgen. Dieser höchsten schlernzeitlichen Aufschüttung folgte nach einer Erosionsphase eine gschnitzzeitliche, die in die heutige Talsohle oberhalb Gries übergeht. Das gleiche wiederholt sich und es kommt zu einer daunzeitlichen Talverschüttung, die durch kleine, morphologisch aber deutlich selbständige Schwemmkegel (Kranzl- und Laußnitzbach) charakterisiert ist. Die Talaue zeigt eine Zweigliederung — sie ist wahrscheinlich die Folge holozäner Klimaschwankungen. Die Kanten der Schwemmkegel liegen ca. 5 m, 15 m und 20 m—30 m über der Lieseraue.

Eine rezente Weiterbildung der Höhen geht auf periglaziale Kräfte zurück; fossile Formen reichen tiefer und sind ebenfalls Zeugen vergangener Klimaminima (Stadialzeiten): In den Gurktaler Alpen treten Rasenhöcker- und Rasenstreifenfluren als Formen der gebundenen Solifluktion, Gratwäch-

tenstufen und Schneekaröide als Nivationsformen oberhalb 2100 m besonders hervor. In den Hohen Tauern ist die Glatthangbildung und die periglaziale Altiplanation über 2400 m—2500 m allgemein verbreitet. Sie beginnt glaziale Skulpturformen zu verwischen.

Die Physiognomie der Landschaft um den Katschberg ist also räumlich und zeitlich in zwei charakteristische Gebiete zu teilen: Im Osten die durch horizontale Linien bestimmten, glazial wenig veränderten Nockberge (Gurktaler Alpen) und im Westen die infolge einer Heraushebung und starken glazialen Tätigkeit — meist in Zentralgneisen — zu einem Karhochgebirge umgeformte Hafnergruppe (östlichste Kulmination der Hohen Tauern). Das Liesertal als orographische Grenze zeigt noch eine Mittelgebirgslandschaft, während der Oberlauf der Lieser, das Pöllatal, die typische Trogform der Tauerntäler aufweist.

Die Katschberglinie als tektonische, geologische und morphologische Grenze (Landschaftsgrenze) I. Ordnung liegt in der Schieferhülle und zieht NNE—SSW von der Gantalscharte westlich des Tschaneck zur Torscharte westlich des Stubeck.

Literatur (Auswahl)

- AIGNER, A.: Beobachtungen in den Gurktaler Alpen, Sitzungsber. der Akademie der Wissenschaften, Math.-nat. Kl. Abt. I, 131. Bd. 7—8, Wien 1922.
- Zur eiszeitlichen Vergletscherung der Gurktaler Alpen. — Zschr. für Gletscherkde., Berlin, 13, 1923—24, S. 22—28.
- Tektonik und Talbildung im oberen Murtal. — Sitzungsber. der Akademie der Wissenschaften, Math.-nat. Kl. Abt. I, Wien 1951.
- BECKE, F.: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. — Zeitschr. für Gletscherkde., Berlin, 3, 1908—09, S. 204—214, mit 1 Tab.
- BOBEK, H.: Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. — Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Remagen 1933.
- BURGER, E. W.: Strittige Fragen der Glazialmorphologie. — Geogr. Jahresber. aus Österr. XVI, Wien, 1933, S. 14—41, mit 6 Textabb. und 2 Tab.
- CORNELIUS, H. P.: Zum Beitrag jugendlicher Hebung in den Alpen. — Mitt. d. österr. Geograph. Gesellschaft, Bd. 92, Wien 1950, S. 161—170.
- CREUTZBURG, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. — Ostalpine Formenstudien II/1, Berlin 1921.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone, III. Teil. — Mitt. der Geol. Gesellschaft, Wien, 35. Bd., 1942, S. 49—106, mit 1 Karte, 6 Textfig., 6 Abb. und 1 Tab.
- Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung in den östlichen Hohen Tauern. Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, Bd. 91, Wien 1949, S. 186—196, mit 1 Karte.
- Aufnahmen in der Hochalm-Ankogelgruppe 1959—1963. Sonderdr. aus: Verhandl. der Geol. Bundesanstalt, Wien, 1960—1964.
- FROSS-BÜSSING, E.: Die Morphologie des nördlichen Lungau. — Geogr. Jahresber. aus Österr., XVIII. Bd., Wien 1935, S. 35—40, mit 1 Abb.
- HAWRANEK, K.: Morphologische Untersuchungen in der Hafnergruppe. — Diss. phil., Wien 1950.
- HELFRICH, K.: Morphologische Untersuchungen am Ostrand der Hohen Tauern. — Diss. phil., Graz 1934.
- HÖHL, G.: Beobachtungen über Doppelgrate in den Ostalpen. — Petermanns Mitt., Bd. 97, Gotha 1953, S. 174—179, mit Abb.
- KLIMT, H.: Morphogenese der Sonnblickgruppe. — Geograph. Jahresber. aus Österr., XXI. Bd., 1941, Wien 1943, S. 1—130.
- LEHMANN, O.: Gefällsentwicklung und Talstufen im Hochgebirge. — Zeitschr. für Geomorph., X. Band, 1936/38, Berlin 1938, S. 5—45, mit 3 Textfig.
- LEIDLMAIR, A.: Die Formenentwicklung im Mitter-Pinzgau. — Forschg. zur Deutschen Landeskunde, Remagen 1956.
- LUCERNA, R.: Der Gletscher von Gmünd. — Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, 76. Bd., Wien 1933, S. 262—281, mit 5 Abb. und 1 Karte.

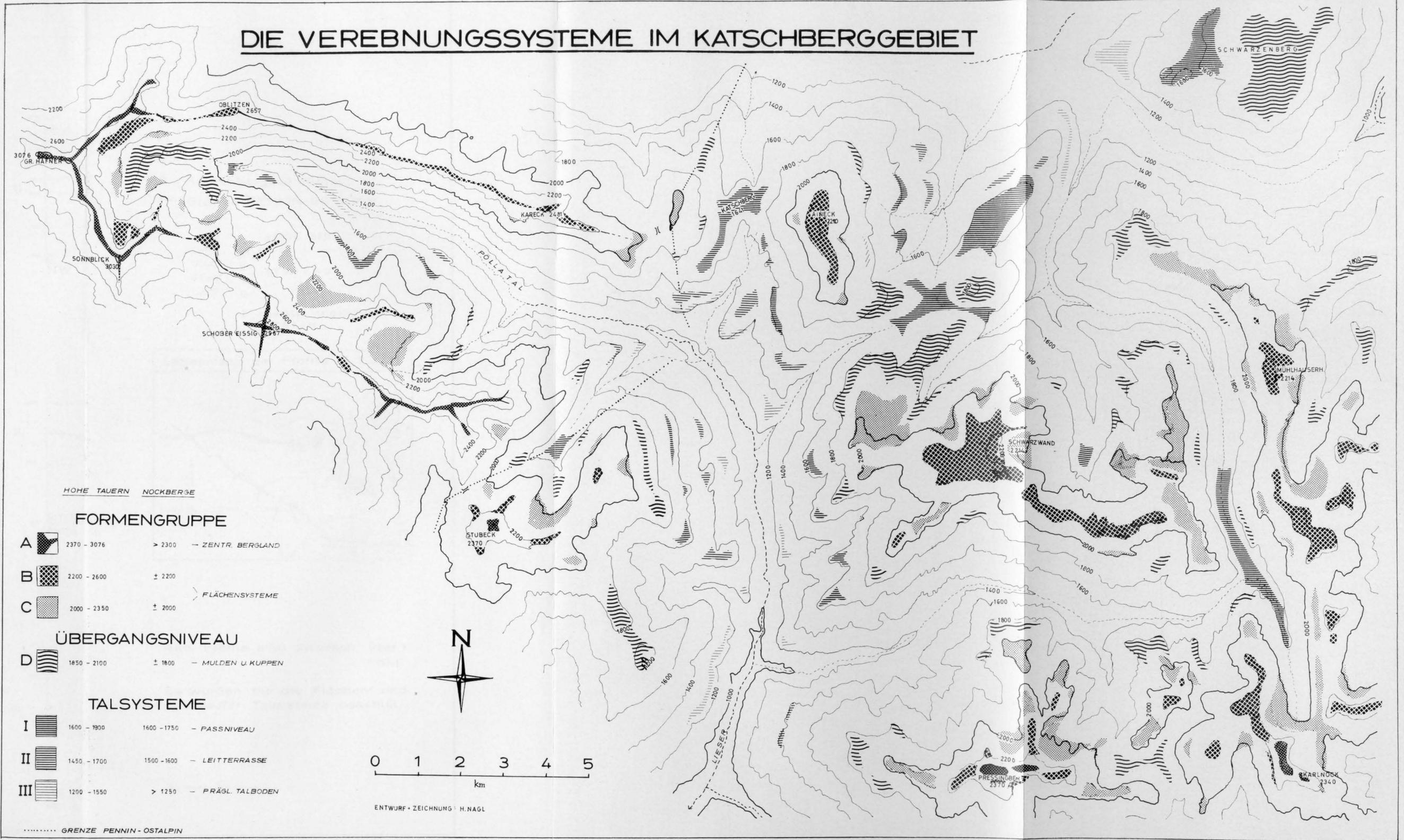
- LOUIS, H.: Rumpfflächenprobleme, Erosionszyklus und Klimamorphologie, F. Machatschek-Festschrift, Peterm. Mitt., Erg. Heft 262, Gotha 1957.
- MORAWETZ, S.: Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliches Einzugsgebiet in den Tauern. — Zeitschr. für Gletscherkde, XX. Bd., S. Finsterwalder-Festschrift, Berlin 1932, S. 398—410, mit 1 Abb. und 3 Tab.
- Schwemmkegelstudien. — Peterm. Mitt., Bd. 88, Gotha 1942, S. 84—91, mit 7 Tab.
- Zur Oberflächengestaltung der Ostalpen. — Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, 92. Bd., Wien 1950, S. 3—17.
- Zur Frage der Eiserosion. — Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, 91. Bd., Wien 1949, S. 14—20.
- Das Kommen und Gehen der eiszeitlichen Gletscher am Beispiel der Hohen und Niederen Tauern und Gurktaler Alpen. — Peterm. Mitt., 96. Bd., Gotha, 1952, S. 21—29.
- Zur Frage des ostalpinen Stockwerkbbaus. — Peterm. Mitt., 97. Bd., Gotha 1953, S. 20—24.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. — Diss. phil., Wien 1965.
- Eine aktive Wasserhöhle in der Hafnergruppe. — Mitt. der Österr. Geographischen Gesellschaft, 108. Bd., Wien 1966, S. 159—162.
- PASCHINGER, V.: Landeskunde von Kärnten. — Vlg. Gutenberghaus, Klagenfurt 1937, 344 S., mit 110 Abb.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Vlg. Chr. H. Tauchnitz, Leipzig 1908.
- PENCK, W.: Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. — Stuttgart 1924.
- PILLEWITZER, W.: Formenkundliche Untersuchungen im Grenzgebiet zwischen Hohen und Niederen Tauern. — Diss. phil., Graz 1934.
- PIPPAN, Th.: Die Lieser — Geographische Beschreibung. — Österr. Wasserkraftkataster, Wien 1961.
- RICHTER, E.: Probleme der alpinen Gipfflur. — Zeitschr. für Geomorph., IV. Bd., Leipzig 1929, S. 149—160.
- Geomorpholog. Untersuchungen in den Hochalpen. — Peterm. Mitt., Erg. Heft 132, Gotha 1900, 103 S., mit 6 Taf. und 14 Textfig.
- SCHWINNER, E.: Über das Tertiär des Lungau. — Verhandl. der Geolog. Bundesanstalt, 1925, Wien 1926, S. 192—194.
- SEEFELDNER, E.: Zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Geograph. Jahresber. aus Österr., XIII. Bd., Wien 1926, S. 107—149, mit 8 Abb.
- Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. — Zeitschr. für Geomorph., VIII. Bd., 1933—35, Leipzig 1935, S. 157—212, mit 3 Textfig.
- Beiträge zur morphologischen Entwicklung der Ostalpen, I., Die nordöstlichen Alpen. — Geograph. Jahresber. aus Österr., XIX. Bd., Wien 1938, S. 1—82, mit Bld.
- Neuere Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Mitt. der Naturwiss. Arb. am Haus der Natur in Salzburg. Geol.-mineral. Abt., 13. Jg., Salzburg 1962.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Stadiale Moränen im Hochalmispitz-Ankogelgebiet. — Zeitschr. für Gletscherkde., XXIII. Bd., Leipzig 1935, S. 153—170, mit 5 Textfig. und 1 Karte.
- SÖLCH, J.: Studien über Gebirgspässe. — Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde, XVII/2, Stuttgart 1908.
- Die Landformung der Steiermark. Grundzüge einer Morphologie. — Vlg. Leuschner & Lubensky, Graz 1928, 221 S., mit 9 Abb.
- Über Schwemmkegel der Alpen. — Geogr. Ann., 1949.
- SPREITZER, H.: Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. — Geograph. Studien, Festschrift zur Vollendung d. 65. Lebensjahres von Prof. Dr. Johann Sölch, Wien 1952, S. 132—144, mit 1 Taf.
- Über die Entstehung der Großformen in den Hohen Gurktaler Alpen. — Carinthia II, Klagenfurt 1951, S. 65—77.
- Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. — Zeitschr. des Vereins für Erdkunde, V, Berlin 1952, S. 294—305, mit 5 Abb.
- Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. — Geograph. Jah-

- resber. aus Österr., XVIII. Bd., Wien 1959/60, S. 1—50, mit 2 Abb., 4 Karten, 2 Prof. und 5 Bildn.
- SPREITZER, H.: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taunus. — Zeitschr. für Geomorph., Supplementband 1, Berlin 1960, S. 211—236, mit 13 Bildn. und 3 Karten.
- Größenwert des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion. Vornehmlich am Beispiel des oberen steirischen Murgebiets. — Mitt. d. Naturwiss. Vereins für Stmk, Bd. 93, Sonderband, Festschrift S. Morawetz, Graz 1963, S. 112—119, mit 2 Abb. und 2 Bildn.
- STINY, J.: Zur Landformenkunde des Glocknergebiets. — Geolog. Rundschau, Bd. 25, Stuttgart 1934, S. 378—382, mit 2 Textabb.
- THURNER, A.: Morphologie der Berge um Innerkrams. — Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, 73. Bd., Wien 1930, S. 94—126 und 174—197, mit 4 Abb. und 2 Tab.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ost-alpinen Oberflächenformen. — Mitt. der Österr. Geograph. Gesellschaft, 92. Bd., Wien 1950, S. 171—190.
- Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Springer-Vlg., Wien 1957, 822 S., mit 120 Abb. und 5 Taf.
- WORM, G.: Kare und Kartreppen in ihrer Abhängigkeit von voreiszeitlichen Reliefresten. — Zeitschr. für Gletscherkde., XV. Bd., Leipzig 1927, S. 277—285.

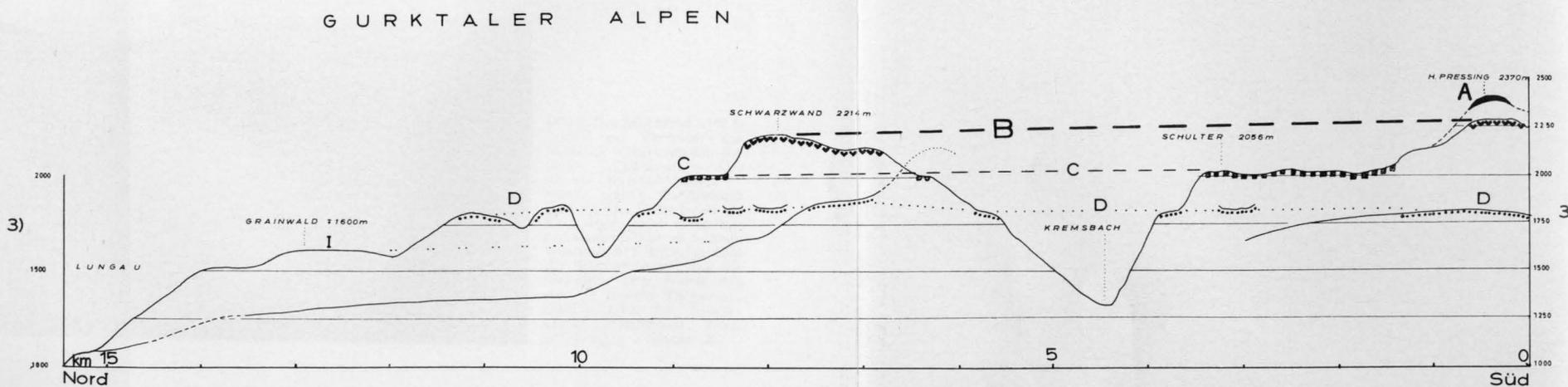
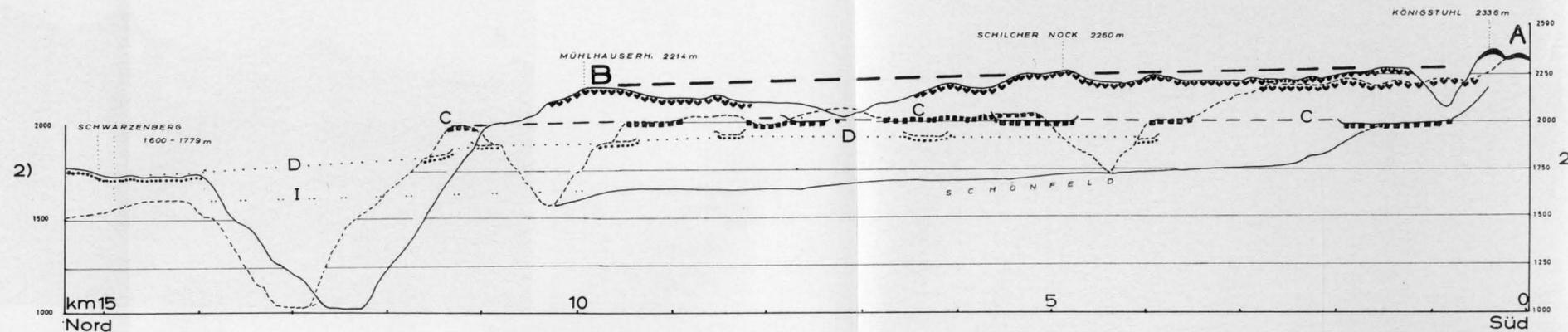
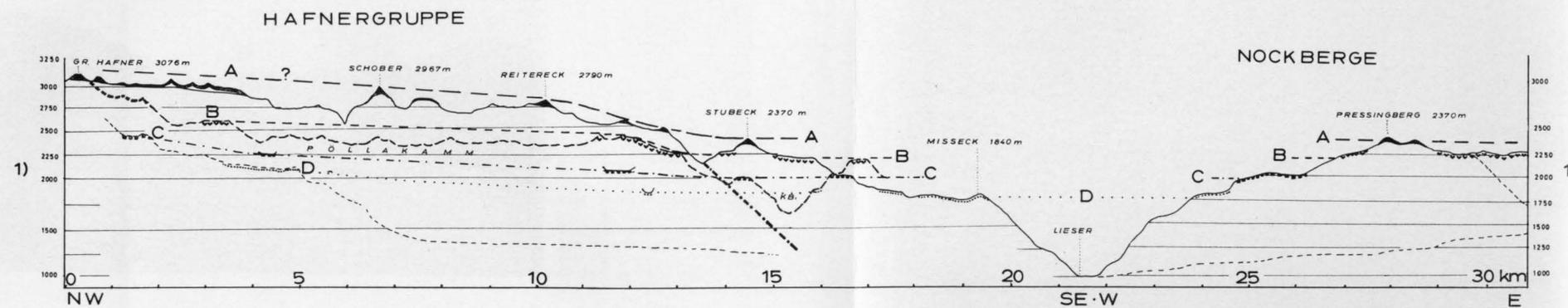
Verzeichnis der Abbildungen, Bilder und Karten

- Abb. 1: Reihenprofil Hafnergruppe-Pöllatal.
- Abb. 2: Die Epigenese von Rauhenkatsch.
- Abb. 3: Schwemmkegelgenerationen (Diagramm und Profile).
- Tafel XII: Die Verebnungssysteme im Katschberggebiet.
- Tafel XIII: Profile (Großformung):
1. Längsschnitt Hohe Tauern—Gurktaler Alpen.
 2. und 3. S—N Profile der Nordabdachung der Nockberge (Zentrales Bergland—Lungau).
- Tafel XIV: Bild 1: Die Formengruppe am Stubeck.
Bild 2: Die Formengruppe westlich der Katschberglinie.
Bild 3: Das Schönfeld.
- Tafel XV: Bild 4: Der Pöllaltaltrog.
Bild 5: Spätwürm-Moräne bei St. Georgen mit Hafnergruppe.
Bild 6: Glatthangbildung am Pöllakamm.
(Aufnahmen vom Verfasser, 1963 und 1964).

DIE VEREBNUNGSSYSTEME IM KATSCHBERGGEBIET

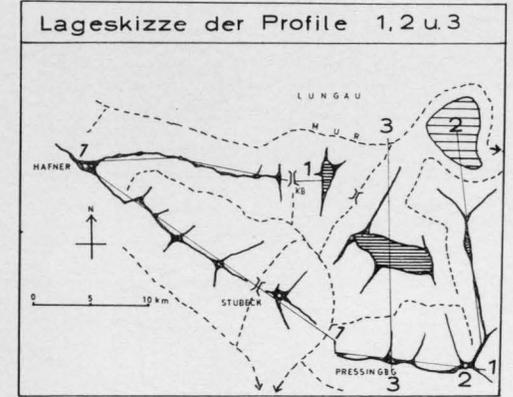


PROFILE (Großformung)



KB = Katschbergpaß 1641m
 --- Grenze PENNIN-OSTALPIN

- RESTE DES SYSTEMS
- A-
 - B-
 - C-
 - D-
 - I. oberstes talgebundenes SYSTEM



Alle Profile sind zweifach überhöht
 Es wurden nur die Flächen- und das höchste der Talsysteme beachtet.

H. NAGL: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen

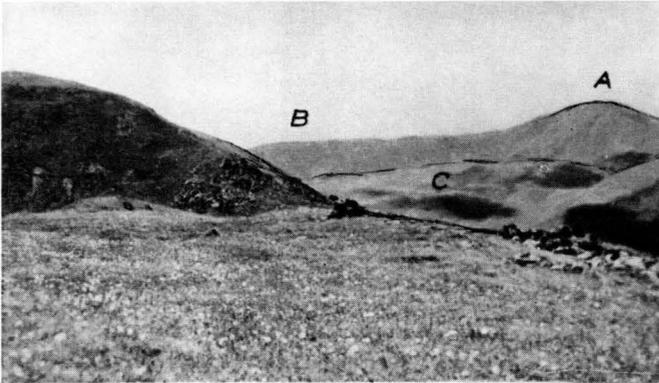


Bild 1: Die „Formengruppe“, gebildet aus den Niveaus A, B und C: Stubeck und Obere Luka (A: 2370 m, B: 2200 m, C: 2020 m—2100 m)

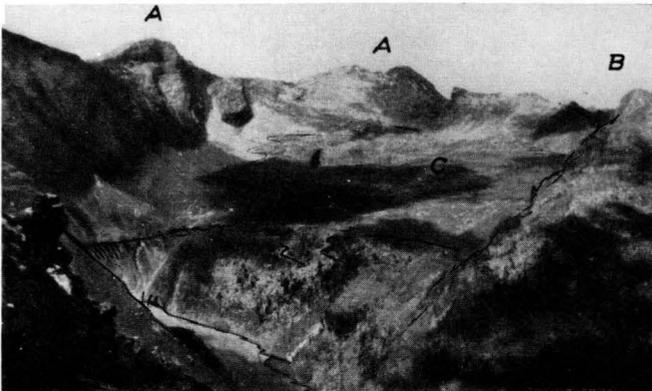


Bild 2: Die glazial umgestaltete Formengruppe im Aufwölbungsgebiet der Hafnergruppe: Reitereck-Semmannwand und Lassörn (A: 2790 m—2814 m, B: 2450 m—2550 m, C: 2160 m—2360 m)

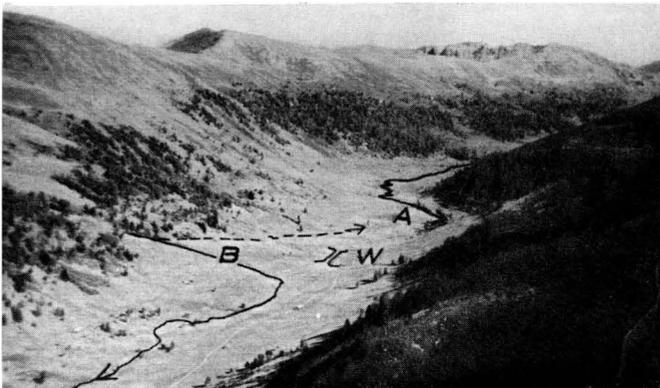


Bild 3: Das Schönfeld, 1700 m—1780 m, Vertreter des höchsten talgebundenen Systems („Paßniveau“). Der oberste Bundschuhbach wurde seines Quellgebiets beraubt und fließt heute als Kremsbach durch einen Regressionsdurchbruch nach Westen (A); links im Bild ein Schwemmkegel mit Bifurkation (B), rechts davon die rezente Talwasserscheide (W). Im Hintergrund Mühlbacher Nock (2273 m) — Niveau B

H. NAGL: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen



Bild 4: Pöllatal, mittlerer Abschnitt: Von den Trogwänden aus gehen die gsnitzzeitlichen Schuttkegel, die sich verzahnen und so den Talboden bilden. Dieser Abschnitt liegt zwischen Gsnitz- und Schlernmoräne in 1220 m Höhe

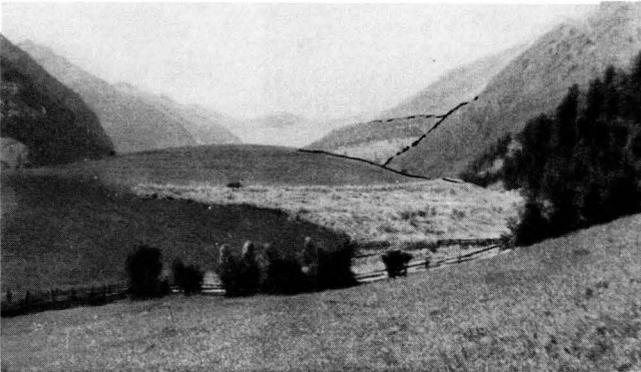


Bild 5: Wümrückzugsmoräne (präschlern?) bei St. Georgen in 1240 m Höhe; im Vordergrund Umfließrinne, im Mittelgrund rechts Bergsturz Kareck-Zaneischg; im Hintergrund links Kleiner Hafner (3016 m)



Bild 6: Glatthangbildung (im Vordergrund rezent!) am hinteren Pöllakamm in ca. 2400 m, vom Oblitzen aus. Rechts Lieser-, links Murtal, Nebelgrenze bei 2100 m