

Morphologische Untersuchungen in der Warscheneckgruppe.¹⁾

Von

Bruno Bannert, Wien.

Lage und Aufbau.

Die Gruppe des Warscheneck (vgl. dazu die Karte auf Tafel III) gehört zu dem großen Massiv des Toten Gebirges, von dessen eigentlichem Hauptstock es das weit nach SE zurückgreifende Steyrtal abschnürt. Im SW wird das Warscheneck durch die Mitterndorfer Senke, im S durch das Ennstal, im E durch die Talung des Pyhrnpasses und im N durch das Windischgarstener Becken begrenzt. Die Plateauform des Kalkstockes ist in seinem östlichen Teil besser ausgebildet als im W, wo die Täler weiter gegen das Zentrum der Gruppe zurückgreifen.

Wie der Dachstein und sein östlicher Ausläufer bis zum Grimming und wie das Tote Gebirge gehört auch dessen östliche Fortsetzung, das Warscheneck, der sogenannten „tirolischen Basis“ an, einem einförmigen Schichtpaket, dessen hauptsächlichste Gesteine Ramsau- und Dachsteindolomit — vorzugsweise den Westteil der Gruppe aufbauend — und geschichteter Dachsteinkalk von großer Mächtigkeit sind, welch letzterer den mittleren und östlichen Teil des eigentlichen Stockes einnimmt. Hier im E, im Ursprungsgebiet der Teichl, wird er durch Jurakalk überlagert.

Zwischen den Grimming und das Tirolikum im Bereiche des Salzsteigjoches, an dem Totes Gebirge und Warscheneck zusammenhängen, schaltet sich ein Gebiet anderer Fazies ein: der Kamm Hechelstein—Sonnenwöckler südlich des oberen Grimmingbaches, der aus Gutensteiner und Reiflinger Kalk und darüber lagerndem Hallstätter Kalk besteht. Dieser Streifen stellt eine dem Juvavikum zugehörige Deckscholle vor, die in einer den Grimming einerseits, Warscheneck—Totes Gebirge anderseits verbindenden Mulde der tirolischen Basis liegt.

Zwischen dieser Deckscholle, bzw. den Südstürzen der Warscheneckhochfläche weiter im E und dem breiten Talboden der Enns, jenseits dessen die

¹⁾ Die folgenden Ausführungen fassen die Ergebnisse meiner Dissertationsarbeit zusammen, die unter der Anleitung Prof. F. Machatscheks in den Jahren 1931 bis 1933 entstanden ist. Sie kann im phil. Dekanat der Universität Wien unter der Nr. 11.791 entlehnt werden.

Grauwackenzone erscheint, dehnt sich ein drittes Gebiet tektonischer Eigenart aus, die sogenannte Klippenzone. Hier sind Gosaugesteine und Dachsteinschichten, zum Teil auch ältere Triassschichten miteinander verschuppt und die Tatsache, daß die Abtragung die harten Kalke als schmale Streifen über die Gosauschichten emporwachsen läßt, erklärt zur Genüge die Bezeichnung: Klippenzone.

Die vorgosauische Tektonik führte zum Einschub der juvavischen Deckscholle auf das Tirolikum, zu dessen Einwalmung und zur teilweisen Versenkung der Deckscholle an Brüchen. Die Tiefenlinien des Reliefs, das sich nach jenem Deckenschub entwickelte, wurden in der Oberkreide mit mächtigen Konglomeraten, Mergeln und Sandsteinen (Gosauschichten) erfüllt. Im Alttertiär fanden neue intensive Krustenbewegungen statt: Die Masse des Warscheneckstockes erlitt eine derartige Schrägstellung, daß seine ältesten Schichten vornehmlich im W, seine jüngsten im E (Teichlursprung) erscheinen. Die Gosauschichten der Klippenzone wurden nordwärts zusammengepreßt und mit Triaskalken verfaultet und verschuppt. Im Windischgarstener Becken wurden die Gosauschichten zum Teil von der tirolischen Masse des Warscheneck überfahren, zum Teil liegen sie aber dort noch autochthon über den Kalken des Hauptstockes, wie in der Umgebung des Pießling Ursprungs und des benachbarten Präwaldberges gut zu beobachten ist. Die steilen Hänge der „Klippen“ sind zum Großteil von den weichen Oberkreideschichten entblößte vorgosauische Steilhänge, die später von der glazialen Erosion noch etwas zugeschärft worden sind. Aber einige Steilwände im Gebiet der Klippenzone sind anderer Entstehung; sie stellen nämlich relativ sehr junge Bruchwände dar und sind keineswegs durch Denudation freigelegt. Stets ist bei diesen Brüchen der Nordflügel gegenüber dem Südflügel gehoben. Zu diesen Bruchlinien gehört jene längs des Fußes der Rötel-Wolkensteinwand, an der gegen E immer ältere Schichtglieder auftauchen und die gegen W in Form einzelner Facetten austönt, deren frische Formen die Andauer der Bewegung an der Bruchlinie bis in die jüngste Zeit vermuten lassen. Der Bruch der Acherlstein-Südwand, der gegen W bis über die aus Liasfleckenmergel bestehende Wand oberhalb Steinach reicht, ist durch das Vorkommen des Wörschacher Miozäns an seinem Fuß eindeutig als jung erwiesen; denn das Material dieses Tertiärs kann unmöglich am Fuß einer Kalksteilwand abgelagert worden sein. Als dritte junge Bruchlinie ist jene längs der Hochtausing-Südwand zu erwähnen. Auch die Anordnung der Terrassen und die erkennbare Schiefstellung einzelner Systeme läßt auf die Nachwirkungen der gegen S immer intensiveren Senkungsvorgänge schließen. Das zeigen auch die Ergebnisse einer im Wörschacher Torfmoor niedergebrachten Bohrung, die in unmittelbarer Nähe des Nordrandes der Ennstalsole das Anstehende erst in 195 m Tiefe erreichte. All dies gibt neue Hinweise für die von Ampferer (Lit. 1, S. 25) vermutete junge Einbiegung des Ennstales zwischen Gröbming und Admont.

In der N- und E-Umrahmung des Teichlhohtales haben sich Jurakalke erhalten, die mit dem Untergrund in normalem Schichtverband stehen. Nirgends direkt aufgeschlossen ist dagegen die Basis der Juraschichten, die südlich des Teichlhohtales im Wurzerkampfl 1713 m erreichen. Das häufige Vorkommen

von Werfener Schichten legte es nahe, hier einen Deckenrest zu vermuten, doch begegnen dieser Deutung manche Schwierigkeiten: so fehlt einmal zwischen den Werfener Schichten und dem hangenden Jurakomplex die gesamte triadische Serie. Auch kann jene Annahme nicht erklären, warum die Zone des Haselgebirges am Wurzerkampl die verschiedenen Juraschichten durchschneidet; diese Beobachtung zwingt dazu, das Auftreten der Werfener Schichten auf jeden Fall mit Brüchen in Verbindung zu bringen, und so erscheint die Voraussetzung, es handle sich um eine Deckscholle, auch aus diesem Grunde nicht genügend gestützt. Es gibt übrigens noch zwei Hinweise darauf, daß auch diese Juraserie südlich des Teichlhohtales autochthon ist: so ist auf der Verebnung „in der Höll“ noch bei 1050 m (Spez.-K. 1 : 75.000; 3 mm SE des H von Höll) typisch gebankter Dachsteinkalk aufgeschlossen (in der geologischen Karte nicht eingezeichnet), über dem, durch einen schmalen Schuttfuß getrennt, die jurass. Hornsteinkalke beginnen. Der unmittelbare Kontakt beider Zonen ist leider durch Schutt verhüllt, doch lassen die Lagerungsverhältnisse, besonders das gemeinsame Fallen nach NE vermuten, daß wir im Dachsteinkalk das normale Liegende der Juraschichten zu sehen haben. Auch ist der Faziesunterschied der Juraserien beiderseits des Teichlhohtales nicht bedeutend und zwischen Fleckenmergeln und Hierlatzschichten findet ein ähnlicher Übergang statt, wie ihn auch Hahn (2, S. 25) an der N-Seite des Grimming nachweisen konnte. Überdies stehen über den Sattel der Wurzeralm hinweg, den im Sinne der Deckengliederung eine tektonische Grenze queren müßte, die Hornsteinkalke, die in beiden Juraserien das Liegende der Oberalmschichten bilden, miteinander in naher Verbindung, was auf der geologischen Karte nicht gut ersichtlich ist.

Formenentwicklung.

Von der ältesten Oberfläche haben wir nur durch die Augensteine Nachricht, die ich auf der Speikwiese nordöstlich des Warscheneckgipfels gefunden habe; sie sind nach der Anschauung Lichteneckers (3, S. 25) wohl gleich alt wie der Endrumpf, der nach den letzten Schubbewegungen des Oligozäns zur Ausbildung gelangte. Die mittelmiozänen Verbiegungen, die aus ihm die Raxlandschaft schufen und die heutigen großen Tiefenlinien anlegten, boten meines Ermessens den Anlaß zur Ablagerung der Konglomerate bei Wörschach und Gröbming, deren Material sich aus Kalk und zentralalpinen Geröllen zusammensetzt und deren stellenweise überfaustgroßes Korn auf ein stärkeres Relief zur Zeit seiner Ablagerung hindeutet. Die Raxlandschaft, die im Warscheneckgebiet eine maximale Reliefenergie von 400 m besitzt, wurde bei der weiteren Hebung noch verbogen. Die Zone größter Höhen längs des Warscheneck-Hauptkammes und das neuerliche Anschwellen der Höhen im Angermassiv entsprechen zwei verschiedenen Wölbungszonen. In die folgende stärkere Hebung fällt eine Bruchphase mit großräumigen Verstellungen der Schollen gegeneinander (Bruchlinie längs des Niederhüttenbaches, bei der Brunnalm, östlich des Eisernen Bergls). Die gute Erhaltung der Bruchstufen zeigt, daß damals das Gebiet schon verkarstet war oder doch bald der Verkarstung erlegen sein muß, sich also schon in größerer Höhe befand. Diese Formung schloß die Ausbildung

des präglazialen Reliefs der Hochfläche ab, das dann im Eiszeitalter noch stark verändert wurde. Gegen E wurde die Raxlandschaft längs einer N-S-streichenden Flexurlinie bis 1600 m (Schwarzenberg) abgesenkt und auch im W und S wurde sie bis in diese Höhe herabgebogen. Auf der sich nach W senkenden Altfläche hat der Grimmbach seinen obersten Lauf unabhängig von den Gesteinsverhältnissen angelegt, während das weiter im S parallel dazu verlaufende Tal der Gnanitz einer vorgosauischen Störungslinie folgt. Bei der fortschreitenden Zertalung dieses Gebietes tritt der Widerstreit zwischen den reinen Abdachungstälern und den Subsequenzfurchen in Erscheinung, in dem schließlich die Ausbildung der Subsequenztalungen den Vorrang gewinnt.

Einem Parallelisierungsversuch der verschiedenen Terrassensysteme bereitet der Umstand Schwierigkeiten, daß die Entwässerung des Gebirgsstockes nach verschiedenen Talgebieten gerichtet ist, die tektonisches Eigenleben besitzen. Die Rekonstruktion zusammengehöriger Formen wird weiterhin erschwert durch die Folgen der Verkarstung, im Südteil des Gebietes durch den Einfluß des häufigen Gesteinswechsels. Maßgebend für die Zusammenfassung von Talbodenresten war die Anschauung, daß Terrassen in ähnlicher allgemeiner Höhenlage wohl gleichen Zeitperioden entstammen. Berücksichtigt wurden dabei die Lage der Terrasse im Verhältnis zum zugehörigen Tal, im besonderen die Lage zum Quellgebiet und zur lokalen Erosionsbasis, ferner das Gestein und der mutmaßliche Grad der glazialen Beanspruchung. Ganz allgemein ergab sich die Tatsache, daß die Terrassensysteme gleichen Alters im Ennstal tiefer liegen als im Mitterndorfer und Windischgarstener Becken.

Die Reste eines ältesten Talbodens erkennen wir im Tal des Grimmbaches: Hier liegt an der Mündung des Baches in die Gnanitz bei 1600 m die Verflachung des oberen Sumperbodens (System 1, vgl. die Karte!) 300 m tiefer als die Gipfflur der verbogenen Raxlandschaft. Für diesen Talboden funktionierte vermutlich die im Raume südlich des Gnanitzbaches in der Hebung zurückgebliebene Raxlandschaft als Erosionsbasis. Von ihr sind aber heute dort keine Reste mehr erhalten, da hier die spätere selektive Erosion sie besonders leicht vernichten konnte. Der auffällige Höhenunterschied zwischen diesem Westteil der Klippenzone und dem Grimmbach ist also eine Folge der stärkeren Abbeugung der Raxlandschaft, die uns die Gipfflur der Klippen nur andeutet, und der späteren starken Zerschneidung an Subsequenzlinien. Auf der Nordseite des Warschenecks entspricht dem Sumperbodensystem die Eckflur (1670 m) der Hutterer Alm und der oberste Talboden des Graseggtales (NW der Speikwiese). Östlich davon wurden nach der Absenkung der Raxlandschaft die Talböden des Lack- und Stubwiestales bei 1400 m angelegt (System 2). Diese Täler wurzelten damals weiter im S und erst die in ihrer ersten Anlage durch einen Bruch bedingte Entstehung des Teichlhohtales mit der Ausbildung der Terrasse des Hohen Wipfels 1500 m (östl. Wurzeralm) bot die Grundlage für die heutige Entwicklung dieser Täler. Einem jüngeren System (3) gehört die Fläche an, welche der das im Werfener Schiefer gelegene Ausräumungsbecken des Teichlhohtales abschließende Kalkriegel trägt. Die Ausräumung der weichen Schichten ist erst später durch das Eis erfolgt. Heute findet die Entwässerung durch einen Ponor statt, in dem die Teichl am Fuße des Kalkriegels

verschwindet; sie erscheint auf eine kurze Strecke jenseits des Riegels und tritt dann erst wieder oberhalb des Pflөгerturmes im Pichlriß zutage. Die gut entwickelten Flächen des dritten Terrassensystems treten auch nördlich des Pichlrisse auf und zeigen eine N gerichtete Entwässerung der Paßregion an, die, wie die Terrasse des BrunNSTeines (1390 m) lehrt, damals über die heutige Wasserscheide nach S zurückgegriffen hat. Terrassen dieses Systems finden sich auch in den in das Ennstal herausführenden Tälern. Im Grimmingtal fand zu dieser Zeit Tiefenerosion statt, die die Bildung eines Talbodens nicht gestattete. Um so besser ist in der Klippenzone das nächst tiefere Terrassensystem (4) entwickelt; ein Rest dieses Systems liegt am Zlembach in der Terrasse oberhalb Pireiter bei 1160 m vor (Sp.-K. westlich P von Planicher Wald), die einem Zlembachtalboden angehörte, der noch ins Mitterndorfer Becken entwässert wurde. Weiters gehören diesem System an die Terrassen des Schönmoos des Wörschachbachtals, in den Klammkalken bei 1130 m entwickelt, die Torissen-Terrasse des Weißenbaches bei 1065 m (südl. R von Reitbauer und nördl. Hollerer) und Terrassen am Pyhrnbach bei 1025 m. Hierher ist wahrscheinlich auch die Terrasse bei 1160 m am BrunNSTein zu stellen, die für die damalige Zeit eine Lage der Wasserscheide anzeigt, die schon den heutigen Verhältnissen am Pyhrnpaß entspricht.

Im Bereich des Schwarzenberges waren die Kleinbewegungen noch nicht zum Stillstand gekommen. Es erfolgte die Absenkung der Fläche „in der Höll“, die die Bäche an sich zog und die Entstehung der Schlucht des Pichlrisse einleitete, ferner die Absenkung des Präwaldberges, wobei längs der Bruchlinie der Lack- und Stubwiesbach gegen NNE abgelenkt wurden.

Im Einzugsgebiet der Steyr kam es zur Ausbildung der schön erhaltenen Terrassenflächen im Bereich des Steyrberges, die ebenfalls diesem System angehören. Die westlich davon gelegene „Stromboding“-Schlucht ist wohl zu dieser Zeit über Gosauschichten angelegt worden. Als nächsttieferes System treffen wir im Steyrtal schon das präglaziale (6), während sich bei den anderen Flußgebieten noch eine jüngere Talsohle (5) zwischenschaltet: dazu gehören im Teichtal die bei 960 m gelegenen Terrassen beim Abraham (westlich des Pießlingquertales), im Zwiesel Ennstal—Pyhrnbachtal die Terrassen beim Breinsperger bei 880 m, im Wörschachbachtal die Terrassen von Loressa, die in den Klammkalken 970 m hoch liegen. Daß die Entwässerung des Zlembaches in das Mitterndorfer Becken noch bis in diese Zeit andauerte, erweist die tiefere Terrassenreihe unterhalb Pireiter (bis 1030 m, nordöstlich P von Plana). Doch schon das nächste, das präglaziale Terrassensystem, das beim Wiesberger an der Zlembachtalmündung ins Ennstal in 860 m Höhe liegt, zeigt die Umlegung der Entwässerung des Zlembaches zur Enns an. Vielleicht ist damals auch schon der Grimmingbach (Terrasse vom Schachner 970 m) in den Zlembach und damit zur Enns geflossen. Die entscheidende Umgestaltung hat dieses Gebiet durch das Eis erfahren. Durch das untere Grimmingtal reichte ein mächtiger Arm des Ennsgletschers nach N, der die Übertiefung bei Untergrimming schuf und weiter aufwärts in dem Fleckenmergel das Becken von Lessern ausräumte. Aus der Erosion dieses Ennsgletschers erklärt sich die bedeutende Höhenlage der Talung Zlembach—Wörschachbach gegenüber der niedrigen ins

Mitterndorfer Becken führenden Wasserscheide von Klachau. Beim Schwinden der Vergletscherung reichte das Ennseis noch bis in die Gegend des Rückens von Zlem, während das Grimmbach-Gnanitztal schon eisfrei war; in ihnen häuften sich damals mächtige Stauschotter an, die bis nördlich Klachau herabreichten. Der Grimmbach schnitt später oberhalb von Klachau epigenetisch in diese Schotter ein und hier sind in einer Höhe von 845 bis 890 m Terrassen anzutreffen (Terrasse der Klachauwiesen 890 bis 870, Kuppe westlich Klachau 880 m und tiefere Verebnungen, Talboden 845 bis 860 m). Zur Zeit dieses Talbodens erfolgte die Anzapfung von S her infolge der durch die glaziale Ausräumung des Beckens von Lessern belebten Erosion, die bis unter die heutige Höhe der Klachauer Alluvialebene fortschritt. Der junge Bergsturz vom Grimmbach zwang wohl den Fluß zur bescheidenen Aufschüttung der gewundenen Klachauer Schotterflur, konnte ihn aber nicht mehr gegen das Mitterndorfer Becken ablenken.

Im Wörschachbachtal liegt das präglaziale Terrassensystem in 850 m Höhe, im Pyhrnbachtal bei 825 m. Auch an der Teichl konnte ich es gut verfolgen, wo es auf den Gosauhöhen des Windischgarstener Beckens erscheint und in den Terrassen nördlich von Roßleiten 750 m erreicht. Am unteren Pießlingbach ist dieses System bei 770 m erhalten und zeigt somit die alte Anlage des Quertales an. Besonders gut ist es an der Steyr entwickelt; es erreicht am Stromboding im Poppenberg 853 m.

Der breite Sattel von Vorder-Stoder ist an den Gosauzug geknüpft, der vom Windischgarstener Becken ins Stodertal führt. Hochgelegene Verflachungen an den beiderseitigen Hängen des Tamberges erweisen, daß die heutigen Quertalstrecken der Steyr und Pießling seit jeher bestanden. Der Sattel von Vorder-Stoder verdankt somit seine Lage ausschließlich der fluviatilen und glazialen Ausräumung; er hat nichts mit einem alten Steyrtal zu tun. Die Eiszeit schuf nur lokale Veränderungen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß oberhalb des präglazialen Talbodens maximal fünf Terrassensysteme festgestellt werden konnten, die jedoch nicht in allen Talgebieten erhalten sind.

Das Eiszeitalter.

Das Eiszeitalter schuf in unserem Gebiet bedeutende Veränderungen. Die großen Tiefenlinien, die das Warscheneck begrenzen, waren von Ferneis erfüllt. Vom Ennstal zogen, wie sich an der Zusammensetzung der Grundmoräne erkennen läßt, breite Eisströme in das Windischgarstener Becken, bzw. ins Mitterndorfer Becken. — Die erratische Grenze des über dem Pyhrnpaß fließenden Eisstromes hat Böhm (4, S. 25) durch Interpolation in der Paßgend bei 1150 m festgelegt, während der Ennsgletscher im Gebiet der Klippenzone sicher 1300 m Höhe erreichte. Zahlreiche Eisströme der lokalen Vergletscherung des Warschenecks vereinigten sich zur Zeit des Hochstandes der letzten Vereisung mit diesen Ferneis. Die Wurzel dieser Vergletscherung lag im Warscheneck-Hauptkamm (2400 bis 2200), der an der N- und S-Seite von Karen angefressen wurde. Auffällig ist das Fehlen von Karen in der Angergruppe (1900 bis 2100); das erklärt sich

daraus, daß sich am Beginn der Eiszeit im höheren Warscheneck-Hauptkamm Kare ausbildeten, deren Eis mit dem weiteren Fallen der Schneegrenze wohl schon die Hänge der Angergruppe überzog, während die flachen Gipfflächen von einer Firnhaube überzogen waren. Für die Ausbildung eines Kares am N-Hang war also kein Platz vorhanden, während an der S- und E-Seite die steilen Hänge keine Ansatzstellen boten. Erst durch die Ausbildung der Kare wurden die flachen Mittelgebirgsformen der Altfläche zerstört und die scharfen Grate, Steilwände usw. geschaffen. Nur dort, wo sich keine Kare eintiefen konnten, wie in der Angergruppe, oder dort, wo die Kare nicht genügend weit zurückgriffen, um die alte Landoberfläche zu zerstören, wie in den nördlichen Warscheneckausläufern, haben sich die sanften Formen der Raxlandschaft erhalten können. Die Anlage der Kare der N- und S-Seite des Hauptkammes unterscheidet sich grundsätzlich dadurch voneinander, daß jedem Kar der N-Seite ein eigener Gletscher entsprach, der nach kurzem Lauf in das Eisstromnetz der Haupttäler mündete, während sich im S die verschiedenen Gletscher zunächst zu einer Eismasse vereinigten, welche die Hochfläche, im einzelnen differenziert, bedeckte und erst von hier in die Täler abfloß, zum Teil als breiter Strom, wie in das Teichlhochtal und die Gammerring, oder als schmale Zunge über die Steilstufe der Weißenbachermauern. Nur im W, in der Gnanitz und im oberen Grimmingtal, wurde den Tälern durch das Eis ein Trogprofil aufgeprägt. Die geschilderten Abflußverhältnisse waren von großer Bedeutung für die Höhe der Karböden: während diese im N, wo das Eis ungehindert abfließen konnte, im Durchschnitt bei 1600 m liegen, enden die seitlich zusammengewachsenen Karböden des Inneren bei 1900 m, in der ungefähren Höhe der Talböden der gehobenen Raxlandschaft. Die Höhenlage der jüngeren Kare ist vielfach durch die Exposition bedingt: sie liegen auf der S-Seite um durchschnittlich 150 bis 200 m höher als im N; dies ist eine Folge von Niederschlag und Bestrahlung, da die in den Großkarnischen gelegenen jungen Kare der N-Seite lange beschattet werden, während die Kare des S fast den ganzen Tag der Sonnenstrahlung ausgesetzt sind. Bei der Entwicklung der Kare konnte ich einen gewissen Zyklus feststellen. Auf der S-Seite sind die auf die zentralen Hochflächen mündenden Kare seitlich zusammengewachsen. Die Großkare der N-Seite sind durch die Vereinigung von verschiedenen kleineren Karen entstanden, die sich in den Talursprüngen ansiedelten. Als beim Steigen der Schneegrenze das Großkar als Ganzes nicht mehr vom Eis erfüllt war, konnten sich in geschützten Lagen der Karwände kleine Kare ansiedeln, die in einzelnen Fällen von dazugehörigen Moränenwällen abgeschlossen werden, die ihrer Höhenlage nach wohl dem Daunstadium zuzurechnen sind. Von diesen jüngeren Karen ist das Kar der Gamskammer (NW des Warscheneckgipfels) zu unterscheiden, das zwar wie jene in ein Großkar mündet, aber zufolge seiner selbständigen und hohen Lage bereits am Beginn des Eiszeitalters entstanden ist. Seine Anlage erfolgte wohl aus einer Doline auf den flachen Hängen der Altfläche des Warscheneck; es ist auf, bzw. in das Großkar hineingewachsen und stellt eine jüngere Phase einer Entwicklungsreihe dar, wie wir sie im Graseggkar (östlich Speikwiese) weiter ausgebildet sehen, wo das obere und das untere Kar schon so weit zusammengewachsen sind, daß eine wohlentwickelte Kartreppe entstand.

Die Entwicklung und der Erhaltungszustand der Karformen hängt von dem Gestein ab, in dem sie ausgebildet sind. So sehen wir sie im wasserdurchlässigen und verkarsteten Hauptdolomit und Dachsteinkalk schön ausgebildet und gut erhalten; im Ramsaudolomit dagegen wurden sie wohl schon von vornherein schlechter ausgebildet und später überdies bis auf einzelne Reste vollkommen zerstört, so daß sie heute nur mehr die mächtigen Quelltrichter der Bäche des Stoderer Weißenbach- und des Grimmingtales bilden.

Während zur Würmzeit Ennstal und Mitterndorfer Becken vom Eis noch vollkommen bedeckt waren, endeten die Eismassen der jüngeren Würmzeit im Windischgarstener Becken am Stromboding an der Steyr und unterhalb der E. St. Roßleiten an der Teichl. Die Grenze zwischen der Grundmoränendecke und den Schottern nördlich der genannten Orte zeigt diese Verbreitung der Eismassen eindeutig an. Dazu kommen noch mächtige Seitenmoränenwälle des Jungwürm-Teichl-Gletschers zwischen dem Gleinkersee und der Pießling. Der Gleinkersee, der wahrscheinlich von Karstquellen gespeist wird, wurde durch sie aufgestaut, als der Gletscher dieses Tal querte. Daraus erklärt sich auch die tiefere Lage der Seitenmoränen vor dem See, die zum Teil das Profil des zugeschütteten Tales widerspiegeln. Die breite Form des Gleinkerseetales in den Gosausandsteinen, die unmittelbar an der Kalksteilwand des Schwarzenberges beginnt, geht auf die Erosion eines Lokalgletschers zurück. Wie die Formen des Gleinkertales im Kalk zeigen, kann dieser nicht lange das Tal erfüllt haben und kann auch zur Zeit der Ablagerung der Seitenmoränen nicht mehr vorhanden gewesen sein. Da der Gletscher nur durch das über niedere Sättel aus dem Hochtal der Teichl und dem Graseggatal überfließende Eis gespeist wurde, ist das leicht verständlich. Die Ausschürfung des Gleinkerseetales muß also schon auf eine ältere Zeit zurückgehen. Nach dem Zurückweichen des Eiskuchens, der im älteren Abschnitt der Würmzeit im Windischgarstener Becken lag, wurden an den N-Hängen des Warscheneck mächtige Bergsturzmassen abgelagert. Im Spätwürm und im Bühlstadium hatten die Lokalgletscher des N-Hanges Gelegenheit, ihre eigene Individualität auch in ihren tiefen Teilen zu entfalten. Ähnliche Verhältnisse bestanden beim Kommen und Gehen jeder einzelnen Vereisung, und auf die Erosionswirkung des Eises in diesen Perioden gehen die schmalen Trogprofile in den unteren Talstrecken des Rot-, Loigis- und Windhagtales zurück, die sich an die mächtigen Tröge der oberen Talstrecken anschließen. Die Bühlgletscher endigten unmittelbar unter den steilen N-Hängen des Warscheneck und haben wohlentwickelte Endmoränenwälle hinterlassen: die Endmoränen bei Roßleiten, das schöne Amphitheater um den Schafferteich, die kleinen Wälle am Windhagsee und im unteren Rotatal. Die nächsten Endmoränen finden sich talauf erst vor kleinen, günstig exponierten Karnischen in den Großkaren des Ramesch und des Rotkares und diese Moränen rechne ich dem Daunstadium zu.

Noch vor der Würmeiszeit wurde zwischen Rot- und Loigistal eine mächtige Brekzie abgelagert, die später von Würmgrundmoränen bedeckt und von den Bühlgletschern des Rot- und des Loigistales angeschnitten wurde. Wahrscheinlich ist sie wie die von Ampferer (5, S. 25) nördlich der Hallermauern beschriebene Brekzie ins Reiß-Würm-Interglazial zu stellen. In ihr ein Äquivalent einer

neuerlichen Hebung zu sehen, wie dies Ampferer bei der Hallermauern-Brekzie tut, vermag ich jedoch nicht, da auch heute ein genau so mächtiger Schuttfuß die steilen N-Hänge stellenweise umgibt. Auch fehlt in den Talprofilen jeder Hinweis auf eine solche Hebung.

Das wichtigste Schrifttum.

1. Ampferer, O., Über größere junge Formenänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Ztschr. f. Geomorph. 1925/26.
— Fortschritt der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont—Hieflau. Jahrb. Geol. B. A. 1926.
2. Hahn, F. F., Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien 1913.
3. Lichtenegger, N., Österreich. (In Klute: Handbuch der geograph. Wissenschaft, Bd. Mitteleuropa.)
4. Böhm, A., Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. Geol. R. A. 1885.
5. Ampferer, O., Über Gehängebrekzien der nördlichen Kalkalpen. Jahrb. Geol. R. A. 1907.
6. Geyer, G., Über den geol. Bau der Warscheneckgruppe. Verh. Geol. R. A. 1913.
7. Machatschek, F., Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkhochalpen. Ostalp. Formenstudien I/4, 1922.
8. Wißmann, H., „Das Mitter-Ennstal“. Forsch. zur deutsch. Landes- und Volkskunde, 1927.

—————

Morphologische Karte der Warscheneckgrappe

