

Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe

Mit 1 Tafel, 10 Textabbildungen und 4 Bildern

Von Erwin Wilthum

Die vorliegende Untersuchung konzentriert sich auf die noch umstrittene Genese der plateauartigen Landoberflächen im Dachsteingebiet und die kausalen Beziehungen zwischen Morphologie und Tektonik. Es soll versucht werden, den morphotektonischen Bauplan des jungtertiären Reliefs, der in den bisherigen Arbeiten (F. Machatschek, 1922; A. Meier, 1932; E. Seefeldner, 1934; O. Gannss, 1939) wenig beachtet wurde, zu erkennen.

Das untersuchte Gebiet (Tafel) liegt größtenteils innerhalb der Dachsteindecke im Sinne L. Kobers (1938). Dieser Teil der Decke zeigt eine mannigfaltige morphologische Gestaltung. Landschaftlich am schönsten ist das wuchtige, gletscherbedeckte Kargebirge, das im Hohen Dachstein bis 3000 m ansteigt (Abb. 11, 13, 14). Dem Kargebirge lagern im Norden die kupfigen Hirlatzberge vor. Im Westen schließen sich der schmale Gosausein und in seiner Fortsetzung das zackige Gratgebirge des Gosaukammes an. Dieses wird durch die schnurgerade Gosauseen-Furche vom niedrigeren Modereckplateau getrennt (Abb. 14), welches im Norden in das nur mehr 1550 m hohe Plankensteinplateau übergeht.

Eine besondere tektonische Stellung nimmt die Hallstätter Decke ein. Sie taucht südlich des Gosaukammes unter die Dachsteindecke und kommt in der Plassengruppe wieder zum Vorschein (L. Kober, 1938). Der seine Umgebung auffallend überragende, steile Kalkklotz des Plassen sitzt dem Haselgebirge des Hallstätter Salzberges auf.

In der Dachstein- und Hallstätter Decke bilden harte Kalke die Hauptgesteine. Im waldreichen Gosaubecken dagegen dominieren weiche Konglomerate, Sandsteine und Mergel. Das breite, mittlere Gosautal und der niedrige, rückenförmige Falmbergzug weisen daher sanfte Formen auf.

Südlich der Dachsteindecke erstreckt sich die Schuppenzone Werfen—St. Martin, die unter die Hallstätter- und Dachsteindecke einfällt. Mit ihren gerundeten Wald- und Almhängen steht sie zu den über sie steil aufragenden, kahlen Wänden des Dachsteinkalkes in großem landschaftlichen Gegensatz.

I. Die Einzellandschaften

Die Nordseite des Kargebirges

Gjaidsteinplateau. Geht man von Hallstatt aus durch das Echernthal und die Herrengasse über den Wiesberg auf das Gjaidsteinplateau, so ergibt

Anmerkung. Zur Durchführung und Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhielt ich von der Sektion „Edelweiß“ sowie vom Verwaltungsausschuß des ÖAV bedeutende Subventionen, für die an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

sich eine grundlegende morphologische Gliederung: Nach einem steilen Anstieg im Bereich der jüngeren Talsysteme (T III bis T I) wird über dem Hochtal der Herrengasse (T I) in etwa 1800 m das verkarstete, eisüberformte Plateau (Jüngere Plateaulandschaft = P_2) zwischen Wiesberghaus und Hallstätter Gletscher erreicht. Nach Überwindung eines 200 bis 400 m hohen, wandartigen Steilabfalles betritt man im Gjaidsteinplateau abermals eine plateauförmige Landschaft (Ältere Plateaulandschaft = P_1). Die Unterscheidung von zwei verschiedenen alten Plateaulandschaften (Abb. 11) erfordert eine eingehende Beschreibung ihrer Formenwelt.

Die Ältere Plateaulandschaft blieb am Niederen Gjaidstein im Ausmaße von einem halben Quadratkilometer zwischen 2400 und 2480 m vorzüglich erhalten (Abb. 1, 12). Das sehr interessante Plateaustück besitzt ebene und flachkuppige Oberflächenformen. Letztere lassen keine konvex-konkaven Hangprofile erkennen. Ein eigenes Talnetz fehlt. Nur zwischen K. 2398 und K. 2399 (Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe 1 : 25.000) streicht eine an einer $N33^{\circ}W$ -gerichteten Verwerfung (mit geschlepptem Nordflügel) angelegte, flachgespannte

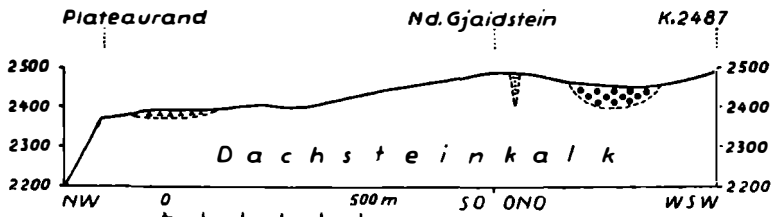


Abb. 1. Profil durch das Plateau des Nd. Gjaidstein (P_1). Schwarze Dreiecke = Breccie aus Dachsteinkalk, schwarze Vollkreise = Konglomerat aus Dachsteinkalk, punktiert = Augensteinkonglomerat in Verftungsspalte.

Mulde über den Wänden oberhalb des Eissees in die Luft aus. Außerdem ist das nach NW geöffnete Gjaidkar in das Flachrelief eingesenkt. Der Boden des Kares mündet in das jüngere Plateau (P_2) aus; eine Stufe wird bloß durch die später entstandene Eissee-Doline vorgetäuscht (Abb. 4, I). Der SW-schauende Karhang schließt mehrere Verwerfungen auf — die größte streicht $N 40^{\circ} W$ — die parallel zur Karmulde verlaufen und deren Richtung bestimmen haben.

Das Karstphänomen fehlt keineswegs. Trichterdolinen in verschiedener Größe, Dolinengassen und größere Karstwannen bis zum Ausmaße von $200 \times 100 \times 30$ m wurden durchwegs entlang von Störungen angelegt. Alle eingemessenen Dolinenachsen streichen um NW und NO; $N 60^{\circ} W$ - und $N 25^{\circ} O$ -Achsen treten besonders hervor. Die Karsthohlformen werden fast immer von perennierendem Schnee erfüllt. Diese Schneeflecken im Lee der Westwinde liefern das nötige Lösungswasser und verursachen die Hohlformen. Dort, wo der Schnee abgeweht wird oder nur kürzere Zeit liegen bleibt, entstanden längs der Störungen keine Dolinen.

Die Schichtrippen des meist NW-streichenden und zwischen 20 und 30° nach SW-fallenden, gut gebankten Dachsteinkalkes werden auf dem Gjaidsteinplateau — im starken Gegensatz zur tieferen Plateaufläche (P_2) — mit Verwitterungsschutt bedeckt. Die festen Polster von *Silene acaulis* L. und *Carex firma* Host. wurzeln in ihm, wodurch stellenweise grün schimmernde Flächen entstehen. Die Verwitterung erfolgt entlang der steil einfallenden und sich

kreuzenden Kleinklüfte mit den Hauptachsenplänen NW—NO. Das meist saigere Einfallen bedingt senkrecht stehende Gesteinsscherben. Diese „ziegelartige“ Aufrichtung hat daher mit Strukturböden nichts zu tun, wie O. G a n s s (1939) fälschlich annimmt. Tatsächliche Erscheinungen des Frostbodens lassen sich aber vielfach beobachten. Zwischen trockenem, grobem Schutt nisten kreisähnliche, feuchte Brodelstellen mit feinem Kalkschutt, der nach unten zu stark abnimmt und schwarzer Erde Platz macht.

Der Plateaurest ist mit Augensteinen und Bohnerzen überstreut. Die Augensteine bestehen hauptsächlich aus vielen, meist polierten Quarzgeröllen, grünen Gesteinen, Graphitschiefern, Quarzphylliten, Werfener Schiefern und Gneisen. Das bis kindskopfgroße Material entstammt den Zonen des Kristallins, der Grauwacken und des Schuppengebietes Werfen—St. Martin. Die Überstreuerung ist keineswegs primär-flächenhaft, wie O. G a n s s (1939) ausführt. Die Augensteine plombieren vielmehr als fest verkittetes Konglomerat Verwerfungsspalten und Klüfte. Von hier aus nimmt die Verschwemmung der Augensteine ihren Ausgang. So streicht knapp südlich vom Niederen Gjaidstein eine mehrere Meter breite Spalte in einer Länge von 100—150 m N 60° W; sie wird von Augensteinkonglomerat, in dem auch Kalkschutt mit Bohnerzbelag steckt, erfüllt (Abb. 1). Im Gelände fällt die Spalte als augensteinüberstreute Mulde zwischen anstehendem Dachsteinkalk auf. Die schmale Mulde zieht sich in das Gjaidkar bis auf 2400 m herab, eine Spaltentiefe von etwa 80 m anzeigend.

Südwestlich des Augensteinkonglomerates beobachtet man ein flachgelagertes und fossilleres Konglomerat aus Dachsteinkalk. Zwischen groben, oft überkopfgroßen Geröllen und kantengerundeten Blöcken schalten sich feinkörnige Lagen ein. Das Vorkommen erfüllt eine 200 m breite und 40—50 m tiefe Mulde, die in N 17° W-Richtung die heutige Wasserscheide durchbricht. Das schotterartig aufbereitete Konglomerat, in dem sich verschwemmte Quarzgerölle finden, bildet einen Sattel zwischen N 40° W-streichendem Dachsteinkalk (Abb. 1, 12).

Das Konglomerat wurde von O. G a n s s als „Gosau“ kartiert (Geologische Karte der Dachsteingruppe 1 : 25.000) und beschrieben (1939). Er deutet es als Strandhalde am Fuß des Steilhanges zum Hohen Gjaidstein und hält das Gjaidsteinplateau mit dem Steilhang für ein prägosaisches Relief. Beim Fehlen von Fossilien bleibt die Altersbestimmung des Konglomerates aber fraglich. Da das Konglomerat in einer Mulde liegt und der Steilhang, wie wir noch sehen werden, tektonisch entstanden ist, kann es sich um keine Strandhalde handeln. Außerdem läßt sich die Beobachtung von O. G a n s s vom Gröberwerden des Konglomerates gegen den Steilhang zu nicht bestätigen. Das Gjaidsteinplateau kappt Dachsteinkalk und Konglomerat in gleicher Weise, weshalb man nicht von einer Wiederaufdeckung eines prägosaischen Reliefs sprechen kann, auch dann nicht, wenn ein Gosaukonglomerat vorliegen sollte. Das Gjaidsteinplateau hat jedenfalls jüngerer Alter.

Eine Breccie von O. G a n s s als Gosau kartiert, befindet sich in der Nähe, östlich von K. 2399 (Abb. 1, 12). Das diesmal ungeschichtete Material besteht gleichfalls hauptsächlich aus Dachsteinkalk. Das Vorkommen, in dem Trichter- und Kluftdolinen zu beobachten sind, liegt in einer flachen Wanne.

Nördlich des oben beschriebenen Plateaurestes führt ein gerader Steilhang, dessen unterer Teil flacher wird und entlang von N 25° O-streichenden Störungen ganz verstürzt ist, auf ein um 70 m tieferes, wesentlich schmäleres Plateaustück, das den gleichen Formenschatz wie das höhere besitzt und bis zum

Taubenkogel reicht. Am Fuß des Steilhanges streicht eine mit schneerfüllten Dolinen besetzte Verwerfungsspalte N 40° W; die das Plateau im Westen abschneidende Wand schließt sie mit geschlepptem Nordflügel sehr gut auf, eine Parallelverwerfung begleitet diese auffällige Störung. An der Ostseite streicht eine große Verwerfung N 60° W und fällt 80° N 30° O ein. Eine Reibungsbreccie zwischen glatten Harnischen wird sichtbar.

An der Verwerfung mit der Reibungsbreccie wittert ein braungelber Quarzsandstein aus. Winzige, polierte Quarzgeröllchen werden von einem bei Bepuffen mit Salzsäure lebhaft aufbrausenden, kalkigen Bindemittel verfestigt; Bohnerze (oft poliert) und kleinerer Kalkschutt stecken ebenfalls in diesem Sandstein. Der Quarzsand wurde in die Verwerfungsspalte eingeschwemmt, der Kalkschutt stammt von der Reibungsbreccie. Man wird diesen Sandstein dem Augensteinkonglomerat altersmäßig gleichsetzen dürfen, obwohl die kleineren Quarze eine Auslese aus dem sonst anzutreffenden Material der Kristallin- und Grauwackenzone darstellen. Jedenfalls hat auch dieser Sandstein mit dem erhaltenen jungtertiären Relief nichts mehr zu tun. Die Verstellung von P₁ erfolgte offensichtlich an alten Störungen, die bei den jungtertiären Bewegungen wieder belebt worden sind.

Zwischen Taubenkogel und K. 2274 wird das NW-NO-Störungsnetz sehr dicht. Hier wurde P₁ durch eine große, 40 m tief eingesenkte Doline vernichtet. Kleinere Dolinen reihen sich entlang von N 35° O- und N 60° W-Verwerfungen. Infolge der Verdichtung des Störungsnetzes kommt es an dieser Einschaltung des Plateaus außerdem zu einer starken Schuttbringung; der Schuttmantel an der Westwand wird den Plateaurand bald erreichen! Die erwähnten Verwerfungen streichen zur Ostwand des Plateaus durch. An ihnen, wie auch an den feinsten Klüften, wittern Augensteine (Grauwacken- und kristallines Material) bis zu einem tieferen Plateau in 2000 m aus.

Nördlich und westlich des Taubenkogels werden Verwerfungen nahe des Plateaurandes zu Zerrspalten (Druck in den leeren Raum!) erweitert. Auch die von O. G a n s s als „Erdbebenspalte“ kartierte, N 50° O-streichende Verwerfung bei K. 2398 ist eine Zerrspalte.

Südwestlich des Niederen Gjaidsteins erreicht man über eine schmale Wasserscheide, die bereits knapp unter P₁ liegt, einen sehr steilen Hang, der zu einer größeren Ebenheit in 2630 m emporführt. Die Verflachung gehört ebenfalls der Älteren Plateaulandschaft an, die nach Südwesten zu auf einem immer steiler werdenden Hang zur 2800 m hohen Kuppe des Hohen Gjaidsteins emporstrebt.

Der Steilhang zwischen 2500 und 2630 m geht nicht auf eine einfache Verstellung zurück. Eine große Verwerfung kann hier nicht nachgewiesen werden. Wohl aber lassen sich an diesem Steilhang viele parallel verlaufende und zwischen N 10° W und N 15° W-streichende Störungen feststellen. Man kommt daher zur Vorstellung einer „Verbiegung“, die wir als *Reliefflexur* bezeichnen wollen. Der mechanische Vorgang ist so zu denken, daß die Reliefflexur entlang der steil nach O einfallenden Verwerfungsflächen staffelförmig vor sich ging. Mit dem Hohen Gjaidstein endet P₁. Südlich eines großen NW-Verwerfers beginnt der Grat des Kleinen Gjaidsteins. Dieser liegt bereits unter P₁ und gehört einer jüngeren Landschaft an.

Das Gjaidsteinplateau wurde gegen Süden emporgewölbt (Abb. 11). Dabei zerriß P₁ in drei größere Staffeln. Die Verstellung erfolgte an alten, wieder belebten Störungen.

Ochsenkogelplateau. Das schmale, höchstens 300 m breite, von vegetationslosen Wänden begrenzte Plateau steigt von 2200 m (Niederer Ochsenkogel) auf 2650 m (Niederer Kreuz) mit einer durchschnittlichen Neigung von 7 bis 8° an. Wie im Gjaidsteinplateau handelt es sich um einen an einer alten Wasserscheide erhaltenen Rest der Älteren Plateaulandschaft. Flache Kuppen, Mulden und kleine Ebenheiten bestimmen das morphologische Bild. Die größte feststellbare relative Höhe beträgt auf einem nicht verstellten Plateaustück 125 m. Ein speziell P₁ zugehöriges Entwässerungssystem ließ sich nicht nachweisen. Bei näherem Zusehen steigt das Ochsenkogelplateau nicht allmählich, sondern in vier Staffeln (Abb. 2) an.

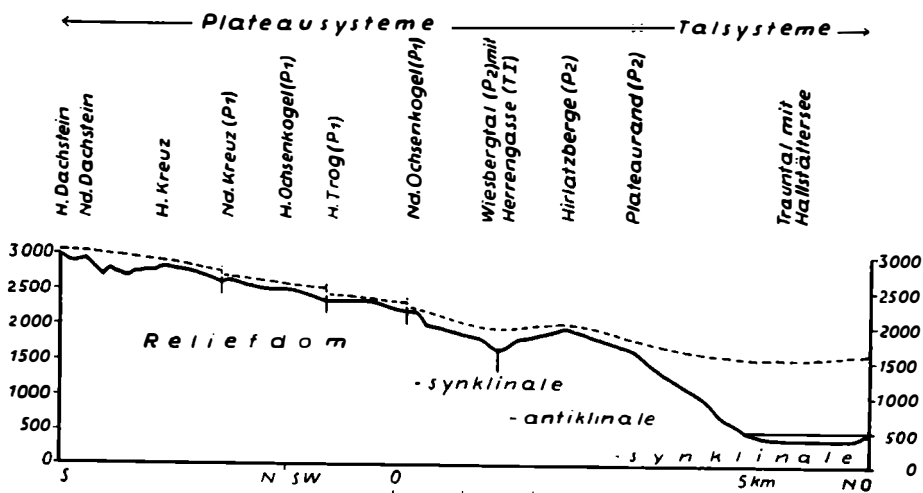


Abb. 2. Querprofil H. Dachstein—Trauntal. Weiß = Dachsteinkalk, senkrechte Linien = Störungen, strichlierte Linie = jungtertiäre Reliefaltung (schematisch).

Um den Niederen Ochsenkogel blieb eine ebene, dicht begrünte und mit vielen kleinen Dolinen durchsetzte Fläche als unterste Stufe erhalten. Die Dachsteinkalkbänke streichen NW und fallen 30° SW; diese Lagerung herrscht mit geringen Abweichungen bis zu einer Verwerfung südlich des Niederen Kreuzes. Zwischen der Ebenheit und dem südwestlich ansteigenden, 40° geneigten, geraden Hang konvergieren in einer Mulde eine N 30° W- und eine N 80° W-streichende Störung. Die steil nach NO einfallenden Verwerfungen werden auch an der Ostwand aufgeschlossen. Wie in allen derartigen Fällen muß man den Steilhang als eine zurückgewitterte Bruchstufe betrachten; der Steilhang wurde sicher während der sehr langsamen Verstellung der Schollen gebildet.

Über dem steilen Hang beginnt das um 140 m höher gelegene, gut erhaltene Plateaustück zwischen Mittlerem Ochsenkogel und Hoher Trog als zweite Staffel. An schön gerundete Kuppen schließen sich nur 30 m tiefere Einsattelungen. Der hellgraue Dachsteinkalk wird von meist NW-streichenden, roten Hirlatzkalkbändern unterbrochen. Der Hirlatzkalk verfügt über die gleiche Härte wie der Dachsteinkalk, weshalb er morphologisch in keiner Weise hervortritt. Außerdem fand ich 250 m WSW vom Mittleren Ochsenkogel eine auf-

fallend begrünte, schmale Rinne, in der braune, jurassische Hornsteine anstehen. Dieses Juravorkommen plombiert eine N 55° W- und N 10° O-streichende Spalte.

Bei der Hohen Trog endet das Plateaustück plötzlich an einem Steilhang. Gerade hier lassen sich wiederum große Störungen, die schon von A. Meier (1932) erwähnt werden, verfolgen. Schneerfüllte Dolinengassen bezeichnen drei eng zusammengedrückte Verwerfungen mit N 50° W-, N 70° W- und N 80° W-Richtung. Die N 70° W-Störung quert mit einer 1—3 m breiten Mylonitzone das Wildkar und setzt sich bis zum Nordfuß des Taubenriedels fort, wo sie um mehr als 100 m weiter verfolgbar ist als dies auf der Geologischen Karte verzeichnet wurde. Die N 80° W-Störung wird durch steiles Aufbiegen der Schichten, die 60° SSW einfallen, bezeichnet. Die Karwand nordwestlich der Hohen Trog schließt diese Verwerfung sehr gut auf: Die Schichten des Nordflügels sind nach unten geschleppt, die des Südflügels fallen nach SW ein; eine breite Mylonitzone liefert eine große, hoch hinaufreichende Schutthalde. Wiederum muß der Steilhang, der zwei morphologisch gleichartige Plateaureste trennt, als eine zurückgewitterte Bruchstufe betrachtet werden. Über ihr betritt man die dritte Plateaustaffel vom Hohen Ochsenkogel (2525 m) bis zum Niederen Kreuz (2654 m).

Südlich des Niederen Kreuzes beobachten wir dolinenbesetzte, N 60° W-streichende Verwerfungen am Fuß jenes Grates, der zum Hohen Kreuz (2808 m) steil hinaufführt. Nördlich der Störungen fällt der Dachsteinkalk nach SW, südlich von ihnen nach NO ein, wobei bis zum Hohen Kreuz der Fallwinkel entlang kleinerer Störungen immer etwas verändert wird. Zwischen den großen Verwerfungen wurde der Dachsteinkalk zerquetscht. F. M a c h a t s c h e k (1922) hat den Anstieg zum Hohen Kreuz mit Recht als Bruchstufe bezeichnet. Die vierte Plateaustaffel zwischen Hohem Kreuz und Hohem Dachstein blieb nicht mehr erhalten. Aus ihr wurde ein Grat herausgeschnitten, der unter P₁ liegt (Abb. 2).

Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau gehören einer Landoberfläche an (Abb. 4, I). Das beweisen die völlig gleichartigen Oberflächenformen aller Plateaustaffeln, deren Verstellung an nachweisbaren Brüchen vor sich ging. Auf dem Ochsenkogelplateau treffen wir auch Ablagerungen an, die denen des Gjaidsteinplateaus ganz entsprechen. Auf der Hohen Trog findet man die kümmerlichen Reste einer Dachsteinkalk-Breccie, die jener auf dem Gjaidsteinplateau östlich der K. 2399 gleicht und von O. G a n s s als Gosau kartiert wurde. Spuren dieser Breccie entdeckte ich noch bei K. 2354 und 70 m nördlich davon und außerdem 250 m nördlich vom Hohen Ochsenkogel in 2450 m. Alle vier Fundstellen lassen weder eine Schichtung noch die Form der Auflagerungsfläche erkennen.

Der feinkörnige Sandstein (2 Fundstellen) des Niederen Kreuzes wurde von O. G a n s s aber sicher mit Unrecht als Gosau kartiert. Beim oberen Vorkommen (2650 m) wittert ein fein- bis grobkörniger, braungelber Sandstein linear aus. Der sehr kalkige Kitt enthält überwiegend fein polierte Quarzeröllchen, Glimmerblättchen, Werfener Schiefer, Lydit und Limonit. Die dünnplattigen, braungelben Scherben markieren eine 2 m breite, N 35° W-streichende Verwerfungsspalte, die sicher mit Reibungsbreccie erfüllt war, da in dem Sandstein Dachsteinkalkschutt eingebacken ist. Nicht gerollte Bohnerzstücke liegen lose. Die untere Fundstelle (2560 m) zeigt den gleichen feingeschichteten, braungelben Sandstein, der dort auswittert, wo zwei Verwerfungsspalten mit N 10° O- und N 70° O-Streichen zusammenstoßen. Außer dem kristallinen Material sind

Kalkschutt und polierte Bohnerze eingebacken. Manchmal hat der Sandstein eine blaßrote Farbe.

Ein drittes, O. G a n s s nicht bekanntes, gleichartiges Vorkommen befindet sich 30 m nordwestlich des Hohen Ochsenkogels in einer N 40° O-streichenden, 1—6 m breiten Verwerfungsspalte. Man wird auf die Stelle durch die vielen kleinen, gerollten und kantigen Quarze, darunter ein faustgroßer Quarzit, aufmerksam; formlose Bohnerzklumpen gesellen sich dazu. Schließlich fand sich bei der Hohen Trog noch ein derartiges, aber nur mehr in leicht übersehbaren Resten erhaltenes Vorkommen.

Kein Zweifel kann bestehen: bei diesen Aufschlüssen handelt es sich um Augensteinsandsteine und -konglomerate, die denen vom Gjaidsteinplateau völlig gleichen. Weiters wäre darauf hinzuweisen, daß es im Gosaubecken keine Sandsteine und Konglomerate ähnlichen Aussehens gibt. Nie tritt diese braungelbe Färbung auf, niemals enthalten sie Bohnerze. Die Augensteinvorkommen plombieren durchwegs Verwerfungsspalten.

Auch auf dem Ochsenkogelplateau bedeckt der entlang der Kleinklüfte aufbereitete Schutt Schichtköpfe und -flächen der Kalkbänke. An vielen Stellen werden die Schichtrippen infolge der dünnen Schutthaut sichtbar. Auf dieser fallen uns außer feuchten Brodelstellen auch *Polsterringe* von *Carex firma* auf. Die Polsterpflanze stirbt in der Mitte ab, wobei offenbar Frost- und Windwirkung das zentral eingefressene Loch immer mehr vergrößern, sodaß nur mehr ein Ring oder Kranz des Polsters übrigbleibt. Innerhalb des Ringes liegt feiner Schutt. Auf dem Hohen Ochsenkogel, in 2500 m, gibt es Prachtexemplare dieser Polsterringe. Hier beobachtet man auch linear gestreckte, senkrecht zur Windrichtung angeordnete *Polsterwülste* der *Carex firma*, die anscheinend durch das Auseinanderdrängen der Ringenden eines schon beschädigten Polsteringes entstehen. Die Westseite der Polsterwülste zeigt deutlich die auflösende Windwirkung. Polsterkränze über der Frostbodengrenze hat K. W i c h e (1953) aus dem Hohen Atlas beschrieben.

Im Gegensatz zu den Feststellungen von A. M e i e r (1932) treten die Karsterscheinungen auf dem Ochsenkogelplateau sehr hervor. Zwischen der Hohen Trog und dem Mittleren Ochsenkogel zerfressen Dolinengassen und 30 bis 40 m tiefe Dolinen die Plateaufläche. Wiederum stellen perennierende Schneeflecke das Lösungswasser zur Verfügung. Wenn man sieht, wie sehr die Dolinen die Kuppe des Mittleren Ochsenkogels schon deformiert haben oder wie 200 m nordöstlich der Hohen Trog der Schutt in das Schlundloch einer Doline hinabrieselt, deren oberer Durchmesser bereits 150 m beträgt, so gewinnt man den Eindruck, daß die Dolinen die Ältere Plateaulandschaft vollkommen zerstören werden, falls perennierender Schnee noch lange Zeit zur Verfügung steht. Auf der Plateaustaffel des Hohen Ochsenkogels wurde P₁ hunderte Meter weit durch zwei große Dolinen zerstört; stellenweise blieben nur mehr gratartige Ruinen zwischen den zusammenwachsenden Karsthohlformen stehen. Die Achsen der Dolinengassen und Dolinen spiegeln das tektonische NW-NO-Störungsnetz wider, doch treten auch N- und N 80° W- beziehungsweise N 80° O-Achsen in Erscheinung.

Kleinere P₁-Reste. Diese blieben durchwegs auf NW-streichenden Seitenkämmen des Ochsenkogelplateaus, meist nur mehr als kleinere oder größere Gipfelverflachungen erhalten (Abb. 3). Der größte Rest ist das flachkuppige, bis 300 m breite Schreiberwandplateau nördlich der Adamekhütte. Das allseits von Wänden umgebene, kahle Plateaustück war vom Eis überflossen; Dolinen und

Dolinengassen treten daher besonders hervor. Gegen das Hohe Kreuz zu löst sich das Plateau in einen unter P_1 liegenden Grat auf.

Im Hoßwandkamm finden wir noch plateauartiges Gelände um die Hohe Hoßwand. Östlich der an einer Verwerfung angelegten Hoßwandscharte liegt die Gipfelverflachung des Hoßkogels. Der anschließende Hoßwandgrat ist eine Schichtstufe im NW-Streichen des Dachsteinkalkes; die steile NO-Wand wird von den Schichtköpfen, die flachere, vom Eis teilweise unterschrittene SW-Seite von den Schichtflächen gebildet. Der Hoßwandgrat kann als schon recht schmale Schichtstufe nicht mehr zu P_1 gerechnet werden, wenn er auch nicht weit darunter liegen dürfte.

Der Gschlösselkogel stellt nur mehr einen an einer ehemaligen Wasserscheide gelegenen, gratartigen Rest unter P_1 dar, der entlang der Schichtflächen verwittert. Der südöstlich anschließende breite, niedrigere Rücken entstand durch die Beseitigung des Grates infolge der beiderseitigen Rückwitterung der Gratwände und darf daher nicht mehr zur „Tertiären Landoberfläche“ — sobald man darunter das älteste erhaltene Relief versteht — gerechnet werden, wie dies in der Geologischen Karte geschehen ist.

Der Kamm des Hohen Grünberges mit einem von O. G a n n s (1939) beschriebenen Radiolaritrest streicht als Schichtstufe NW, wobei der SW-einfallende Schichthang im unteren Teil vom Eis steil unterschritten wurde. Da eine den Dachsteinkalk kappende Plateaufläche fehlt, muß ein morphologischer P_1 -Befund unsicher bleiben.

Beim Niederen Grünbergkamm blieb ein größerer P_1 -Rest mit einem Radiolaritvorkommen erhalten. Der Niedere Grünkogel selbst hat aber seine frühere Kuppenform verloren; es blieb nur mehr ein sehr schmaler Kamm übrig, dessen Schichtflächen nach SW einfallen. Der SW-schauende Hang und die anschließende Mulde werden von mehreren NW-streichenden Verwerfungen durchzogen, zwischen denen das Schichtfallen ständig wechselt. Die Mulde wurde demnach entlang der Störungen angelegt. In ihrer Fortsetzung liegt der zu P_1 gehörende, sehr abgeflachte Gamskogel mit 45° SW-einfallendem Dachsteinkalk.

Alle P_1 -Reste beugen sich übereinstimmend gegen NW, zum Gosaubecken hin, allmählich ab. Der durchschnittliche Beugungswinkel gleicht ungefähr dem des Ochsenkogel- und Gjaidsteinplateaus, die sich nach N und NO, gegen das Trauntal abdachen.

Die erhaltenen Reste der Älteren Plateaulandschaft auf der Nordseite des Kargebirges erlauben eine recht genaue Rekonstruktion jener Bewegungen, die zur Aufwölbung von P_1 geführt haben. P_1 war jene eingeebnete Landschaft, die von der Aufwölbung betroffen wurde. Wir erhalten — im großen gesehen — das Bild einer kuppelförmigen Wölbung, die wir als Reliefdom bezeichnen (Abb. 10). Die P_1 -Wölbungsfläche wurde im Zentrum des Domes, um den Hohen Dachstein, völlig zerstört (Abb. 8, 11). Während der Bildung des Reliefdomes kam es zu staffelförmigen Verstellungen von P_1 .

Da von der Älteren Plateaulandschaft nicht nur Gipfelverflachungen, sondern Plateaustücke mit einem eigenen Relief bis zu einem halben Quadratkilometer Größe erhalten geblieben sind, muß P_1 als eine selbständige Formen- gruppe betrachtet werden. Infolge der Aufwölbung schnitt sich in P_1 ein neues Entwässerungssystem ein, das die alte Landschaft bis auf Reste zerstörte und zur Ausbildung einer jüngeren Landschaft (P_2) führte.

H a l l s t ä t t e r g l e t s c h e r K a r und W i e s b e r g t a l. Zwischen Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau wurde eine neue Landschaft — P_2 — aus P_1

herausgeschnitten. Eine weite, durch sekundäre Wasserscheiden gegliederte Mulde entstand, die während des Pleistozäns zum Kar des Hallstätter Gletschers umgestaltet wurde (Abb. 4, I). Der Karraum wird durch die alten Wasserscheiden Schöberl-Taubenriedel und Wildkarkogelkamm deutlich gegliedert (Tafel). Außerdem haben sich Reste solcher Wasserscheiden im Oberen- und Unteren Eisstein und im Grat der Dirndln erhalten. Vier, zum Gletscher geöffnete Einbuchtungen im Grat Hohes Kreuz—Hoher Dachstein—Gjaidsteinsattel zeigen ehemalige Quellmulden an. Im Wildkar sieht man überaus klar, wie sich zwei frühere, in der Eiszeit zu Karen umgestaltete Quellmulden in P_1 hineingefressen haben: Die Wasserscheide zwischen den einstigen P_2 -Bächen wurde bis auf einen Rest durch die beiderseits lateral wirkende Verwitterung über der jeweiligen Schwarz-Weiß-Grenze niedergelegt. Die südliche der beiden Kar mulden hat die alte Wasserscheide zwischen Niederm Kreuz und Schöberl durchbrochen. Eiszeitlich veränderte Quellmulden legten auch die Wasserscheide Schöberl-Simonyhütte nieder. Auf diese Weise wurde das turmartige Schöberl aus einem wasserscheidenden Kamm herausmodelliert.

Das in P_1 eingesenkte Bachnetz entwässerte im wesentlichen nach NNO, der Abdachung des festgestellten Reliefdomes folgend. Das neue Relief wies Höhenunterschiede von mehreren hundert Metern auf. Allem Anschein nach war der obere Teil des Hangprofiles mittelsteil geneigt, während sich der untere gegen den Talboden zu immer mehr verflachte, so daß ein konkaves Profil entstand. Durchwegs lassen sich muldenförmige Täler erkennen. Ob die wasserscheidenden Kämmе — einschließlich der Wasserscheide Hohes Kreuz—Hoher Dachstein—Hoher Gjaidstein — vor dem Pleistozän schon Schneiden waren oder ob sie noch von einem schmalen P_1 -Rest gebildet wurden, kann in Anbetracht der starken eiszeitlichen Hangrückverlegung nicht mehr mit Sicherheit gesagt werden.

Für die Beurteilung des Formenschatzes von P_2 müssen die eiszeitlichen Veränderungen richtig eingeschätzt werden. Der Tiefenschurf des Eises kann nicht groß gewesen sein, da die Wasserscheiden, auch die quer zum Eisabfluß streichende Schöberl-Taubenriedel, nicht beseitigt werden konnten. Die geringe Schurfwirkung wird durch eine Beobachtung in der Nähe des Wiesberghauses bestätigt. An einer eben von Moränen freigelegten Stelle, an der sich NO- und WNW-Kleinklüfte schneiden, waren an den Kreuzungspunkten vom NNW-fließenden Eis Gesteinspartikel entfernt worden. Trotzdem gerade hier die Vorbedingungen für die Exaration sehr günstig waren, war nur die der Fließrichtung zugekehrte Seite glatt und rundgebuckelt, während die abgekehrte rau blieb und kleine Unebenheiten nicht beseitigt wurden. Der Gletscherschurf erschöpfte sich zumindest auf einem plateauförmigen Gelände in einem langsamen Abschaben mit geringer Tiefenwirkung. Außerdem sei darauf hingewiesen, daß Schichtköpfe und Schichtflächen der Dachsteinkalkbänke fast überall erhalten blieben und nicht entfernt wurden. Muß der Tiefenschurf des Eises als gering erachtet werden, so war das Rückwittern der Hänge über der Schwarz-Weiß-Grenze bedeutend.

Die P_2 -Bäche zwischen Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau bogen in einem rechten Winkel in das $1\frac{1}{2}$ km breite Wiesbergtal zwischen den Hirlatzbergen und den NO-schauenden Wänden des Kargebietes ein. Der weitere Abfluß erfolgte nach NW, gegen das Echerntal. Zum Wiesbergtal öffnet sich das tief in P_1 eingesenkte und eiszeitlich umgeformte Schladminger Loch. Von

den Hirlatzbergen kamen nur kurze Zuflüsse. In dem weiten Talraum selbst sind die ehemaligen Bachläufe nicht mehr rekonstruierbar.

Das Wiesbergtal streicht auffälligerweise schnurgerade NW. Man erkennt, daß die Achse dieser Bäche sammelnden Mulde sowohl im Schichtstreichen als auch im Streichen der vielen NW-Störungen liegt. Zu letzteren gehört der schon lange bekannte Bruch der Herrengasse, den ich in der Bärengasse weiter verfolgen konnte. Der morphologische Achsenplan stimmt mit den tektonischen Achsenplänen überein! Das breite Wiesbergtal, das durch die Erosion der kleinen Bäche nicht erklärt werden kann, erweist sich als eine tektonische Einmuldung von P_1 (Abb. 2). Da es sich hiebei um die Verbiegung eines bestimmten Reliefs handelt, bezeichnen wir derartige Verbiegungen als **Relieffaltung** und erkennen im Wiesbergtal eine **Relieflängssynklinale**. Sie folgt offensichtlich einer tektonischen Schwächezone der Dachsteindecke. Die Relieflängssynklinale lagert in morphotektonischer Hinsicht zwischen dem Nordostrand des zentralen Reliefdomes und der linearen, NW-streichenden Aufwölbung der Hirlatzberge (Abb. 10). Das P_2 -Muldenprofil der zerschnittenen Reliefsynklinale zeigt — bei Eliminierung der eiszeitlichen Hangrückverlegung — eine asymmetrische Ausbildung. Der Muldenhang gegen die tektonisch tiefer liegenden Hirlatzberge war sanfter und kürzer, jener gegen den tektonisch höher gehobenen Reliefdom länger und steiler. Dies bedeutet, daß der Niedere Grünbergkamm, der Niedere Ochsenkogel und der Taubenkogel mit relativ steilen Hängen gegen das Wiesbergtal abgefallen sind. Infolge der Zerschneidung von P_1 durch die P_2 -Bäche ragten die Nordenden von Ochsenkogel- und Gjaidsteinplateau als nur kurze Talsporne in die fluviatil zerschnittene und tiefer gelegte Reliefsynklinale des Wiesbergtales hinein. Diese Talsporne wurden nun durch das Eis abgestutzt, wodurch die heute sichtbaren Wände geschaffen wurden. Die Felswände des Niederen Grünbergkammes entstanden ebenfalls durch die glaziale Rückwitterung der präglazialen Hänge.

Eine tektonisch bedingte Asymmetrie der Talhänge beobachten wir auch im Hallstättergletscher Kar. Die ehemaligen Wildkarbäche hatten wegen der Aufwölbung gegen den Dachstein von Anfang an eine tiefere Position als die P_2 -Bäche im Raume des heutigen Hallstätter Gletschers. Daher sind die Talhänge der Wasserscheide Schöberl—Taubenriedel unsymmetrisch: Der Talhang gegen das tektonisch tiefer gelegene Wildkar ist steiler und länger (so erklärt sich die Felsstufe nördlich der Simonyhütte!), der gegen den Hallstätter Gletscher kürzer und sanfter.

Die Asymmetrie der Talquerprofile ergibt ein morphologisches Grundgesetz im Raume des gewaltigen, zentralen Reliefdomes: die gegen das Wölbungszentrum schauenden Talhänge waren stets sanfter und kürzer, die gegen die Abbeugung schauenden aber steiler und länger. Diese Asymmetrie ist ein weiterer Beweis für die Aufwölbung des Kargebirges (Abb. 8, m, n).

Die muldenförmigen P_2 -Talböden des Wiesbergtales und Hallstättergletscher Kares weisen die größte Verkarstung des gesamten Arbeitsgebietes auf. Sie wurde hier morphologisch sehr bedeutsam. Elliptisch geformte Karstwannen haben sich 50, 100 und 200 m tief mit Längsachsen zwischen 100 und 500 m eingesenkt. Ihre Achsen liegen im Schichtstreichen und folgen den Längsstörungen oder decken sich mit dem Streichen der Querstörungen.

Zwischen Grünkogel, Wildkarkogel und Ochsenwieshöhe streichen die Dolinenachsen im allgemeinen NW. Hier waren die Schichtfugen, zusammen mit um NW-streichenden Störungen Leitlinien der Verkarstung. So beobachtet

man in der Kleinen Schmalzgrube eine NW-streichende Störung, die von einer zweiten Störung in spitzem Winkel erreicht wird. In der 100 m tief eingesenkten Karstmulde der Ochsenwiesalm sehen wir sehr steil einfallende Verwerfungen mit N 45° W-, N 55° W-, N 7° W- und N 18° W-Streichen. Die Ochsenwiesalm wird durch eine niedrige Schwelle von der langgestreckten Karstwanne der Großen Schmalzgrube getrennt. Beide Wannen sind mit Grundmoräne bedeckt. Kratzer und Schrammen auf der trennenden Schwelle zeigen einen NW-gerichteten Eisabfluß an. Da das Gelände gegen SW ansteigt, ist der bergseitige Dolinenhang stets höher als der talseitige. Das Eis, die Schmelzwässer des Eises und jene der perennierenden Schneeflecken aller Vorstoß- und Rückzugsstadien hatten an der Ausgestaltung der großen Karsthohlformen zweifellos einen wichtigen Anteil, da die Größe der Dolinen auf dem einst mit Eis überflossenen, plateauförmigen Gelände mit der Höhe zunimmt. Die größten Karsthohlformen finden wir im Vorfeld des Hallstätter Gletschers, das noch vom Dauneis ganz bedeckt war (E. Wilthum, 1953).

Südwestlich der Ochsenwiesalm haben sich gegen den Wildkarkogel hin drei große, im Schichtstreichen liegende Dolinen gebildet; die gleiche Anzahl zernarbte P_2 zwischen Großer Schmalzgrube und Schladminger Loch, dessen Karraum in einer solchen Doline endet. Zwischen den beschriebenen, elliptischen Karstwannen und den zahlreich vorkommenden kleinen Hohlformen blieben überschlossene Rücken und Kuppen stehen wie z. B. die Ochsenwies-, Schmalz- und Wiesberghöhe. Diese Formen entstanden eindeutig durch das Zusammenspiel von Verkarstung und Eisarbeit. Einer derartigen „Kuppenlandschaft“ fehlt natürlich jedwedes Entwässerungssystem. Zwischen den durch die Verkarstung bedingten Kuppen auf P_2 -Talböden und den P_1 -Kuppen auf dem Ochsenkogel- und Gjaidsteinplateau besteht keinerlei genetischer Zusammenhang. Daher können die Nordostwände von Taubenkogel, Niederem Ochsenkogel und Niederem Grünbergkamm nicht durch eine junge Bruchstufe erklärt werden, wie dies F. Machatschek (1922) getan hat. Überdies läßt sich am Fuß dieser Wände oder in deren unmittelbarer Umgebung keine größere Störung nachweisen. Die durch Steilabfälle getrennten Plateaus haben verschiedenes Alter.

Die markanteste morphologische Linie des Wiesbergtales bildet die Furche Bärengasse—Herrengasse. Die tektonische Anlage der Bärengasse wird durch eine aus vier größeren Dolinen zusammengesetzte Dolinenreihe, die sich einige zehn Meter tief in P_2 eingefressen hat, deutlich. Außerdem schneidet die NW-streichende „Gasse“ das Schichtstreichen des Dachsteinkalkes (N 60° W, N 70° W) unter einem spitzen Winkel. Der Fallwinkel der allgemein SW-einfallenden Kalkbänke (24 bis 55°) ändert sich rasch; an einer Stelle ist am Weg eine Reibungsbreccie — Dachsteinkalkschutt in einem roten, feinen Kalksand — aufgeschlossen. Die Existenz einer Störungslinie ist sicher.

Über einen von Dolinen gestuften Steilhang, einem TI-Kerbenscheitel, steigt man in das NW-streichende, verkarstete Hochtal der Herrengasse ab, das einer schon bei E. Kittel (1903) erwähnten Störung folgt. Das Hochtal, dessen Talboden von 1570—1680 m allmählich ansteigt, gehört nicht mehr P_2 , sondern bereits dem obersten Talsystem (T I) an (Abb. 2).

An die Linie Herrengasse—Bärengasse schließt im Südosten — in einem rechten Winkel — die imposante, NO-gerichtete Karstmulde Kreidgraben—Taubenkar an. Die 200 m tief in P_2 eingesunkene Karstwanne setzt sich aus drei großen Dolinen (Kreidgraben, Zirmgrube, Taubenkar) zusammen; ihr

oberer Durchmesser beträgt über der Zirmgrube 1 km. Die drei Dolinen werden durch niedrige, rundgebuckelte Schwellen getrennt. Wieder entsprechen die Dolinenachsen tektonischen Linien. Kreidgraben und Zirmgrube liegen in der Fortsetzung der N 50° O-streichenden Seichenklammstörung. Sie wird in der „Klamm“ selbst durch eine Mylonitzone klar bezeichnet und ist im Kreidgraben durch zur Störung 37° SO-einfallenden Dachsteinkalk noch immer spürbar. In der Zirmgrube streicht die Störung aus und wird im Taubenkar von NNW-Verwerfern abgelöst. Im Bereich der mächtigen Karstmulde, die am Westfuß des Taubenkogels von P₂ nur mehr eine schmale, schuttbedeckte und talaus geneigte Leiste übrig ließ und der Linie Herrengasse—Bäregasse tritt das orthogonale Störungssystem der Dachsteindecke karstmorphologisch überaus wirksam hervor. E. Seefeldner (1936) rechnet die Karstmulde seinem, auch im ganzen Wiesbergtal nicht vorhandenen „Gotzen-Niveau“ zu! Südwestlich des Taubenkares bestimmen abermals NO-Verwerfer die Achsen großer Karsthohlformen (Doline am Nordfuß des Taubenriedels, Eisse-Doline, Doline mit der Zunge des Hallstätter Gletschers).

Wie das Isobasen-Kärtchen zeigt (Abb. 10), beugt sich der Reliefdom an seiner Nordost- und Ostflanke zum Plateau „Am Stein“ ab. Daher entwickelten sich Bäche, die in ONO-Richtung entwässerten; sie zerschnitten P₁ und formten eine Mulde, die in der Eiszeit zum Schladminger Gletscher-Kar umgestaltet wurde. Die unter P₁ erniedrigte Wasserscheide des Mittersteins trennt eine schmale Mulde zwischen Mitterstein und Gjaidsteinplateau vom Karraum ab. Seine südliche Umrahmung wird vom aus P₁ herausgeschnittenen Grat des Koppenkarstein gebildet. Der Karraum ist innerhalb der 1850er Moräne durch tiefe, trichterartige Dolinen zerstört. Der Gjaidsteinsattel, eine niedergelegte Wasserscheide, scheint vor dem Eiszeitalter infolge des gegenseitigen Zusammenwachsens von Quellmulden entstanden zu sein.

Das anschließende, im leichter verwitterbaren Hauptdolomit angelegte, begrünte Koppenkar entstand in gleicher Weise wie das Schladminger Gletscherkar. Die P₂-Bäche haben aber ihre Quellmulden weit nach Südwesten gedrängt, so daß sie den wasserscheidenden P₁-Scheitel des Reliefdomes durchstoßen haben. Der zwischen beiden Karen befindliche Koppenkarsteingrat geht an seinem Nordost-Ende in einen breiten Rücken über. Die Hangrückverlegung hat den Grat beseitigt und eine gerundete Form entstehen lassen.

Kare der Nordwest-Seite

In die zum Gosaubecken hin geneigte Nordwestflanke der zentralen Dachsteinkuppel senkten sich fünf NW-streichende Mulden, die in der Eiszeit mehr oder weniger stark in Kare umgeformt wurden: Grünbergmulde, Weittal, Schneeloch und die Kare des Großen und Kleinen Gosaugletschers. Auf den Wasserscheiden dazwischen blieben kleine P₁-Reste erhalten (S. 263). Jene Bäche, die P₁ zerschnitten und aufgelöst haben, folgten der Abbeugung nach NW und formten Mulden und Hänge mit P₂-Alter. F. Machatschek (1922) sprach von einer Karterrasse und faßte sie interessanterweise als eine „älteste Erosionsphase nach der Zeit der alten Kuppenlandschaft“ auf, ohne aber diese Erosionsphase im Plateaubereich seinem Entwicklungsschema einzubauen. Jedenfalls sah er zwei verschieden alte Formenelemente und rechnete die Karböden nicht zur ältesten Landoberfläche.

Die verkarsteten Karmulden liegen im Streichen des Dachsteinkalkes, der im allgemeinen die NW-Richtung recht genau einhält. Klar ist ersichtlich, daß

die Schichtfugen der Entwässerung den Weg wiesen (Abb. 3). Die größeren Mulden setzen sich aus mehreren Tälchen zusammen, was besonders gut im Weittal, aber auch im Schneeloch durch das Vorhandensein von Wasserscheiden bezeugt wird.

Die zwischen den Mulden erhaltenen Wasserscheiden vom Niederen Grünberg-, Hohen Grünberg-, Gschlösselkogel- und Hoßwandkamm sind Schichtstufen mit SW-einfallenden Schichtflächen. Wäre die schon erwähnte, eiszeitliche Hangunterschneidung der Schichthänge bis zu den Schichtköpfen hin erfolgt (beim Gschlösselkogel geschah dies), so würden die Wasserscheiden wie normale Grate aussehen und niemand käme auf den Gedanken besonderer tektonischer Entstehungsursachen. So aber hat E. S u e s s (1857) nach dem morphologischen Bild der fünf wasserscheidenden „Rücken“ vom Grünkogel bis zur Hoßwand Brüche dazwischen geschlossen und die Rücken als Bruchstaffeln aufgefaßt.

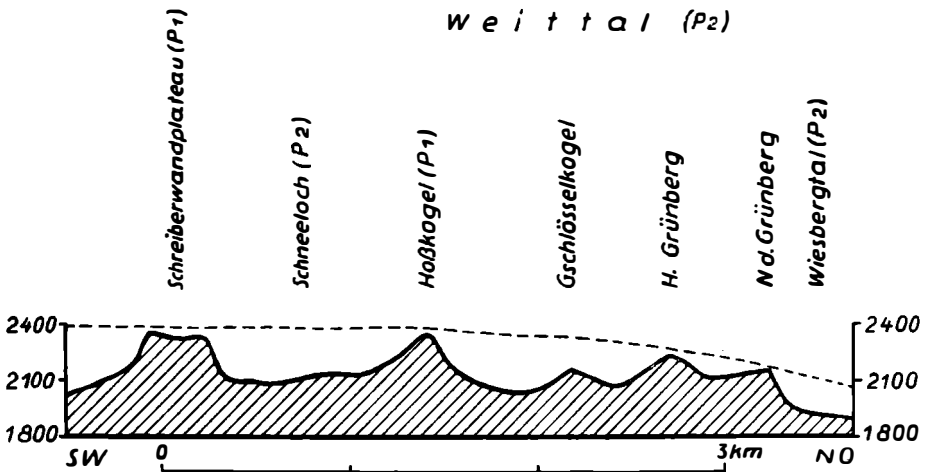


Abb. 3. Die Nordwestflanke des Reliefdomes. Schraffiert = Dachsteinkalk, strichlierte Linie = P₁ (schematisch).

H. H l a u s c h e k (1922) lehnt diese Anschauung ab und wies mit Recht darauf hin, daß diese Brüche in dem fast vegetationslosen Gelände zu sehen sein müßten; er sah in den Mulden einfache Kare. Tatsache ist, daß in dem sonst so bruchreichen Dachsteingebiet gerade an diesen Stellen keine Brüche nachgewiesen werden können. Trotzdem konstruierte O. G a n s s (1939), der das Fehlen von Brüchen sogar zugeben mußte, fünf Kippschollen mit antithetischen Bewegungen, die im alpinen Deckenbau eine „Sonderstellung“ einnehmen sollen. Da er das Relief des Kargebirges entgegen den Tatsachen der Beobachtung nur bruchtektonisch erklärt, muß das Schreiberwandplateau eine „horstartig emporgepreßte Scholle“ und das Schneeloch eine „tektonische Mulde“ sein, obwohl auch hier die dazu erforderlichen Brüche fehlen. Wir dürfen aber auf Grund unserer Erfahrungen sagen: im Dachsteingebiet sind die meisten Verwerfer, welche morphologisch wirksam geworden sind, nachweisbar.

Im Kar des Großen Gosaugletschers zeigen drei große Einbuchtungen in der südlichen und östlichen Gratumrahmung ehemalige Quellmulden an. Bei der Oberen und Unteren Windlucke wurde durch die präglaziale und glaziale Hangrückverlegung die frühere Wasserscheide vernichtet. Der den Karraum einsäu-

mende Grat liegt unter P_1 , da keine Gipfelverflachungen mehr erhalten sind. Das Flachrelief wurde im Zentrum der Wölbung überall beseitigt.

Der zweiteilige Karraum mit dem Kleinen Gosaugletscher und dem Nördlichen Torsteingletscher endet mit einer Stufe über dem Karboden des Großen Gosaugletschers. Die Stufe war schon im präglazialen Relief vorhanden und entstand infolge der größeren Erosionsleistung der P_2 -Bäche, welche die Form des Großen Gosaugletscher-Kares schufen. Hier gibt es sehr gute Beispiele dafür, wie durch das eiszeitliche Rückwittern der Hänge plateau- oder rückenartige Formen entstehen können. Die Nordwestwand des Schreiberwandplateaus ist ein abgestutzter Talsporn, dessen Fuß eine plateauförmige Fläche einnimmt. Der abgestutzte Grat zwischen Kleinem Gosau- und Nördlichem Torsteingletscher wird immer mehr beseitigt. Schön gerundete Rückenformen verdanken ihre Entstehung der Beseitigung des Grates zwischen dem Torstein und der Eiskarlsnitz; die Türme der letzteren sitzen nur mehr wie eine gezackte Mütze einem kuppigen „Haupt“ auf. Schließlich gehört auch das Torsteineck zu den jungen, aus der Zerstörung von Graten erklärbaren Rückenformen.

Die Kare an der Nordwestseite des zentralen Reliefdomes fügen sich in den bis jetzt festgestellten morphotektonischen Bauplan zwanglos ein. Eine „Verwerfungstreppe“ wird durch die fluviatile Zerschneidung von P_1 nur vorgetauscht, da die wasserscheidenden Schichtstufen vom Grünbergkamm bis zum Schreiberwandplateau immer höher ansteigen. Verbindet man aber die erhaltenen P_1 -Reste der Kämme, so ergibt sich eine nach Südwesten ansteigende Aufwölbungsfläche, was der Vorstellung eines Reliefdomes entspricht (Abb. 3).

Die Südseite des Kargebirges

Sie bietet nicht nur dem Geologen, sondern auch dem Morphologen interessante Probleme. Die steilen, zu den Werfener Schiefer-Rücken abstürzenden Dachsteinsüdwände scheinen mit ihrer eigenartigen formenmäßigen Gliederung zunächst keinen genetischen Zusammenhang mit der flachgeneigten Nordseite des Kargebirges aufzuweisen. Vor allen Dingen fehlt — mit der einzigen Ausnahme des Rettensteins — das Flachrelief von P_1 . Daher nimmt der Rettenstein auf der Südseite des Kargebirges eine morphologische Schlüsselstellung ein. Seine tektonische Stellung (F. Trauth, 1916; L. Kober, 1938; E. Spengler, 1943; J. Sabata, 1949) ist noch umstritten.

Der Kalkklotz des Rettensteins (2246 m) erhebt sich mit allseits steilen Flanken über die niedrigeren, runden Schieferberge. Sein heller Kalk, der gegen den Gipfel zu hellweiß wird, verwittert längs des mit feinem roten Kalksand erfüllten Kleinkluftsystems NW—NO. Der auffallend stark zerklüftete Kalk hat saigere Kluftflächen und liefert rot gefärbte Schutthalden.

Nach Überwindung des SW-gerichteten, unter P_1 gelegenen Grates bzw. Schneide erreicht man den sehr schmalen Gipfelrücken, dessen begrünter Boden kleine Quarzgerölle birgt. Im Nordosten, 50 m unter dem Gipfel, blieb ein 100×200 m großer, flacher P_1 -Rest gut erhalten, in den sich kleine Trichterdolinen eingesenkt haben. Der rötliche Plateauboden wird von Augensteinen bis Kindskopfgröße dicht übersät (in der Geologischen Karte sind die Augensteinlager nicht eingezeichnet). Das meist gut gerollte Material zeigt außer Quarzen eine reiche Vielfalt kristalliner Gesteine. Die Überstreuung des Plateaus ist aber nur scheinbar. An dem von der Hangverwitterung angerissenen, östlichen Plateaurand sieht man, daß es sich um ein Augensteinkonglomerat mit rotem, kalkigem Bindemittel handelt, das in die größten und kleinsten

Spalten eingedrungen ist. Der im Konglomerat eingebackene Kalkschutt stammt vom Rettenstein und ist nichts anderes als eine vor der Augensteinablagerung vorhandene Reibungsbreccie. Die Plateaufläche, an der die Augensteine auswintern, kappt die Klüfte und Spalten genau so wie am Ochsenkogel- und Gjaidsteinplateau. Man sieht auch hier, daß P_1 jünger ist als die untermiozäne Augensteinablagerung. Da aber die ehemalige Tiefe der Spalten unbekannt bleibt, weiß man nicht, wie weit P_1 unter der Auflagerungsfläche der Augensteine liegt.

Der Rettenstein ermöglicht eine Rekonstruktion der P_1 -Oberfläche auf der Südseite des Kargebirges. Wie Abb. 4, II und Abb. 10 zeigen, war die Abbeugung

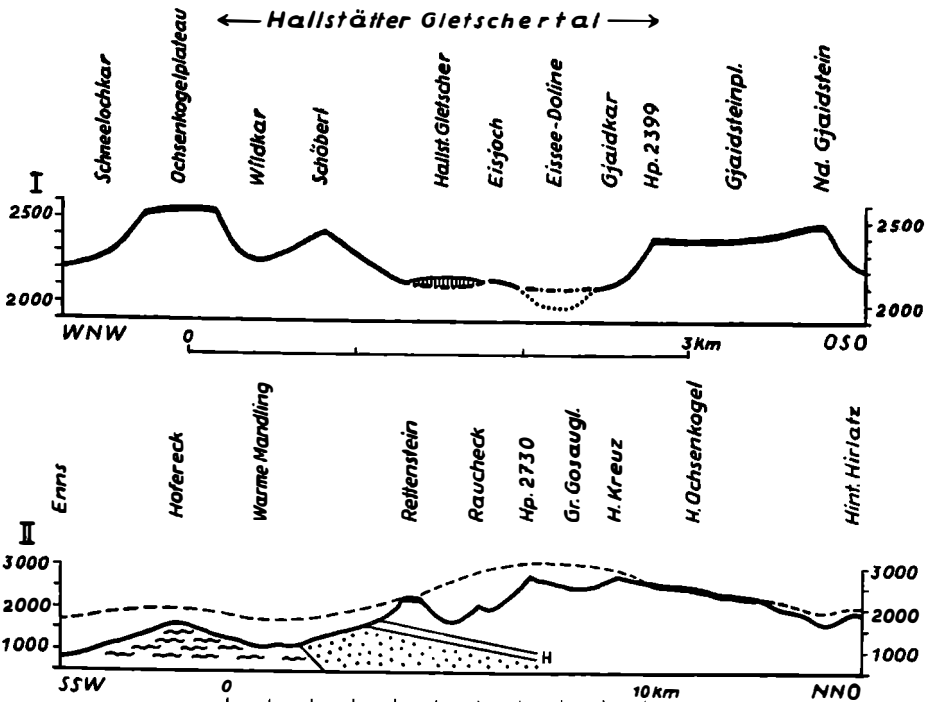


Abb. 4. I. Profil durch das Hallstätter Gletschertal. Weiß = Dachsteinkalk, dicke Linie = P_1 , dünne Linie = glazial umgestaltete P_2 , strich-punktierte Linie = Rekonstruktion von P_2 , punktierte Linie = Karsthohlforn. II. Querprofil Ennstal—Hirlatzberge. Weiß = Dachsteinkalk, H = Hallstätter Decke, punktiert = Werfener Schichten, gewellt = Grauwackenschiefer (nach J. S ch a d l e r); dicke Linie = P_1 , dünne Linie = glazial umgeformte P_2 und Zone der Talsysteme, strichlierte Linie = jungtertiäre Relieffaltung (schematisch).

des Relieffdomes im Süden stärker als im Norden. Das Kargebirge entstand also durch eine asymmetrische, kuppelähnliche Aufwölbung von P_1 , wobei die Achse des Wölbungsscheitels WNW streicht und somit alpine Streichungsrichtung hat.

Die starke Abbeugung von P_1 nach Süden hatte für die fluviatile Erosion eine fundamentale Bedeutung. Der Beugungsrichtung entsprechend, entwickelte sich das SSW-gerichtete Entwässerungssystem der Kalten Mandling. Sie hatte mit ihren Zubringern von Anfang an ein viel größeres Gefälle als die Bäche der Nordseite. Die Quellmulden sanken rascher und tiefer in das Wölbungszentrum ein und stießen in dieses zwischen Hoher Gamsfeldspitz, Hoher Dachstein und

Rettenstein mit einem mächtigen Quelltrichter halbkreisförmig vor (Tafel). Dieses bogenartige Vordringen nach Norden erweist die Kalte Mandling, die den größten Teil ihres Einzugsgebietes im wasserundurchlässigen Schiefer hatte, als ein dem Bachsystem der Nordseite erosionsmäßig stark überlegenes Gerinne.

Wie ganz anders sehen auf der Südseite die Kare aus, die aus kerbenartigen P_2 -Talresten entstanden sind (Abb. 8, s). Der nach Süden geneigte Karboden des Hühnerkogelkares beginnt 600—800 m unter dem Grat Mitterspitz—Hoher Dachstein (Abb. 13). Dieser tiefen Einsenkung der eiszeitlich umgeformten P_2 -Täler in das Wölbungszentrum verdanken die berühmten Dachsteinsüdwände ihre erste Anlage. Die um mehrere hundert Meter verschiedene Höhenlage der P_2 -Talreste ist der grundlegende Unterschied zwischen Nord- und Südabdachung. Das tiefe Einschneiden der P_2 -Bäche infolge des großen Gefälles wird in den Steilkaren der Hundsriese und Schwadering besonders deutlich. Im talförmigen Edelgrieß, am Ostrand des Domes, und im Raheckkar, an dessen Westrand, haben sich nicht nur eiszeitlich veränderte Quelltrichter, sondern auch die an sie anschließenden, flacher geneigten Talstücke erhalten. Alle genannten P_2 -Talreste und -Talstücke enden zwischen 1900 und 2000 m mit Stufen, die ebenfalls in einem nach Norden vordringenden Bogen angeordnet sind (Tafel).

Die imposante Wand zwischen Hühnerkogelkar und den Gipfeln Torstein—Mitterspitz—Hoher Dachstein gliedert sich in zwei Teile. Im unteren, sehr steilen und ziemlich glatten Abschnitt hat man die eigentlichen Karrückwände vor sich. Der obere, weniger steile Teil wird durch Gräben gegliedert und zeigt, außer beim Dachstein, türmchenartige Formen, die durch die Verwitterung entlang des orthogonalen, saigeren Gitternetzes der NW—NO-Störungen verursacht werden. Der obere Teil gehört nicht mehr den Karwänden an und läßt die präglaziale Hangneigung noch ahnen (Abb. 13).

Die Wasserscheiden zwischen den ehemaligen P_2 -Bächen — Schneiden — haben sich sehr verändert und liegen oft weit unter P_1 . Es ist eine auffallende Erscheinung, daß die Seitengrate vom Hauptgrat Torstein—Koppenkarstein fast immer um einige hundert Meter tiefer abstoßen. Der aus Hauptdolomit aufgebaute Edelgrießkamm setzt 300 m unter dem Koppenkarstein (Dachsteinkalk) ein. Der Hauptdolomit verwittert ebenfalls entlang eines engmaschigen, NW—NO-Störungsnetzes (Türmchenbildung am westschauenden Hang des Edelgrieß!). Obwohl der Hauptdolomit rascher abgetragen wird als der Dachsteinkalk, muß der große Höhenunterschied nicht nur durch den Gesteinswechsel, sondern auch durch die Verschneidung der Karwände Edelgrieß—Koppenkar erklärt werden. Dabei kam es wieder zu einer jungen Kuppenbildung. Auf den kleinen, mit scherbenartigen Verwitterungsschutt bedeckten Kuppen nördlich der Edelgrießhöhe (2500 m) fand ich klein gerollte Quarze und mehrere Stücke aus braungelbem Sandstein mit eingebackendem Dachsteinkalkschutt. Quarze und Sandstein, die verstreut herumlagen, gleichen den beschriebenen Augensteinvorkommen auf dem Ochsenkogel- und Gjadsteinplateau vollkommen. Sie können — nach unseren Erfahrungen auf den P_1 -Flächen — nur aus einer Spaltenausfüllung im Dachsteinkalk, der vor der Abtragung des Grates über dem Hauptdolomit der Edelgrießhöhe lag, stammen. Das Material kam von „oben“, da eine laterale Einschwemmung auf dem schmalen Kamm zwischen zwei Hohlformen morphologisch nicht möglich ist. Der Dachsteinkalkschutt im Sandstein ist somit der geologische Beweis, daß die Dolomitkuppen der Edelgrießhöhe jünger als P_1 sein müssen. Der Edelgrießkamm, herausgeschnitten aus P_1 , löste

sich also in der Höhe des Koppkarsteines ab und verwitterte — wahrscheinlich zum Teil schon in präglazialer Zeit — allmählich bis zur heutigen Höhe.

Die übrigen Seitenkämme liegen ebenfalls weit unter P_1 . Beim Scheiblingsteingrat sieht man noch sehr gut, wie sich die ehemalige Wasserscheide vom Hühnerkogel ablöst. Mitterstein- und Raheckgrat (Hauptdolomit) verwitterten infolge der Hangverschneidung besonders stark. Die durch den Hühnerkogel noch angedeutete Wasserscheide ist gegen die Dachsteinsüdwand zu völlig verschwunden. Der Hühnerkogel kann als klassisches Beispiel einer Kuppe jüngerer Entstehung gelten, ebenso der Marstein, an der Wasserscheide der T I-Talbodenreste Tor- und Marboden.

Die Reste der P_2 -Täler enden an Stufen, über die in den Sommermonaten nach Regen- oder Schneefällen Wasserfälle herabstürzen. Es sind nicht petrographisch bedingte, sondern glazial umgestaltete Kerbenseitel des Hochtal-systems (T I). Kleine Talbodenreste von T I blieben im Windlegerkar (Schnittlauchmoosboden), im Tor- und Marboden zwischen 1650 und 1800 m sehr gut erhalten. Die T I-Kerbenseitel drangen somit bis in das Zentrum des Relieffomes vor und kamen an den wasserscheidenden Hauptkamm bis auf weniger als 1 km heran (Abb. 13). Auf der Nordabdachung dagegen blieben sie 4—6 km entfernt, wodurch dort das Plateau erhalten blieb (Tafel).

Da der größte Teil des Einzugsgebietes der Kalten Mandling in Werfener- und Grauwacken-Schiefern lag, ist das Bachsystem nie verkarstet. Aus diesem Grunde drang auch das Talsystem II weit nach Norden vor. Seine glazial umgeformten Kerbenseitel drängten die T I-Talböden auf schmale Reste zusammen. Die T II-Talbodenreste zwischen 1400 und 1500 m (Blumeggkaralm, Maralm, Neustattalm, Beginn des Klausgrabens) liegen nur zwei Kilometer südlich des Hauptkammes. Die Tallängsprofile zwischen Schönbühel und Burgleiten lassen keine T I-Reste mehr erkennen. Hier haben sich T II- und T I-Kerbenseitel in einem sigmoidal geformten Hangprofil vereinigt, das von 2000 m auf 1500 m ungestuft abschwingt.

Man sieht: Außer der starken Abbeugung des Relieffomes verdankt die imposante Südabdachung ihren relativen Höhenunterschied von 1500 m auf nur zwei Kilometern Horizontaldistanz auch dem geologisch bedingten Vordringen der Kerbenseitel gegen das Wölbungszentrum zu. Die schon präglazial vorhandenen Steilabfälle der Dachsteinsüdseite waren die morphologische Vorbedingung für die Entstehung der der Höttinger Breccie gleichzustellenden *Dachsteinbreccie* (E. Wilthum, 1954). Die Reste dieser interglazialen Breccie lieferten übrigens den eindeutigen geologischen Beweis über die starke Hangrückverlegung während eines Interglazials: Grate wurden zerstört und durch abgeflachte Kämme ersetzt.

Die Hirlatzberge

Zwischen Wiesbergtal, Gjaidalmfurcher, Echern- und Trauntal bilden die wenig besuchten Hirlatzberge ein kuppiges Bergland von 100—200 m relativer Höhe. Muldenförmige Trockentäler zeigen das ehemalige Entwässerungssystem deutlich an. Von der NW-streichenden Wasserscheide Kleiner Laubeckkogel—Großer Laubeckkogel—Hinterer und Mittlerer Hirlatz—Feuerkogel flossen kurze Bäche südwestwärts zum Wiesbergtal (Tafel). Nach Nordosten entwässerte ein viel längerer Bach über den Schloßlahngang zur Traun; zu seinem Einzugsgebiet gehörten die drei Muldentäler zwischen Feuer- und Zwölferkogel. Vom Echerntal her trennte ein Bach den Vorderen Hirlatz vom Feuerkogel. Mehrere Bäche

flossen zur Gjaidalmfurche. Über flache Einsattelungen, die 40—60 m unter den abgeflachten Gipfeln liegen, gelangt man jeweils in das andere Bachsystem.

Die gleichmäßige Höhe der Gipfel (1932—1984 m) fällt besonders auf. Außerdem treffen wir auf dem Feuerkogel keine Kuppe, sondern ein latschenbedecktes, mit Dolinen besetztes Plateau an. Eine kleine Gipfelfläche blieb auch am Hinteren Hirlatz erhalten. Diese morphologischen Verhältnisse gleichen denen am Niederen Gjaidsteinplateau, wo in eine eingeebnete Fläche Mulden eingeschnitten wurden. Man muß daher annehmen, daß auch die Hirlatzberge aus einer noch flacheren Landschaft — sicherlich P_1 — herausgeschnitten wurden. Das P_2 -Bachsystem senkte sich offenbar langsam in P_1 ein. Denn dort, wo die Muldenhänge zusammenwuchsen, brachten sie die P_1 -Ebenheit zum Verschwinden und formten Kuppen und Rücken, die unter P_1 liegen; wuchsen sie nicht zusammen, haben sich kleine P_1 -Verflachungen wie am Feuerkogel erhalten. Ein langsames Tempo der tektonischen Bewegungen erklärt sich durch die Lage der Hirlatzberge am Nordrand der großen Dachsteinaufwölbung. Abb. 8 stellt die Genese des Nordrandes schematisch dar: Das Ausmaß der Aufwölbung war — im Vergleich zum Wölbungszentrum — naturgemäß am Rande geringer, die Bäche schnitten sich langsamer und weniger ein und konnten auch in die Breite arbeiten. Im Hirlatzgebiet entstand also eine kuppige P_2 -Landschaft, die ganz anders aussieht, als die unter P_1 liegenden Grate am Südrand der Dachsteinaufwölbung.

Die Nordost- und Südwest-gerichtete Entwässerung der auf P_1 angelegten Bäche läßt im Zusammenhang mit den Reliefsynklinalen des Wiesberg- und Trauntales auf eine Aufwölbung von P_1 im Bereich der Hirlatzberge schließen. Wir haben eine Reliefantiklinale mit einer NW-streichenden Wölbungsachse vor uns (Abb. 2, 10). Die Reliefsynklinale des Trauntales konnte ich im Gebiet der Dachsteinhöhlen durch die Abbeugung von P_1 (Speikberg—Hirschberg) gegen die Traun hin eindeutig nachweisen (E. Wilthum, 1954).

Die Muldentäler der Hirlatzberge streichen im Norden und Nordosten zwischen 1750 und 1800 m in die Luft aus; hier endet das System der Plateaulandschaften über einem Steilgehänge, das unmittelbar zur Traun (500 m) abstürzt (Abb. 2). Es gehört dem jüngeren Formenschatz der Talsysteme I bis III zu, was ich in einer anderen Arbeit genauer dargelegt habe (E. Wilthum, 1954). Verlängert man nämlich das Gefälle der Mulde zwischen Zwölferkogel und Hinterem Hirlatz gegen das Trauntal, so ergibt sich ein P_2 -Trauntalboden in ungefähr 1500 m. Dies stimmt mit den diesbezüglich viel deutlicheren morphologischen Verhältnissen südlich des Obertrauner Talstückes recht gut überein. Die P_2 -Muldentäler der Nordabdachung, der „Kalkseite“, blieben infolge der Verkarstung von der Zerstörung in der Zeit der Talsysteme weitgehend verschont und reichen daher heute noch ganz nahe an die Traun heran. Auf der Südabdachung, der „Schieferseite“, sind sie von der Enns weit entfernt (Tafel).

Augensteine habe ich nur auf dem 1910 m hohen Sattel zwischen Hinterem Hirlatz und Großen Laubeckkogel gefunden. Meist gut polierte Quarze und Bohnerze mit maximal Taubeneigröße liegen auf der Verschneidung zweier Dolinen und wittern hier anscheinend an einer kleinen Kluft aus.

Unmittelbar nordöstlich des Sattels und auf der 1900 m hohen Einsattelung Großer Laubeckkogel—Zwölferkogel zeigen kleinere Moränenreste an, daß die Hirlatzberge vom Eis überflossen waren. Da das P_2 -Talsystem so schön erhalten blieb, kann die Eiseinwirkung nur gering gewesen sein. Lediglich die Hänge der Muldentäler wurden versteilt. Dies sieht man besonders gut am Westhang des

Zwölferkogels. Der mit Wandeln durchsetzte Steilhang endet in 1900 m; erst hier beginnt der konvexe Rücken des Zwölferkogels.

Hangversteilend wirkte aber auch die Verkarstung an den ostschauenden Hängen von Feuerkogel, Mittlerer- und Hinterer Hirlatz und Zwölferkogel. Die mit Latschen und Gras dicht bewachsenen Gipfel bieten dort ein kahles, fast vegetationsloses Bild. Ein dichtes Störungsnetz mit WNW-, NW-, NNW-, NNO-, NO- und ONO-Achsen zerstückerl den Dachsteinkalk in zahllose Kleinschollen. Gelegentlich treten auch OW- und südlich des Zwölferkogels NS-Achsen auf. Die entlang der Störungen gereihten Dolinen legen den Hang tiefer und versteilen ihn. Die Verkarstung der Osthänge steht mit den vorherrschenden Westwinden in Zusammenhang, die an den Leeseiten den Schnee akkumulieren. Dies beweist den engen Zusammenhang von Schneeanhäufung und Dolinenbildung, was auch auf dem Ochsenkogel- und Gjaidsteinplateau so klar in Erscheinung trat. Die geringe Verkarstung der luvseitigen Hänge ist überaus auffallend, obwohl nur eine dünne, vegetationsbestandene Bodenkrumme das Kluffnetz bedeckt.

Das Modereckplateau

Dieses selten begangene, latschenbedeckte Plateau schließt im Nordwesten des Kargebirges an (Abb. 14) und dacht sich gegen das Gosaubecken hin bis auf 1750 m (Modereck) ab (Abb. 5). Das kuppige Bergland mit der geringen relativen Höhe von 100—200 m wird von muldenförmigen Trockentalungen durchzogen. Letztere lassen die Entwässerungsrichtung der P₂-Bäche genau erkennen. Die NW-streichende Wasserscheide Niedere Hoßwand (2043 m)—Langtalkogel (2044 m)—Bärwurzkogel (2006 m)—Hintere Seekarwand (1855 m)—Modereck (1752 m) trennt zwei Einzugsgebiete: Die Bäche der Südwestabdachung flossen zum oberen Gosautal (Gosauseenfurche) und die der Nordwestabdachung zum mittleren Gosautal; im Nordosten erfolgte die Entwässerung in das Echerntal. Sattelartige Übergänge erleichtern das Queren der Wasserscheiden (Tafel).

Der beweisbare Zusammenhang zwischen Tal- und Störungsnetz gehört zu den interessantesten morphologischen Tatsachen des Modereckplateaus. Die Abhängigkeit der Täler von tektonischen Linien wird im Einzugsgebiet des ehemaligen Radltalbaches, der zum Echerntal entwässerte, sehr deutlich: Das muldenförmige, 1700 m hoch gelegene Angertal, das seine Wasserscheide auffallend weit gegen die Gosauseenfurche vorschob, verdankt seinen S-artig gewundenen Talverlauf Störungen, die — von Südwesten nach Nordosten aufgezählt — im wesentlichen O—W, N 65° O, N 45° O und N 60° O streichen. An den Kreuzungspunkten der Verwerfer wird die Talrichtung jeweils geknickt. So sieht man, wie die N 45° O-gerichtete Störung im Talstück des Hinteranger über den Talknick hinaus auf eine Kuppe des Roßbrückens weiterstreicht. Die 1—2 m breite, mit Reibungsbrecie erfüllte Verwerfungsspalte wird auch durch eine glatte, niedrige Wandbildung gekennzeichnet.

Zwischen dem Kleinen und Großen Angerkogel streicht 60—70 m über dem Talboden des Angertales ein muldenförmiges Hängetälchen in die Luft aus. Seine Anlage wurde durch zwei parallel verlaufende, N 23° W-streichende Verwerfungen (die eine von ihnen wurde in der Geologischen Karte verzeichnet) bedingt. Die Störungslinien werden im Gelände als kerbenartige, mit Dolinen besetzte Einschnitte kenntlich. Am Schnittpunkt dieser Längs- mit den Querstörungen des Angertales entstand eine 250 m lange Karstwanne, deren Boden wieder von kleineren oder größeren Dolinen zernarbt wird. Diese Karsthohlform zerstörte den alten Talboden und trennt die Angeralm vom Hinteranger.

Von der Angeralm gelangt man über eine sehr niedrige Wasserscheide in das zwischen Seekarwand und Großem Schwarzkogel gelegene Seekarwandtal, das zum mittleren Gosautal entwässert wurde. Seine stark zurückgreifenden Quellbäche erniedrigten den linken Talhang des Angertales. Das Seekarwandtal folgt NW-streichenden Störungen, die in der Geologischen Dachsteinkarte eingetragen sind. An ihnen senkten sich zwei sehr große Dolinen 100 m tief in den P_2 -Talboden ein. Die Seekarwände sind Bruchflächen, die durch die Verwitterung freigelegt wurden.

Unmittelbar östlich der Angeralm beginnt nach einer 50 m hohen Stufe ein tiefer liegender Talboden, der in seinem weiteren Verlauf durch das Radltal von der Verkarstung bis auf Reste beseitigt ist. Etwa 100 m über diesem Talboden wurde zwischen Bärwurzkogel und Großem Angerstein ein muldenförmiges Hängetälchen entlang einer großen, von O. G a n s s (1939) beschriebenen NO-Verwerfung angelegt. Die bis 4 m breite Verwerfungsspalte wird von einer Reibungsbreccie (mit feinem, roten Kalksand verkitteter Dachsteinkalkschutt) erfüllt; bei starker Quetschung tritt Schieferung auf. Der Haupt- und ihrer Parallelverwerfung sitzen Dolinen auf, die den Muldenboden zerfressen haben. Gegen das Radltal hin läuft die Verwerfung in einer 200 m langen, elliptischen Karstwanne aus, die den oben erwähnten, tieferen Talboden ganz unterbricht. Erst nach Überquerung einer Schwelle erreicht man die Doline der Radltalalm und damit die Dolinenreihe des Radltales. Die Dolinenachsen streichen NO und folgen tektonischen Linien. Die ovalen, bis 150 m langen Karstwannen werden durch oft sehr schmale Durchlässe, „Gassen“, die höchstens 20 m breit sind, verbunden. Die Gassen streichen meist NNW und NNO. Mit diesen senkt sich die Dolinenreihe ungefähr 20 m in den Talboden ein, von dem deutliche Talleisten übrig blieben. Für den Verlauf der mit einer Stufe ins Radltal mündenden P_2 -Mulde des Langtales waren NO- und NNW-Verwerfer maßgebend.

Parallel zur Radltal-Störungszone verläuft die gestufte, auffällig geradlinige Hoßwandtalung zwischen der Wandflucht Hohe Hoßwand—Gamskogel—Grünkogel und der alten Wasserscheide Langtalkogel—Kuppen der Hochau. Die Hoßwandtalung entwässerte ins Echerntal und folgt E. S p e n g l e r s (1918) Schlaipfenmoos—Ebnerberg—Bruch, von dem wir noch zu sprechen haben.

Wie schon O. G a n s s (1939) ausgeführt hat, setzt sich die Störungszone des Radltales bis zum Hinteren Gosausee fort. Sie verursachte das Langtal der Südwestabdachung und die gestufte Kogelgasse, die beide zum oberen Gosautal entwässerten. Zwei langgestreckte Karsthohlformen haben den Talboden des Langtales weitgehend aufgelöst. Über dem 1700 m-Talbodenrest der Kogelgasse streicht ein muldenförmiges Hängetälchen, das einer NW-gerichteten Störung folgt, frei in die Luft aus. Die Störung setzt sich als Verwerfungsspalte durch den rechten Talhang des Naßtales bis zum Roßbrücken fort. Infolge der sich überschneidenden NW—NO-Störungen entstand ein „Talkreuz“ mit der auf der Tafel angegebenen Entwässerung. Westlich der Stelle „Beim Kreuz“ erreicht man über eine Stufe den Talboden der Naßtalalm, der schon dem Hochtalsystem (T I) angehört.

Das P_2 -Talnetz des Modereckplateaus deckt sich also weitestgehend mit dem orthogonalen NW—NO-Störungssystem. Es muß angenommen werden, daß die in den tertiären Verwitterungsboden eindringenden Niederschläge die Verwerfungen aufgespürt haben, indem die Bodenteilchen in die Spalten verschwemmt wurden, so daß kerbenartige Einschnitte entstanden sein dürften, die

dem abfließenden Wasser den Weg gewiesen haben. Für die Anlage des Entwässerungssystems ergibt sich eine weitere, entscheidende Beobachtung: Die NO-Verwerfer der Radltallinie streichen durch die NW-gerichtete Hauptwasser-scheide. Wenn sich an den Verwerfern trotzdem Täler mit entgegengesetzter Entwässerung entwickeln konnten, kann dies nur mit einer antiktinalen Verbiegung des ältesten Reliefs — P_1 — zusammenhängen. Wir erkennen daher im Modereckplateau wieder eine NW-streichende Reliefantiklinale, die in auffallender Weise vollkommen parallel zur Gosauseenfurche verläuft (Abb. 10, Tafel).

Das älteste Relief muß sehr flach gewesen sein. Vom Bärwurzkogel aus überblickt man den größeren, westlichen Teil des Plateaus. Auf einer Fläche von 4 Quadratkilometern liegen alle Gipfelkuppen oder -ebenheiten zwischen 1780 und 1900 m. Sichere P_1 -Reste (Großer Angerkogel?) lassen sich nicht nach-

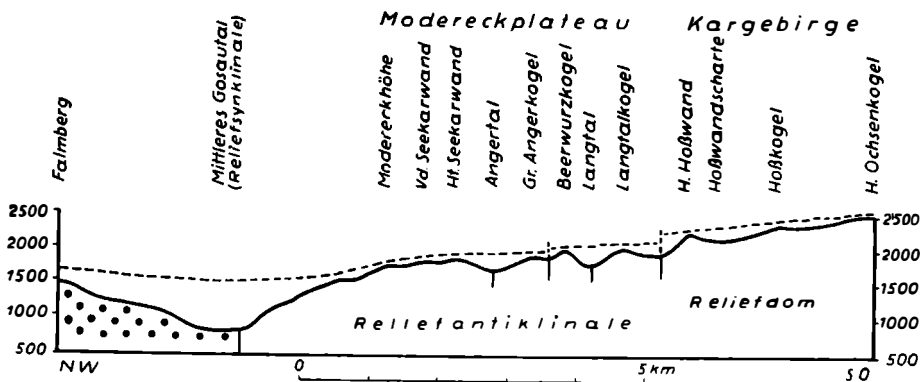


Abb. 5. Längsprofil Falnberg—H. Ochsenkogel. Weiß = Dachsteinkalk, punktiert = Gosauschichten, senkrechte Linien = Störungen, strichlierte Linie = Aufwölbung (schematisch).

weisen. Das P_2 -Relief mit dem ausgeprägten Talnetz dürfte aber der Aufwölbungsfläche recht nahe kommen. Hier, am Westrand der Dachsteinaufwölbung, war — wie bei den Hirlatzbergen — die Hebungintensität geringer, weshalb P_1 keine tiefe Zerschneidung erfahren hat (Abb. 8, m).

Die Reliefantiklinale des Modereckplateaus steigt vom Modereck (1752 m) bis zum Großen Angerkogel (1904 m) auf einer Distanz von $2\frac{1}{2}$ km allmählich an. Hier aber — an der Radltallinie — steht man plötzlich vor der 100 m hohen Nordwestwand des Bärwurzkogels (2006 m), der mit dem Langtalkogel (2044 m) und der Niederen Hoßwand (2043 m) in annähernd gleicher Höhe liegt (Abb. 5). Der unvermittelte Höhengsprung zwischen dem Großen Angerkogel und dem Bärwurzkogel erklärt sich zweifellos durch einen Bruch. Bei der Höerschaltung des Dachsteinmassivs wurde die sicher sehr alte Radltallinie wieder belebt, wobei das tiefere Modereckplateau im Hebungsvorgang zurückblieb. Für eine Verstellung von P_1 sprechen morphologische Gründe: Über dem wahrscheinlichen P_1 -Rest des Großen Angerkogels liegt der sichere des Bärwurzkogels. Er bildet keine Kuppe. Nach Überwindung von allseits steilen Hängen betritt man in 1950 m eine verkarstete Ebenheit; von da aus führt ein mittelsteiler Hang zum kleinen Gipfelplateau, das den SW-einfallenden Dachsteinkalk kappt, empor. Die Gipfelfläche und die Ebenheit unter ihr geben das eigenständige Relief von P_1 deutlich an.

Entlang des Schlaipfenmoos—Ebnerberg—Bruches, den man hier auch Hoßwandstörung nennen könnte, wurde das Kargebirge etwa 200 m über die Bärwurzkogelscholle empogedrückt (Abb. 5). Um diesen Betrag liegt der P_1 -Rest der Hohen Hoßwand (2243 m) über der Bärwurzkogelscholle (2006—2043 m). Schnurgerade streichen die Wände der Bruchstufe von der Hohen Hoßwand über 3 km nach Nordosten. Wir stehen vor einer der klarsten geologisch-morphologischen Linien des Dachsteingebietes. E. Spengler (1918), F. Machatschek (1922) und O. Ganss (1939) haben übereinstimmend und mit Recht eine „Absenkung“ des Westflügels an einer Bruchlinie angenommen. Diese wird auch geologisch sichtbar, da sich an ihr das Schichtstreichen schlagartig ändert. In der höheren Kargebirgsscholle streicht der Dachsteinkalk bei mittelsteilem SW-Einfallen genau NW; in der tieferen Scholle der Hochau, das Radtal eingeschlossen, streicht er bei 30—34° S-Fallen O—W (Tafel).

Der Westflügel muß mit Beginn der Aufwölbung von P_1 zurückgeblieben sein, da sich die NW-gerichteten Täler des Kargebirges (Weittal, Grünbergtal) auf der tieferen Scholle nicht fortsetzen. Der ehemalige Weittalbach bog in einem rechten Winkel in die entlang der Bruchstufe angelegte Hoßwandtalung ein und erreichte sie über eine Talstufe. Eine solche treffen wir auch am Nordwestende des Schneeloches an; hier scheint der Bruch noch morphologisch wirksam geworden zu sein, während er im Gelände gegen den Hinteren Gosausee nicht mehr in Erscheinung tritt.

Im Modereckplateau liegt also keine „einfache, nach oben steiler werdende Aufwölbung“ vor (F. Machatschek, 1922), sondern eine Reliefantiklinale mit zwei Vertikalverstellungen, die sprunghafte Höhenzunahmen bewirkt haben (Abb. 5).

Im Pleistozän war das Modereckplateau von Eis überflossen. Das zeigen besonders die Grundmoränen auf den abgeflachten Kuppen der Hochau und die Moränendecke des Angertales. In letzterer fanden sich einige Blöcke Kalkkonglomerat, das im Plateaubereich nirgends ansteht. Das Eis hat die fluviatil gewordene Landschaft nur wenig verändert. Lediglich die Verkarstung folgte vor allem den Störungslinien und zerstörte die P_2 -Talböden.

Die tektonischen Linien haben aber auch für die heutige Karsthydrographie eine grundlegende Bedeutung. A. Mayr (1954) hat mit seiner neuen pollenanalytischen „Färbe“-Methode mittels Lycopodium-Pulver einwandfrei nachgewiesen, daß Wasser vom Hinteren Gosausee (1154 m) zum Waldbachursprung (948 m) gelangt. Dies kann nur entlang der vielen NO-Verwerfer zwischen Radtal- und Hoßwandstörung geschehen.

Das Plankensteinplateau

An dieses knüpfen sich schwierige morphologische Probleme. Von Modereckplateau und Plassen begrenzt (Abb. 6), wirkt das etwa 2 km² große, teilweise von 100 m hohen Wänden umgebene Plateau, in der geringen Höhe von 1535—1570 m wie ein Fremdkörper. Diese eingeebnete, tischähnliche Wald- und Almlandschaft wird durch kein Talnetz gegliedert; nur an den Rändern haben sich an Störungen kleine Mulden eingeschnitten (bei den Gaißwänden, östlich von „Im Wurf“, Schnittler Moos, Scheibenanger). Die vorhandene, sehr geringe Reliefenergie verdankt das Plateau vor allem der Verkarstung. Dolinen und Dolinenreihen, hauptsächlich mit NO-, weniger mit NW-Achsen, haben entlang von Störungen die vornehmlich aus Hallstätter Riffkalk und Gutensteiner Dolomit aufgebaute Ebenheit zernarbt. Ovale Karstwannen, meist dicht begrünt

und versumpft, senkten sich oft 10 m tief ein; dazwischen blieben kleine Kuppen bestehen. Die Oberflächengestaltung kann in der Umgebung des Jagdhauses gut beobachtet werden.

Das Plankensteinplateau grenzt unmittelbar an das Gosaubecken an und wird, was wir seit den grundlegenden Arbeiten von E. Spengler (1914, 1918) wissen, von Gosauresten bedeckt (Abb. 6). An mehreren Stellen, so in der Nähe der Durchgangsklamm, sieht man die Lagerungsverhältnisse. Eine 2 m tiefe, NO-streichende Kluft verläuft teilweise in dunkler Gosau, teilweise in hellem Kalk. Die Gosau, ein grünlicher, quarz- und kalkhaltiger Sandstein, dringt in alle Kalkfugen ein. An einer Stelle wird eine Rillenkarre von Gosau erfüllt. Die an der Kluft entwickelten Dolinen sitzen in Gosau, zwei davon in Kalk. Der Gosaurest bildet also offensichtlich nur eine dünne Haut wie — nach E. Spengler (1918) — alle anderen Gosaureste auch. E. Spengler, der das Plankenstein-

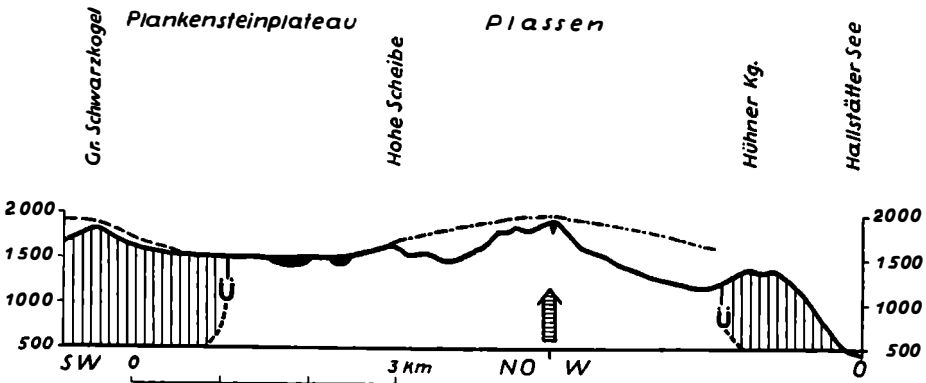


Abb. 6. Querprofil Modereckplateau—Trauntal. Senkrecht schraffiert = Dachsteindecke, weiß = Hallstätter Decke, U = Überschiebungslinie (Auffassung L. Kober); schwarz = Gosaureste, Pfeil = Richtung des stärksten Salzauftriebes, strichlierte Linie = Modereck-Reliefantiklinale, strichpunktierte Linie = Plassen-Aufbeulung.

plateau seiner „altmiozänen Kuppenlandschaft“ eingliedert (1918), meint nun, daß diese „fast vollständig“ mit der prägosauischen Landoberfläche zusammenfällt, da die Gosaureste nur dünne Überzüge sind. Obwohl diese Vorkommen sicher eine geringe Mächtigkeit besitzen, bleibt aber zu beachten, daß das tischebene Plateau über sie und die viel größeren Flächen von Gutensteiner Dolomit und Hallstätter Riffkalk im Bereich der Hallstätter Decke und außerdem auch über den südwestlich anschließenden Dachsteinkalk der Dachsteindecke glatt hinwegzieht (Abb. 6). Das Plateau muß daher unter der nicht mehr rekonstruierbaren vorgosauischen Landoberfläche liegen. Wir haben hier die gleichen morphologischen Gegebenheiten wie auf dem Plateaustück des Niederen Gjaidstein vor uns: einen eingebneten Landschaftsrest mit P_1 -Alter.

Dem ältesten Talsystem kann man das Plankensteinplateau nicht zuweisen, wie dies F. Machatschek (1922) getan hat. Die Höhenübereinstimmung des Plateaus mit ältesten Talresten der weiteren Umgebung stellt kein stichhaltiges Argument dar. Es kommt auf die Form an. T I und auch die jüngeren Talgeschlechter sind im Dachsteingebiet talartig entwickelt, die durch eine intermittierende en bloc-Hebung entstanden; in diesem Abschnitt der Gebirgswerdung kam es nicht mehr zur Entwicklung plateauförmiger Landschaften. Wir stimmen

also insoferne mit E. Sp engler überein, als wir den Plankenstein zur ältesten, im Dachsteingebiet vorhandenen Landoberfläche zurechnen.

Das Plateau, im Bereich der Wasserscheide zwischen mittlerem Gosautal und Echerntal gelegen, hat eine tiefe Position inne. Wieso wurde es nicht zerschnitten? Dies ist das Problem des Plankensteins. Nur bestimmte tektonische Verhältnisse können für die Erhaltung von P_1 in so tiefer Lage maßgebend gewesen sein. Der Plankenstein liegt am Rande des Gosaubeckens, ein tektonischer Graben, der seine erste Anlage zwischen Unterer und Mittlerer Gosau erhielt und in der Hauptsache in den orogenen Perioden des Tertiärs geschaffen wurde (O. Weigel, 1937). Die heutigen Höhen im Bereich des Gosaubeckens, mehrfach aber auch im umgebenden Randsaum bleiben unter 1500 m. Erst außerhalb des Beckens und seiner unmittelbaren Umgebung werden Höhen von 2000 m und darüber erreicht. Es läßt sich klar erkennen, daß das Gosaubecken mit seinen Rändern als Schwächezone im Gebirgsbau während jener Aufwölbung bzw. Relieffaltung zurückblieb, die das heutige Gebirge in der Grundlage geschaffen hat (Abb. 8, p; 10). Die Aufwölbung nahm vom Gosaubecken ihren Ausgang, sie wuchs aus dem Gosaubecken heraus. Das Plankensteinplateau wurde von dieser nicht erfaßt, nicht verbogen und daher auch nicht zerschnitten. An den Flanken des Plateaus, im Gebiet des Gosau- und Echerntales kam es außerdem nur zu ganz flachen Einmündungen (S. 289 ff.), weshalb das Gefälle der Bäche sehr gering war.

Dieser größte und gleichzeitig tiefste P_1 -Rest wurde erst nach dem Ende der Aufwölbung, in der Zeit der den ganzen Gebirgskörper ergreifenden en bloc-Hebung in größere Höhen emporgeschaltet. An seiner West-, Nord- und Ostflanke blieben Talreste in verschiedener Höhenlage als Zeugen dieser Emporschaltung erhalten. Die Lage an einer Wasserscheide und das Verkarsten der Gewässer über kalkigem Substrat bewahrten das Plankensteinplateau auch jetzt vor der Zerschneidung.

Das Plankensteinplateau setzt sich nach Südwesten fort und geht allmählich in die Modereck-Reliefantiklinale über. Im Norden biegt es sich zur Hohen Scheibe (1656 m) auf, was schon von E. Sp engler (1918) richtig erkannt wurde (Abb. 6). Von der Durchgangalm aus sieht man sehr gut, wie die Riffkalkschichten der Hohen Scheibe zum Plankensteinplateau einfallen. Die Verbiegung drückt sich im Schichtbau aus, ein Fall, der im Dachsteingebiet nur selten und ausnahmsweise vorkommt.

Der Plassen

Der isolierte Klotz aus jurassischem Plassenkalk nimmt eine besondere morphotektonische Stellung ein. Wie ein Vulkankegel erhebt er sich mit allseits steilen Flanken 400 m über die P_1 -Landschaft des Plankenstein (Abb. 6, 10). Hat man seine meist felsigen Steilabfälle überwunden, betritt man überraschenderweise ein Plateau — ein merkwürdiger morphologischer Gegensatz!

Auf der Nordseite beginnt bereits in 1800 m ein begrünter, gerader und 35° geneigter Hang. Zwischen 1860 und 1870 m erreichen wir ein fast ebenes, maximal 250 m breites Plateau. Von ihm aus führt ein dicht begrünter, 22° geneigter Hang zu den zwei Plassengipfeln in 1954 m Höhe. Beide, 60—70 m voneinander entfernte, etwa 15 Quadratmeter große Gipfelebenheiten kappen die Schichten. Über eine Schneide gelangt man von einer Gipfelverflachung zur anderen. Mit wunderbarer Klarheit läßt sich hier feststellen, daß eine alte Land-

schaft mit geringen Reliefunterschieden von einer kräftigen, späteren Erosion zerstört wurde.

Das kleine, am Fuß des Gipfelaufschwunges gelegene Plateau in 1865 m erinnert uns sofort an die Plankensteinlandschaft. Überall streichen häufig dolinenbesetzte Störungen mit NO-, NNO-, N 80° O-, NW- und N 80° W-Achsen, wobei die NO-Störungen den ersten Hauptachsenplan bilden. Zwischen den Dolinenreihen kommt es stellenweise zu einer von der Verkarstung verursachten Kuppenbildung. Am Fuß des Gipfelhanges streicht eine größere Karstmulde N 80° W. Sie wird von einem mehrere Meter mächtigen, rotbraunen und dicht begrüntem Lehmboden erfüllt. In diesen haben sich fünf Dolinen eingesenkt, die an einer NO-Achse ausgerichtet sind. Die Niederschläge haben hier zweifellos einen der häufigen NO-Verwerfer aufgespürt. Durch das Zusammenwachsen der Dolinen wird bald ein kerbenartiger Einschnitt entstehen. In ganz ähnlicher Weise muß man sich das Aufspüren der tektonischen Linien vorstellen, als sich das Entwässerungsnetz auf einem tertiären Verwitterungsboden gebildet hat. Je ausgeprägter und breiter eine Verwerfungsspalte war, desto leichter und rascher wurde sie gefunden, da das eindringende Wasser um so mehr Bodenteilchen in die Tiefe verschwemmen konnte.

Nördlich der Dolinenmulde beobachtet man — an einer Doline aufgeschlossen — eine bis 1 cm dicke, braunschwarze Kruste, die den anstehenden Plassenkalk bedeckt und in seine feinsten Fugen eindringt. Dieser harte, von Salzsäure nicht angreifbare Überzug wird von braungelbem Lehm überlagert. Ob es sich bei der Kruste um einen Bauxit handelt, könnte erst eine kostspielige, chemische Untersuchung erweisen. J. F i n k, dem ich ein Handstück vorgelegt habe, ist der Ansicht, daß man es mit dem Rückstand eines tertiären Lateritbodens zu tun hat. E. Zirkel dagegen sieht einen Limonit. Die Erhaltung eines tertiären Bodenrestes wäre an und für sich möglich, da der Plateaurest des Plassen vom Eis nicht überflossen war.

Dort, wo der blau markierte Weg in einem rechten Winkel nach Osten umbiegt, unmittelbar am Ostrand der beschriebenen Lehmmulde, findet man einen sehr feinkörnigen, hellbraunen Kalksandstein, der bei der Verwitterung gelben Lehm liefert. Der Sandstein scheint eine Spalte im Plassenkalk auszufüllen. Ein kurzes Stück weiter ostwärts verläßt der Weg das Plateau. Einige Meter unterhalb von dessen Rand lagert — offenbar in einer Spalte — eine Breccie aus Plassenkalk. Sandstein und Breccie waren schon E. Spengler (1918) bekannt. Er vermutete „transgredierende Gosauschichten“. In der Geologischen Karte wurden die in Frage stehenden Vorkommen auch als „Gosau“ kartiert; ihre lagerichtige Eintragung hätte aber weiter nordöstlich, bei K. 1867 erfolgen müssen. Sandstein und Breccie wurden von E. Spengler nicht näher beschrieben. Eine an Hand von Dünnschliffen von E. Zirkel freundlicherweise durchgeführte Untersuchung hatte folgendes Ergebnis:

Feinkörniger Sandstein. Das Gestein hat hellbraune Farbe mit schwarzen Punkten. U. d. M. zeigen sich etwa $\frac{2}{3}$ Kalk und $\frac{1}{3}$ Quarzkörner. Die Quarzkörner sind durchschnittlich 0,05 mm groß und löschen exakt scharf aus. Sie stammen daher nicht aus einem metamorphen Gestein. Sie sind nur ganz wenig gerundet, haben z. T. sogar noch Reste ihrer kristallographischen Begrenzung. Sie liegen gleichmäßig im Kalkanteil verstreut. Der Kalk ist zweifellos zum größten Teil ebenfalls klastisches Material und nur zum geringeren Teil Kittsubstanz des Gesteins. Neben diesen Bestandteilen finden sich auch noch einzelne Glimmer-(Muskovit-)blättchen und limonitische Umwandlungsprodukte, die die makroskopisch erkennbaren schwarzen Flecken verursachen.

Das Gestein ist also ein quarzreicher Kalksandstein.

Breccie. Dieses Gestein besteht aus großen, weißen (Plassen-)Kalkstücken, die in einem feinkörnigen Sandstein eingesedimentiert sind:

1. Kalkstücke. Sie sind feinstkörnig, Mikrofossilreste sind vorhanden, aber nicht deutbar.

2. Feinkörniger Sandstein, vorwiegend aus Quarz, Kalk und Magnesit.

a) **Q u a r z.** Druckschnittgröße der Körner 0,1 mm, sie sind eckig und z. T. kristallographisch begrenzt, hin und wieder sogar vollständig ausgebildete Kristalle. Auslöschend manchmal undulös, sonst gleichmäßig. Zumeist einschlußfrei.

b) Vorwiegend aus **Q u a r z** bestehende Körner sind die Grundmasse eines sauren Ergußgesteines (Quarzporphyr?).

c) **K a l k.** Die Kalkkörner sind umkrastillisiert und umschließen meist ein oder mehrere Quarzkörner.

d) **M a g n e t i t.** Kristalle sind vollkommen frische und kristallographisch sehr gut begrenzte Oktaederchen.

Neben diesen Bestandteilen gibt es noch:

e) wenig **M u s k o v i t**blättchen,

f) vereinzelt **B i o t i t**,

g) **R u t i l**körner.

h) **Z o i s i t**splitterchen.

Es handelt sich also um eine Breccie mit sandsteinartigem Bindemittel, wobei dieses als Quarzsandstein bezeichnet werden könnte.

Der Sandstein erwies sich demnach als quarzreicher Kalksandstein, während die Plassenkalkbreccie mit einem Quarzsand verkittet ist. Da die Fossilreste keinen Anhaltspunkt für das Alter der Gesteine liefern, gibt es keinen direkten Beweis, ob es sich um Gosau handelt oder nicht. Man kann nur sagen, daß sich die kristalline Komponente bei den meisten Gesteinen des Gosausebeckens findet und die in Frage stehenden, bohnerzlosen Gesteine ihrer Farbe und ihrer Struktur nach mit den Augensteinen des Dachsteingebietes nichts gemein haben. Sandstein und Breccie dürften daher doch zur Gosauserie gehören. Ihre Lagerung in tektonischen Spalten des NW—NO-Störungsnetzes — **E. S p e n g l e r** fand die Breccie in einer 20 m breiten, NO-streichenden Spalte — zeigt, daß das Plassenplateau nicht mit einer vorgosauischen Landoberfläche zusammenfällt, sondern unter einer solchen liegt (Abb. 6). Die Breccie deuten wir als Reibungsbreccie, die durch hineingeschwemmten Quarzsand verkittet wurde.

Der morphologische Befund erweist das Plassenplateau, genau so wie die Plankensteinlandschaft, als einen P_1 -Rest. **E. S p e n g l e r** (1918) und **F. M a c h a t s c h e k** (1922) haben jenes folgerichtig ihrer ältesten Landoberfläche, der „altmiozänen Kuppenlandschaft“ zugewiesen. Nach **E. S p e n g l e r**, der den morphologischen Zusammenhang zwischen Hoher Scheibe und Plassen erkannt hat, überragte letzterer zur Zeit der altmiozänen Kuppenlandschaft das Plankensteinplateau als 400 m hohe Kuppe. Zweifellos haben wir es im Plassen mit einer Aufbeulung zu tun, deren Existenz aus der genauen Untersuchung ihrer Genese klar hervorgeht. Einer solchen Vorstellung entspricht die radiale Entwässerung. Das Wasser floß nach Nordwesten zum Schreiergrabenbach, nach Nordosten zum Steggrabenbach, nach Ostsüdost zum Mühlbach und nach Süden zum Lauterbach (Tafel).

Im Nordwesten senkte sich in die ehemalige Plassenkuppe eine breite, weitverästelte Quellmulde ein, die im Pleistozän in ein Kar umgestaltet wurde. Dessen Wände, die viel Schutt liefern, stürzen von den Plassengipfeln und der Vorderen Plassen zu einem Boden ab, der ungestuft und allmählich in die Verflachungen bei der Schreieralm (1400—1500 m) übergeht. P_2 - und T I-Talreste blieben nicht erhalten.

In ähnlicher Weise wurde die alte Nordost-Abdachung zerstört. Ein schuttreiches Kar entsendet seine Schuttströme in zwei große Dolinen. Die Achse der Schiechlingalm-Doline streicht NW, die der anschließenden, 300 m langen Karsthohlform N 60° W. Beide Karstwannen wurden offensichtlich an Störungen angelegt; hier verläuft eine Bruchlinie zwischen Plassenkalk und triadischem Schreieralmkalk (E. Spengler, 1918, Tafel XIV). Die bis auf 1568 und 1587 m eingesenkten Dolinen werden im Nordosten von dem verkarsteten, ganz mit Gras und Latschen bewachsenen, sehr schmalen Rücken Hoher Schreierkogel — Schiechlingkogel — K. 1646 hundert Meter überragt. Die Erosion hat also entlang einer alten tektonischen Linie eine Karstmulde angelegt, die den NO-geneigten Hang unterbricht. Nimmt man eine ähnliche Böschung an, wie sie sich zwischen Plankenstein und Plassen auf Grund der erhaltenen P_1 -Reste rekonstruieren läßt, so liegt der Rücken unter P_1 .

Dieser zeigt nirgends ein Konvex-konkav-Profil. Er fällt mit felsigen Steilhängen gegen das untere Gosautal zu einer geraden, N 60° W-streichenden Tiefenzone in 1300—1400 m ab. Dies ist die zweite Unterbrechung der Nordost-Abdachung. Die Tiefenzone, die von der Rettengrabenalm (1340 m) bis zur Sattelhöhe (1370 m) morphologisch zur Geltung kommt, folgt der Grenze Hallstätterdecke—Dachsteindecke und wird durch den Aufbruch von Werfener Schiefen (Rettengrabenbruch E. Spenglers) gekennzeichnet. Bei der Sattelhöhe blieben zwischen 1300 und 1400 m flache Talbodenreste erhalten. Nach den Lagerungsverhältnissen des Werfener Schiefers zu urteilen (E. Spengler, 1918, Tafel XV, Profil III und IV) kann erst eine jüngere Erosion (zwischen T I und T II) den Werfener Schiefer freigelegt haben. Die Schiechlingalm-Linie dürfte nach P_2 , im Zuge der ersten en bloc-Hebung verkarstet sein; dadurch wurde die Nordost-Entwässerung außer Funktion gesetzt. Die gleichgerichtete Abdachung verläuft senkrecht zu den beiden NW-streichenden Bruchlinien, also unabhängig von ihnen.

Die Abdachung der Plassenkuppe nach Ost-südost ergibt die besten morphogenetischen Aufschlüsse. Die gestufte, teilweise in ein Kar umgewandelte Quellmulde des Mühlbaches hat die ehemalige Kuppe tief zerschnitten. In der Eisgrube beobachtet man eine flachgeneigte Leiste in 1680 m, auf die steile, schluchtartige Kerben ausmünden. Diese Leiste stellt sicher den Rest eines P_2 -Talbodens dar, der sich über dem Salzbergtal zum Trauntal absenkte. Die Traun floß damals in etwa 1500 m; der Wert von E. Spengler (1918), der zur Zeit seiner Kuppenlandschaft (nach unserer Terminologie P_2) das Echerntal als eine „flache Rinne“ in 1400 m angenommen hat, erscheint infolge der Höhenlage jüngerer Talbodenreste zu niedrig. Das P_2 -Salzbergtal darf daher zwischen 1700 und 1500 m veranschlagt werden. Da Werfener Schiefer und Haselgebirge rund um den Plassen eine tiefere Position erkennen lassen, kann das P_2 -Tal noch nicht in diesen Gesteinen verlaufen sein. Es war in den kalkigen Deckschichten eingeschnitten; vor allem muß die Kalkhaube des Plassen weiter nach Osten gereicht haben. Nach der Achse des Einzugsgebietes zu schließen, folgte der damalige Mühlbach über dem heutigen Salzbergtal einem der häufigen N 60° W-Brüche, dem Roßalpenbruch E. Spenglers (1918). Das Salzlager wurde erst durch eine jüngere Erosion aufgeschlossen.

Von der oben erwähnten Leiste fallen steile Karwände zu einem flachen, 1560 m hoch gelegenen Karboden ab. In diesem erkennen wir einen Talbodenrest von T I, der sich gegen den zugehörigen Trauntalboden in 1300 m allmählich senkte. Auch der T I-Talboden dürfte das Salzlager noch nicht angeschnitten

haben. Erst während der nächsten Eintiefungsphase (T II), wurden große Teile des Haselgebirges freigelegt. In der Eisgrube blieb zwischen 1300 und 1400 m ein T II-Talrest erhalten. T II-Reste in dieser Höhenlage umsäumen den Plassen (Durchgangalm, Roßalm, bei der Sattelalm, Karmos). Das heutige Salzbergtal entspricht dem nächst jüngeren Talsystem T III.

In die Südabdachung der Plassenkuppe hat sich keine größere Quellmulde eingesenkt. Von 1400 m an wuchten steile, durch Schuttrinnen gegliederte Wände bis zu den Gipfelgraten empor. Auch die Kalkschichten fallen durchwegs sehr steil ein, bei der Vorderen Plassen gegen S, gegen den Plassen zu drehen sie etwas gegen O ab, unweit davon herrscht N-Fallen, dann stehen sie wieder senkrecht. Ebenfalls saiger sieht man sie zwischen Plassen und Lahngangkogel. Auf der spitzen, ungleichseitigen Pyramide des letzteren beobachtet man N 65° O-Streichen und 65° N 25° W-Fallen. Riesige Schutthalde und Bergsturzmaterial haben sich am Fuß der Wände angesammelt. Vom Plassen, besonders aber vom Lahngangkogel wird ständig frischer Schutt niedergebracht. Die Südwände des ersteren scheinen tatsächlich dem Roßalpenbruch E. Spenglers (1918) zu folgen (Tafel). Dieser muß während der Aufbeulung erneuert worden sein. Wäre dies nicht der Fall gewesen, hätte sich auf einem ungestörten, S-geneigten Kuppenhang ein größerer Taleinschnitt entwickeln müssen, wie wir dies auf den anderen drei Seiten der Kuppenabdachung feststellen konnten. Die schon von E. Spengler angenommene Erneuerung des Bruches bleibt also trotz der Einwände von F. Machatschek (1922) aufrecht. Der Roßalpenbruch streicht durch den Strenhagsattel (1501 m), in dessen Bereich eine spätere Erosion die alte Gehängefläche Hohe Scheibe—Vordere Plassen zerstört hat (E. Spengler, 1918).

Die durch eine Aufbeulung von P_1 entstandene Plassenkuppe wurde schon während der Bewegung von einer radial wirkenden Erosion zerstört. Die später einsetzende en bloc-Hebung ließ die Kerbenseitel weit in das Zentrum der kleinen Kuppel vorrücken. Dadurch schrumpfte die P_1 -Fläche bis auf den heutigen Rest zusammen. Die Verschneidung der Gehänge brachte die P_1 -Reste auf den Wasserscheiden zum Verschwinden, Schneiden entstanden, die während des Eiszeitalters zu Graten versteilt wurden. Die Grate der Vorderen Plassen, des Lahngangkogels und der Nordgrat liegen unter P_1 . Der Plassen liefert ebenfalls den direkt zu beobachtenden Beweis, daß die Steilformen aus einem alten Flachrelief herausgeschnitten wurden und daher jünger sind als dieses. Die jüngeren Talsysteme (T I bis T III) haben P_1 und P_2 — mit Ausnahme des P_2 -Restes in der Eisgrube — um den Plassen zerstört; alle kuppenartigen Erhebungen wie der Solinger Kogel (1417 m), Hoch-Sieg (1162 m), Hühner- (1390 m), Blekar- (1506 m) und Rettengraben Kogel (1420 m) haben jüngeres Alter. Nur der Schneid-Kogel (1551 m), am Ostrand der Aufbeulung, dürfte der P_1 -Oberfläche sehr nahe kommen.

Der Plassen fügt sich in den in der zentralen und westlichen Dachsteingruppe klar in Erscheinung tretenden morphologisch-tektonischen NW-NO-Bauplan nicht ein, er steht eindeutig außerhalb desselben (Abb. 10). Die isolierte Aufbeulung muß daher eine besondere Ursache haben: das Salz, auf welchem der Plassen aufsitzt. Dieses stieg bei der Verbiegung von P_1 auf und preßte den Plassen zu einer Kuppel empor (Abb. 6). Damals war das Haselgebirge im Salzbergtal noch von einem Kalkmantel bedeckt, weshalb der von unten kommende Druck des Salzes keinen Ausweg fand und zur Aufwölbung des Plassens führen

mußte. Erst später, zwischen T I und T II, wurde das Haselgebirge erosiv aufgedeckt.

Die für die Aufbeulung nötigen Druckkräfte sind aber mechanisch nur möglich, wenn das Salz aus der Tiefe, und zwar aus einer breiten Wurzelzone emporquillt, was u. E. nur möglich ist, wenn es aus einer unter der Dachsteindecke liegenden Hallstätter Decke stammt und nicht aus der „Tasche“ einer Deckscholle. Die Plassen-Aufbeulung ist ein weiteres Argument für die Ansicht L. K o b e r s (1950), daß die Hallstätter Decke — entgegen der Auffassung von E. S p e n g l e r — unter der Dachsteindecke liegt. Dafür hat der knapp über 500 m angeschlagene Erbstollen den wichtigsten geologischen Beweis erbracht.

Der Gosaukamm

Dieser weicht von dem bisher beschriebenen Formenschatz ausgedehnter Verflachungen im Bereich der Gipfelregion erheblich ab. Ein sehr zerschnittenes, turmreiches Gratgebirge mit schroffen Wänden streicht parallel zur Gosauseenfurche geradlinig nach Nordwesten. Es steht in einem großen morphologischen Gegensatz zu den runden und sanften Formen des ihm gegenüberliegenden Modereckplateaus (Tafel, Abb. 14).

Der Gosaukamm wird zwischen Törlecksattel und Steiglpaß durch tief eingesenkte, schuttreiche und oft mit Stadialmoränen abgeschlossene Kare fiederförmig gegliedert. Die durchwegs schmalen, länglichen und wasserlosen Kare entstanden infolge glazialer Umformung fluviatil angelegter, kleiner Täler. Diese zeigen die ehemalige Entwässerung an. Von der im wesentlichen NW-streichenden Wasserscheide Armkarwand (2348 m)—Großwand (2413 m)—Kleiner Donnerkogel (1919 m) flossen die Bäche einerseits zum Gosaubach, andererseits zur Lammer. Nur die Bischofsmütze wurde an einer im Stuhlloch verfolgbaren NW-Störung vom Hauptkamm getrennt. Eine radiale Entwässerung, die zur Lammer, zum Fritzbach und zur Warmen Mandling hin erfolgte, präparierte die Bischofsmütze, die markanteste Berggestalt des Gosaukammes, zu einem fast schon isolierten Stock heraus.

Der aus Kalk aufgebaute Gosaukamm wird von einem äußerst dichten Störungsnetz ganz zerstückelt. Taleinschnitte, Gräben, Scharten und Wände folgen NO-, NNO- und NW-Rupturen. An vielen Stellen streicht in einem Abstand von nur 5 cm—1 dm Störung neben Störung. Auch im Gosaukamm herrschen die Hauptachsenpläne NW—NO vor; O—W- und N—S-Achsen treten kaum in Erscheinung. Die Störungen stehen häufig saiger oder sie fallen steil (75—85°) ein; die NO-orientierten meist nach SO, die NW-gerichteten meist nach SW.

Die NO-Störungen des Hauptkammes können aber nicht die alleinige Ursache für die Anlage des Talnetzes gewesen sein, da sie die Wasserscheide queren. Die gegenständige Entwässerung nach NO und SW kann daher nur durch eine Verbiegung zustande gekommen sein. Man erkennt im Gosaukamm eine NW-streichende Reliefantiklinale, die im Gegensatz zum Modereckplateau als schmales Reliefgewölbe ausgebildet wurde (Abb. 7). Die auf dessen Flanken sich entwickelnden Bäche mit ihrer konsequenten Entwässerung spürten die NO-Verwerfer auf. Die Reliefantiklinale war für die Talanlage die primäre Ursache. Deswegen konnte das fließende Wasser — bis auf Ausnahmen (Tiefenkar—Sulzkar, Kar östlich Weitgriß, Stuhlloch) — den ebenfalls zahlreich vorhandenen NW-Störungen nicht folgen.

Blieben nun im Gosaukamm Reste der P₁-Aufwölbungsfläche erhalten? E. S p e n g l e r (1918) bezeichnete den sanften SW-Hang des Großen Donner-

kogels als Stück seiner altmiozänen Kuppenlandschaft und F. M a c h a t s c h e k (1922) wies auf einen kleinen derartigen Rest beim Angerstein in 2100 m hin. Nach unseren Beobachtungen lassen sich südöstlich der Mandlkogeln, im Gebiet der stärksten Heraushebung nur Grate und an saigerer Klüftung herauspräparierte, turm- und zahnartige Gipfformen feststellen. Nordwestlich der Mandlkogeln dagegen treten auf der Südwest-Abdachung Grate und Türme nicht mehr so stark in den Vordergrund. Zahringkogel, Glatserofenkogel, Angerstein, Strich-, Steinriesen-, Großer und Kleiner Donnerkogel haben kleinere, pultartige Gipfflächen. Die diese Erhebungen aufbauenden Gesteinsschichten fallen 22 bis 30°, die des Steinriesenkogels 36° nach SW ein. Die ebenfalls SW-geneigten, mit Gras und Latschen bedeckten Pultflächen böschen sich um einige Grade teils flacher (Zahringkogel), teils steiler (Strichkogel) als die Schichtflächen ab. Die beiden Donnerkogelgehänge müssen nach meinen Messungen als Schichtgehänge erklärt werden. Obwohl die in Frage stehenden Hänge meist nicht genau mit den Schichten übereinstimmen, dürfte ihre Neigung aber doch mit dem Einfallen des Gesteins zusammenhängen. Hätten sich in der Nähe größere Verflachungen — der schmale Saurücken und die winzige Gipffläche des Großen Donnerkogels reichen nicht aus — erhalten, würde man eine sichere Einordnung treffen können. Wir können also die kleinen pultartigen Gipfflächen im nordwestlichen Teil des Gosaukammes nur als wahrscheinliche P_1 -Reste ansehen.

Vereinzelt erhielten sich eisüberformte P_2 -Talstücke 200—400 m unterhalb der Gipfelgrate (Eiskar, Eisgruben, oberstes Stuhloch, Oberes Armkar, Wasserkar). Die P_2 -Talreste liegen um den gleichen Betrag tiefer wie jene im Relieffom des Kargebirges. Man wird auch für den Gosaukamm ein Herausschneiden der P_2 -Täler aus einer noch flacheren Landschaft, die wir bei allen beschriebenen Einzellandschaften nachweisen konnten, annehmen dürfen. Dies um so mehr, da P_1 -Reste im nordwestlichen Teil des Gebirges wahrscheinlich sind. Das anzunehmende P_1 -Relief in Verbindung mit den P_2 -Tälern zeigt uns an, daß der Gosaukamm um 400—500 m höher gehoben wurde als das gegenüberliegende Modereckplateau (Abb. 7). Die Hebung muß rascher als die des Modereckplateaus erfolgt sein. Das Gefälle der Bäche war von Anfang an steiler, die Tiefenerosion intensiver. Die Hänge verschnitten sich zu Schneiden und nicht zu Rückenformen wie auf der gegenüberliegenden Talseite. Die im Gefolge der stärkeren Heraushebung des Gosaukammes größere Tiefenerosion bedingte die fast völlige Beseitigung von P_1 .

Die Reliefantiklinale des Gosaukammes beugt sich — wie die des Modereckplateaus gegen das Gosaubecken — zum Abtenauer Becken hin ab. Wieder wird der Zusammenhang zwischen alter Tektonik und jungtertiärer Morphologie offenkundig. Als durch die Verbiegung von P_1 der Grundplan des heutigen Reliefs geschaffen wurde, blieb das Lammertal als WNW-streichende Reliefsynklinale in der allgemeinen Aufwölbung zurück. Das Lammertal ist eine uralte Schwächezone im Gebirgsbau. Hier muldete sich die tirolische Decke ein; in die weite Synklinale schob sich in vorgosauischer Zeit die juvavische Lammermasse ein (B. Plö ch i n g e r, 1949). In dem vorgosauischen Becken kamen mächtige Gosauschichten zur Ablagerung, die heute nur mehr in Resten erhalten sind. Die Aufwölbung des Gosaukammes wuchs aus dem Abtenauer Becken, zu dem sich auch das Tennengebirge abbeugt, heraus.

Der Gosaukamm endet im Nordwesten mit dem Kleinen Donnerkogel (1919 m), der mit einem Steilhang zum Törlecksattel (1599 m) abfällt. Der Donnerkogelbruch (E. S p e n g l e r, 1914, 1918) trennt die Riffkalkmasse des

Gosaukammes vom Hauptdolomit der Zwieselalm. Schon F. Machatschek (1922) schrieb jedoch den Höhengsprung zwischen Kleinem Donnerkogel und Zwieselalm nicht diesem Bruch, sondern mit Recht der Erosion zu. Eine jüngere Erosion hat die Bruchfläche freigelegt, da der Kerbenscheitel eines T II-Talbodens bis zum Törlecksattel hinaufreicht.

Nach Ausbildung der P₂-Talböden wurde der Gosaukamm ruckweise gehoben, wie zahlreiche Talbodenreste beweisen. T I-, T II- und T III-Kerbenscheitel sind stellenweise sehr nahe an die Hauptwasserscheide vorgedrungen. Auf diese Weise entstand z. B. auf der Südabdachung der eindrucksvolle Aufschwung zur Bischofsmütze mit einem Höhenunterschied von 1300 m auf 2³/₄ km Horizontalabstand. Durch die en bloc-Hebung wurde die starke Zerschneidung des Gebirges wirksam fortgesetzt.

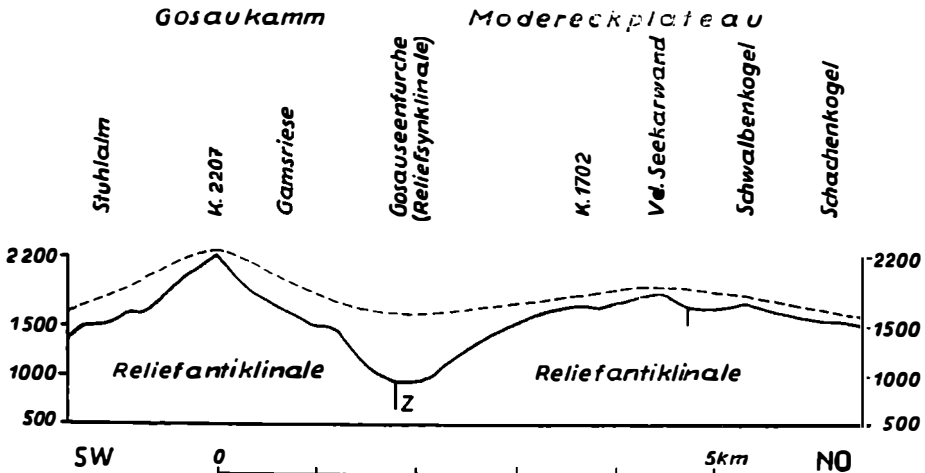


Abb. 7. Querprofil Gosaukamm—Modereckplateau. Weiß (Gosaukamm) = Riffkalk, weiß (Modereckplateau) = Dachsteinkalk, senkrechte Linien = Störungen, Z = Zwieselalm-Überschiebung, strichlierte Linie = jungtertiäre Relieffaltung (schematisch).

Östlich der Bischofsmütze (2455 m) erniedrigt sich das Gebirge im Gosaustein auf ± 2000 m und steigt gegen den Hochkesselkopf (2453 m) wieder an. Im Gosaustein wird das Gebirge deswegen so schmal, weil die Quellbäche der Warmen Mandling in einem mächtigen Halbrund zwischen Mosermandl—Gosaustein—Windlegerspitze—Rettenstein weit nach Nordosten vorgestoßen sind. T I-Talreste in ± 1700 m (Ebenheit bei Hopfürglhütte, Kesselwand, Rinderfeld) liegen unmittelbar unter den Felswänden, die zur Hauptwasserscheide Traun—Enns emporführen (Tafel). Ein tieferes Talsystem in ± 1550 m, im Schöntal und im Talstück der Sulzen- und Mandlberg-Alm gut erhalten, trifft man ebenfalls noch innerhalb dieses großen Bogens an, dessen Sehne (Mosermandl—Rettenstein) sogar von einem Talboden zwischen 1250 und 1400 m (Hoferalm) überschritten wurde. Der Hoferalm-Talboden kommt an den Gosaustein auf einen guten Kilometer heran!

Der Schlüssel zum Verständnis der eigenartigen Gipfelniedrigung zwischen Kargebirge und Gosaukamm liegt in der Umgebung des Steigpasses. Von diesem (2012 m) und zwischen Steigl- und Mitterkogel führen eiszeitlich umgestaltete, verkarstete P₂-Täler nach Norden. Sie münden in eine gerade,

NW-streichende Furche, die den Seitenkamm Gabelkogel (1905 m) — Kopfwand (2102 m) — Adelwand (2135 m) — Mitterkogel (2125 m) vom Gosaukamm abtrennt. Die Furche folgt einem in der Geologischen Karte verzeichneten NW-Verwerfer, der aber auch noch südlich und südöstlich der Adelwand verfolgbar ist. Bei der Kopfwand, besonders aber zwischen Adelwand und Mitterkogel, blieben schöne Reste eines Flachreliefs in 2100 m erhalten. Am begrüneten, von Dolinen pockennarbig zerfressenen Mitterkogelplateau, wie wir den größten P_1 -Rest nennen wollen, läßt sich ein dichtes NW—NO-Störungsnetz feststellen. Beim Steigpaß bilden die NW-Störungen den ersten Hauptachsenplan. Das Mitterkogelplateau wird nach Süden zu schmaler und geht schließlich in eine asymmetrische Schneide über; wieder kann man genau beobachten, wie P_1 zerstört wird und die Schneide durch die Rückwitterung der Hänge entstand.

Der P_1 -Rest beim Mitterkogel wird in genetischer Hinsicht durch die P_2 -Talreste westlich davon sichergestellt. Das Mitterkogelplateau gibt für den Gosaustein — gegenüber den P_1 — Verflachungen, die nicht weit über den Grat der Großwand zu denken sind — eine um etwa 400 m tiefere Lage von P_1 an. Wir erkennen daher im Gebiet des Gosausteins eine axiale Depression von P_1 . Sie erklärt uns die auffällige Gipfelerniedrigung zwischen Hochkesselkopf und Gosaukamm.

Blicken wir vom Mitterkogel (2125 m) auf den um 100 m niedrigeren Gosaustein bis zur Reißgangscharte, so überrascht folgende Beobachtung: es fehlen nicht nur P_2 -Talreste, sondern die aus Schneiden gewordenen Grate fielen der Verwitterung bereits weitestgehend zum Opfer. Begrüneten, pultähnlichen Flächen sitzen — ähnlich wie Zähne im Kiefer — nur mehr kleine, steile Gratreste auf. Die Grate verwitterten sicher erst im Pleistozän. Einem der Dachsteinbreccie gleichzustellenden, in der Geologischen Karte kartierten Breccienrest am südexponierten Hang zwischen Mitter- und Kramerkogel fehlt nämlich der für seine Entstehung nötige Hinterhang. Außerdem fand sich im fest verkitteten Material der Breccie neben Wettersteinkalk und Hauptdolomit auch Dachsteinkalk, der aber nicht mehr ansteht; eine intensive interglaziale Hangverwitterung hat ihn beseitigt. Südlich und südöstlich dieses Vorkommens findet man in 1660 und 1690 m zwei weitere, kleine Breccienreste (Tafel). Südlich vom Sammetkogel liegen auf der Schutthalde Blöcke aus Breccie. Die Südabdachung des Gosausteins muß durch den interglazialen Schuttmantel ganz verhüllt gewesen sein. Auch heute wird von den Wänden viel Schutt niedergebracht.

Die um 2000 m hohe, überaus schmale Gratraine des Gosausteins wird vom Einschnitt des Löckganges (1858 m) tief unterbrochen. Diese auffallende Einsattelung wird durch drei große, den Gosaustein querende Störungen verursacht. Auch bei der Kramerspitze beobachtet man eine N—S-streichende Verwerfungsspalte mit horizontal gestriemten Harnischen; die Reibungsbreccie stürzt über einen Schuttkegel bis zum Linzerweg herunter. Die Reißgangscharte folgt im südlichen Teil einer N 50° O-streichenden, durch zerquetschten Hauptdolomit deutlich bezeichneten Verwerfung. Die schon lange bekannte Störung (G. Geyer, 1886) biegt nach kurzer Distanz nach NW um und bedingt den Taleinschnitt Reißgangkessel—Ochsensattellalm.

Das Gosau- und Echerntal

Das Gosautal gliedert sich in drei verschiedene Abschnitte: Das obere Talstück streicht N 48° W, das mittlere N 28° O und das untere N 85° O (Tafel). Das

obere folgt der NW-streichenden Zwieselalm-Überschiebung, die zwischen Gosaukamm und Modereckplateau in eine in gleicher Richtung verlaufende Vertikaldislokation übergeht (E. Spengler, 1918). Die nachweislich postgosauische Zwieselalm-Überschiebung hat aber nicht nur diese eine, über 7 km lange Dislokation verursacht. Sie wird von einer riesigen Zahl kürzerer oder längerer Parallelverwerfungen begleitet, die sicher teilweise während der Zwieselalm-Überschiebung entstanden sind. Wandert man nämlich vom Radltal gegen das Modereckplateau, so fällt eine ständig größer werdende Verdichtung des Störungsnetzes auf, die weder im Kargebirge, noch im Plassengebiet zu beobachten ist. Je näher man zur Überschiebungslinie kommt, desto zahlreicher werden Längs- und Querstörungen, besonders jener in NW-Richtung. So wird z. B. der Roßbrücken von N 30° W-streichenden Verwerfungsspalten ganz zerhackt — wir befinden uns im Druckbereich der Zwieselalm-Überschiebung. Diese liegt also inmitten einer Störungszone, in der die NW-Achsen überwiegen. Es ist ein Schwächestreifen im Gebirgsbau, der bei der Aufwölbung von P₁ schon vorhanden war und beim Wölbungsvorgang zurückblieb. Eine weitgespannte, etwa 4.5 km breite Reliefsynklinale entstand, welche die Entwässerung an sich zog (Abb. 7).

Das obere Gosautal erfuhr zur Zeit der en bloc-Hebungen große Veränderungen. Weil der Gosaubach ein großes Einzugsgebiet hatte, das außerdem zum Teil in Gosauschichten lag, vermochte der Kerbenseitel des Hochtal- und der des nächst jüngeren Talsystems bis in das Gebiet des Hinteren Gosausees vorzudringen. Von hier aus erreicht man zwischen 1700 und 1800 m nach einem sehr steilen Anstieg das P₂-Plateau (Tafel). Das tiefe Einschneiden der jüngeren Talsysteme in P₂ schuf die Vorform des imposanten Trogtales mit dem Hinteren und Vorderen Gosausee. In der breiten Felsterrasse südwestlich über den Seen (1600—1200 m) laufen mehrere alte Talböden asymptotisch zusammen (F. Machatschek, 1922).

Am Nordwestende des Vorderen Gosausees hört das obere Gosautal plötzlich auf und biegt in einem rechten Winkel nach Nordosten um. Man würde eigentlich die Fortsetzung des Tales entlang der Zwieselalm-Überschiebung (Trias auf Danserie) nach Nordwesten ins Abtenauer Becken erwarten. Der scharfe Richtungswechsel hat tektonische Ursachen. E. Spengler (1918) hat die Änderung der Talrichtung mit seinem NO-streichenden Gosauschmiedbruch in Zusammenhang gebracht. Obwohl es sich bei diesem um eine nur vermutete Verwerfung zwischen Dachsteinkalk und Gosau handelt, halten wir ihn für eine sichere Dislokation, da sie allein das rechtwinkelige Umbiegen des Tales zu erklären vermag.

Das in den Gosauschichten angelegte mittlere Gosautal ist ein über 6 km langes Quertalstück. Für dessen weitaus größere Erstreckung — zwischen Gosauschmied und Brandwirt — fand E. Spengler (1918) keine tektonische Vorzeichnung. Nun zeigt aber das tektonische Kärtchen des Gosaubeckens von O. Weigel (1937), daß hier die NO-Störungen besonders hervortreten. Meine Kleinkluftmessungen in den Zwieselalm- und Nierentalerschichten des Falmbergzuges ergaben ein NO—NW-Kluftsystem, wobei die NNO-Klüfte (meist N 30° O) den ersten Hauptachsenplan stellen. Im Gebiet der Plankensteinalm und des Plassen bilden die NNO- und NO-Störungen ebenfalls den ersten Hauptachsenplan (Tafel).

Auf Grund dieser Tatsachen müssen wir für das ganze mittlere Gosautal eine tektonische Ursache annehmen. Ausgelöst durch den Gosauschmiedbruch

und seinen Parallelverwerfungen bildete sich im Gosaubecken eine flache Relief-synklinale entlang der NO- und NNO-Störungen aus. Das Tal biegt von einer Bruchrichtung in die andere um. Bruchsysteme und Täler haben die gleiche Richtung. Den vorherrschenden Längsstörungen des oberen Gosautales folgt eine Relief l ä n g s m u l d e, den vorherrschenden Querstörungen des mittleren Gosautales eine Relief q u e r m u l d e. Letztere entspricht abermals einer Schwächezone. Einer solchen folgt auch die weitgespannte Relief längsmulde des Abtenauer Beckens. Zwischen den Einmündungen des mittleren Gosautales und des Lammersystems mußte eine Wasserscheide entstehen, die ursprünglich wahrscheinlich weiter westlich lag und durch die stärkeren Lammerzuflüsse nach Osten gedrängt wurde. Auf diese Weise entstand die mitten durch das Gosau-Becken verlaufende Wasserscheide des Falmbergzuges.

Der hauptsächlich aus Sandsteinen und Mergeln der Gosau aufgebaute Falmbergzug (höchste Erhebung: 1474 m) liegt unter der ältesten Landoberfläche; auch F. M a c h a t s c h e k (1922) rechnete ihn nicht zu seiner Kuppenlandschaft. Die von keiner Verkarstung unterbrochene Erosion in den weicheren Gosauschichten erniedrigte den Kamm bis zu den Systemen der jüngeren Tal-landschaften. Das gleiche geschah mit der gegenüberliegenden Nebenwasser-scheide des Löckenmooses (1410 m). Diese wird durch die N—S-streichende Reliefquermulde des Brieltales vom Plankensteinplateau getrennt. Die Relief-synklinale folgt dem Brietalbruch E. S p e n g l e r s (1918) und wurde in ihrem südlichen Teil zwischen den N—S-Brüchen des Katzenhofgrabens (östlich Löckenmoos) und denen bei der Veitenhütte (Westrand des Plankensteinpla-teaus) eingemuldet (Tafel, Abb. 10).

Mit dem Vordertal beginnt das O—W-Streichen des unteren, 9 km langen Talabschnittes, der im ersten Drittel zwischen Brandwirt und Klaushof in Gosauschichten liegt, dann aber bis zum Hallstätter See den Dachsteinkalk durchbricht. Wieder hat die plötzliche Richtungsänderung tektonische Ursachen. E. S p e n g l e r (1918) hat für den Abschnitt Brandwirt—Klaushof eine von der tertiären Tektonik verursachte synklinale Verbiegung der Gosauschichten und ihres Untergrundes nachgewiesen. Auch O—W-streichende Randbrüche (tektonisches Kärtchen bei O. W e i g e l, 1937) spielten eine Rolle (Tafel). Wie beim Abtenauer Becken im großen, so hat sich hier im kleinen gezeigt, daß eine früher angelegte tektonische Mulde bei der Verbiegung von P_1 eine Reliefsyn-klinale bedingte. Die alte Synklinale vererbte ihre Bewegungstendenz auf die jungtertiären Bewegungen. Das Gosautal folgt daher in diesem Teil der Mulden-achse. Der weitere Talverlauf im Dachsteinkalk bis zum Hallstätter See liegt im wesentlichen im Streichen der Synklinale. Es scheint, daß diese die Rich-tung der Reliefsynklinale, im Alpenstreichen gelegen, durch den Dachsteinkalk bestimmt hat. Eine ältere tektonische Anlage ließ sich in diesem Abschnitt nicht nachweisen. Nur für eine sehr kurze WNW-streichende Talstrecke meinte E. S p e n g l e r (1918) eine Synklinale im Dachsteinkalk zu erkennen. Ich konnte hier aber nur einen starken Wechsel von Streichen und Fallen des Dach-steinkalkes feststellen, der bis zum Hallstätter See anhält und auf intensive Störung der ursprünglichen Lagerung schließen läßt. Jedenfalls hat zur Zeit der Plateaulandschaften eine Mulde bestanden. Das erweist die älteste Plassen-entwässerung, das zeigt die Erosionsrichtung auf der fast schon ganz zerstörten P_1 -Kuppe der beiden Kalmberge nördlich der Talstrecke.

Weniger kompliziert ist das Echerntal gebaut. Wir verstehen unter „Echerntal“ nicht bloß den breiten Trog beiderseits des Waldbaches, sondern

den Großteil des ehemaligen Einzugsgebietes. Die heutige Obertag-Entwässerung umfaßt nur mehr den Waldbach mit den aus wasserführenden Schichten (Liasfleckenmergel, Zlambachschichten, Haselgebirge) kommenden Klauskogel-, Lauter- und Spraterbach. Zum Echerntal gehörte aber vor der Verkarstung — wie die Rekonstruktion des Entwässerungsnetzes ergab — der Breiningtalbach, das im Modereckplateau wurzelnde Einzugsgebiet des Radltalbaches und das des Hoßwandbaches, dessen Quellbäche bis zum Ochsenkogel zurückgriffen (Tafel).

Infolge der starken Aufwölbung des Kargebirges und der Hirlatzberge gegenüber dem im Wölbungsvorgang zurückgebliebenen Plankensteinplateau entstand die asymmetrische Reliefquermulde des Echerntales mit einer NO-streichenden Muldenachse. Große Störungslinien verursachten die Einmündung. Der NO-streichende, über 9 km lange Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch E. Spenglers (1918), der teilweise schon von E. Suess (1857) als Echerntalverwerfung erkannt wurde, quert das Tal des Waldbaches und läßt sich bis zur Niederen und Hohen Hoßwand verfolgen. Die Plankensteinverwerfung (E. Spengler, 1918) streicht zwischen Waldbachstrub und Lahn ONO und bedingt das Echerntal im eigentlichen Sinne. Schon bei der ONO-streichenden Verwerfung der Langwand im Breiningtal beginnt nach O. Ganss (1939) die bereits beschriebene Störungszone des Radltales. Die Reliefquersynklinale des Echerntales wurde als Schwächezone entlang von weit durchstreichenden NO-Verwerfern und an zahllosen, zu ihnen mehr oder weniger parallel verlaufenden Störungslinien ausgebildet. Sie zog mit dem Beginn der Relieffaltung die Entwässerung ihrer Umgebung an sich.

Zum Einzugsgebiet des Echerntales gehörte auch das ehemalige Bachsystem des Hallstätter Gletscher- und Wiesbergtales. Als P_2 aus P_1 herausmodelliert wurde, war das große Entwässerungssystem des Echerntales noch in Funktion. Während des Hochtalsystems blieben die Kerbenscheitel infolge der Verkarstung bald stecken. Nirgends erreichten sie die Hauptwasserscheiden. Die Reichweite der T II- und T III-Bäche war abermals kleiner. Im Echerntal kann man genau verfolgen, wie das Einzugsgebiet mit jeder en bloc-Hebung immer mehr zusammenschumpfte.

II. Die zwei Plateaulandschaften

Ältere Plateaulandschaft (P_1). Die morphologische Analyse der Einzellandschaften ergab für die zentrale und westliche Dachsteingruppe zwei verschieden alte Plateaulandschaften. Während die jüngere weit verbreitet ist, blieb die ältere nur in mehr oder weniger großen Resten im Bereich alter Wasserscheiden erhalten. Auf dem Gjaidstein-, Ochsenkogel- und Plankensteinplateau konnten relativ große P_1 -Verebnungen im Ausmaße von einem halben bis zwei Quadratkilometern festgestellt werden. Kleinere P_1 -Reste ließen sich auf der Nordwestseite des Kargebirges, auf dem Rettenstein, in den Hirlatzbergen, im Modereckplateau, auf dem Plassen und im Gosaustein erkennen. Alle Reste haben flachkuppige oder ebene Formen mit einer geringen, ± 100 m betragenden lokalen Reliefenergie (die relativen Höhenunterschiede zwischen den Haupterosionsbasen und den größten Erhebungen in der älteren Plateaulandschaft kennen wir nicht). Auch auf den vom Eis nicht überflossenen Plateauteilen (Gjaidstein-, Ochsenkogel-, Plassenplateau) treffen wir keine Konkav-konkav-Hangprofile an. Gerade, wenig geneigte Hänge führen meist zu den kup-

penartigen Verflachungen empor (Abb. 1, 12). Eine ziemlich eingebnete Landschaft ohne erkennbares Talnetz bietet sich dem Beschauer dar, weshalb über die Entwässerungsrichtung gar nichts ausgesagt werden kann. Wir haben es offenbar mit einer Rumpffläche zu tun. Wenig gegliederte Plateaustücke bis zu einer Größe von zwei Quadratkilometern — nicht kuppenförmige Gipfelverflachungen — beweisen ihre Existenz. Sie war die Ausgangsfläche des heutigen Dachsteinreliefs, aus ihr wurde das heutige Gebirge herausgeschnitten. Die Rumpffläche steht zur Jüngeren Plateaulandschaft und den noch jüngeren Talsystemen, die beide von einem einzigen Talnetz geformt wurden, in einem scharfen morphologischen Gegensatz. P_1 ist unabhängig von der Gesteinsart, dem Einfallen der Schichten und — bis auf Ausnahmen — von den Störungen; die Rumpffläche greift auch über Deckeneinheiten hinweg.

Die Altersfrage von P_1 kann im Dachsteingebiet mangels entsprechender Ablagerungen nicht gelöst werden. Lediglich die jungtertiären Augensteine stehen zur Verfügung. Sie stecken durchwegs als Konglomerate und Sandsteine in Verwerfungsspalten, was auf dem Gjaidstein-, Ochsenkogel- und Rettensteinplateau sehr gut beobachtet werden kann (Abb. 1). Durch Auswittern und Verschwemmung wird eine flächenhafte Überstreuung vorgetäuscht. Es kann daher keine Rede davon sein, daß die Augensteinschotter auf dem Gjaidsteinplateau „primär“ und „Ablagerungen des damaligen Flußsystems“ sind, wodurch dieses Plateau und alle höchst gelegenen Plateaureste mit „der Augensteinlandschaft identisch“ sein sollen (O. G a n s s, 1939). Jene Landschaft, auf der die Augensteine abgelagert wurden, kennen wir nicht, sie ist auch nicht mehr rekonstruierbar. P_1 schneidet die Augensteinpalten glatt ab und liegt jedenfalls unter der Auflagerungsfläche der Augensteine. P_1 ist jünger als die Augensteinlandschaft. Wie weit sie unter dieser zu denken ist, läßt sich nicht mehr feststellen, da die Spaltentiefe, die mehrere hundert Meter erreichen kann, unbekannt bleibt.

Morphologisch spricht nichts dagegen, die Rumpffläche als ein Überbleibsel einer älteren Formenentwicklung aufzufassen. Nach den geologischen Forschungsergebnissen von A. Winkler-Hermaden (1951) bestünde die hypothetische Möglichkeit, daß in P_1 Relikte der mittelmiozänen Alpen, die im dritten Hauptzyklus entstanden sind und wieder abgetragen wurden, vorliegen. Mit der Zerschneidung von P_1 würde dann der Formenzklus der „vierten“, also der heutigen Alpen, beginnen. Bei dieser Auffassung müßte man P_1 altersmäßig ins Obermiozän oder an den Beginn des Pliozäns stellen. Ich bin mir vollkommen bewußt, daß die hier skizzierte Auffassung lediglich als Versuch betrachtet werden kann, eine Übereinstimmung und Verbindung von Tertiärgeologie und tertiärer Morphologie herzustellen. Der Gedanke einer solchen Koordinierung entstammt der Erkenntnis, daß zwischen P_1 und dem heutigen Relief kein genetischer Konnex erkennbar ist und letzteres aus einem älteren Flachrelief herauspräpariert wurde.

In diesem Zusammenhang muß auf die theoretischen Überlegungen N. L i c h t e n e c k e r s (1925, 1938) hingewiesen werden, der aus dem Konkav-konkav-Profil der Raxkuppen — ob mit Recht oder Unrecht bleibe hier dahingestellt — eine noch flachere Landschaft erschlossen hat. Er vertrat die Auffassung, daß die Kuppen und Mulden der Raxlandschaft (eine Landschaft, die mit der kuppigen P_2 -Landschaft der Hirlatzberge oder des Modereckplateaus formenmäßig vergleichbar wäre) aus einer noch flacheren, aber nicht mehr erhaltenen Landschaft herausgeschnitten wurde. Dieses Relief — so könnte man

nun zu parallelisieren versuchen — das N. Lichtecker aus theoretischen Gründen postuliert hat, existiert und blieb in P_1 erhalten, hat aber mit der Augensteinlandschaft (so bezeichnete er das nicht mehr erhaltene Relief) nichts zu tun. N. Lichtecker betrachtete seine Augensteinlandschaft interessanterweise als einen Endrumpf (1938). Ob man, wenn wir die Umdeutung der Ansichten N. Lichteckers auch auf diesen Punkt ausdehnen wollen, in P_1 einen Endrumpf der „dritten“ Alpen im Sinne von A. Winkler-Hermaden sehen darf, ist auf Grund der wenigen P_1 -Reste schwer zu entscheiden. Man weiß auch nicht, inwieweit die P_1 -Relikte bis heute durch Verwitterung und Abtragung verändert wurden. Während des langen pliozänen Zeitraumes wird man wohl Umgestaltungen des ursprünglichen Formenbildes in Betracht ziehen müssen, wenn man sich die starke Verwitterung vor Augen hält, die in einem einzigen Interglazial die Dachsteinsüdseite in Schutt ertrinken ließ (E. Wilthum, 1954). Heute sind besonders die Frostverwitterung und die Deflation des aufbereiteten Materials durch die meist stürmischen Westwinde als formenverändernde Hauptkräfte beobachtbar. In diesen Höhen muß die Wirkung der Deflation vor und während des Pleistozäns als umformender Faktor in Rechnung gestellt werden.

Das Flachrelief der Älteren Plateaulandschaft wurde von einer bereits von F. Machatschek (1922) erkannten Aufwölbung erfaßt. Dieser Vorgang leitete den nächsten Formenzyklus ein und brachte P_1 im Raume des Kargebirges am höchsten empor (Abb. 8). Während dieses Vorganges kam es im Bereich des Reliefdomes und im Modereckplateau zu staffelförmigen Verstellungen von P_1 . Das Zerreißen ging an Brüchen vor sich, die schon vor der Aufwölbung, also vor der Entstehung der heutigen Gebirgsformen, vorhanden waren und die wir daher als prämorphogene Störungen bezeichnen wollen. Diese wurden durch den Wölbungsvorgang wieder belebt. Zeichnet man ein nicht überhöhtes Profil, so sieht man, daß die Brüche im Rahmen der Emporwölbung eine sekundäre Erscheinung darstellen und das Bild einer Aufwölbung nicht verwischen können (Abb. 2, 5, 11, 14). Das staffelförmige Verstellen von P_1 erfolgte an zur Wölbung quer verlaufenden Störungen. Im Dachsteingebiet können die P_1 -Plateaustaffeln nicht erosiv erklärt werden, da es ja doch mehr als ein Zufall wäre, wenn die jeweilige Erosionsphase gerade immer an einem größeren, nachweisbaren Bruch Halt gemacht hätte. Die in Frage stehenden, prämorphogenen Störungslinien werden durch Reibungsbreccien, Gesteinszerrüttung, Harnische, plötzliches steiles Aufstellen der Schichten, Schleppungen, jähes Ändern von Streichen und Fallen und durch Schichtverstellungen eindeutig bezeichnet. Bei den wiederbelebten Störungen handelt es sich um besonders „schwache“ Linien, da es an vielen anderen tektonischen Linien zu keiner Verstellung kam. Man kann sogar sagen, daß treppenartige Absetzungen im Wölbungsvorgang Ausnahmen sind. Die Wölbung ist das primäre.

Eine älteste, von Verbiegungen betroffene Landschaft nehmen außer N. Lichtecker auch andere Autoren an. So ist zum Beispiel E. Seefeldner (1934), dessen HN sich im Kargebirge mit unserem P_1 deckt, der richtigen Auffassung, daß das nicht mit der Augensteinlandschaft identische HN erst nach seiner Ausbildung von einer Aufwölbung betroffen wurde. K. Wiche (1949, 1951) weist in seinen Arbeiten im Raume der Nördlichen Kalkalpen nach, daß die Anlage der Täler seiner der Raxlandschaft gleichzusetzenden „Altlandschaft“ durch Wölbungsvorgänge entstanden ist, die ein Flußnetz in eine ältere, nicht mehr erhaltene Landschaft (Augensteinland-

schaft) einschneiden ließen. Das Gemeinsame dieser Auffassungen ist es jedenfalls, daß ein ältestes Relief, das nach unserer Ansicht in P_1 erhalten blieb, verbogen und aus ihm ein jüngeres herausgeschnitten wurde.

Welcher Zusammenhang besteht nun zwischen der Älteren Plateaulandschaft und einem wiederaufgedeckten, prägosauischen Relief? E. Spengler (1918) sah ein solches auf Grund von vermeintlichen Gosauresten im Plankensteinplateau und O. Ganss (1939) im Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau. Da aber alle in Frage stehenden Gosaureste fossilleer sind, bleibt ihre Einstufung unsicher. Uns ist aufgefallen, daß die von O. Ganss (1939) als Gosau angesehenen Dachsteinkalk-Breccien auf dem Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau und das Dachsteinkalk-Konglomerat auf dem Gjaidsteinplateau keine erkennbare Beziehung zu P_1 haben. Beide Ablagerungen können älter, aber auch jünger als P_1 sein. Um Gosauschichten scheint es sich nicht zu handeln. Infolge des unsicheren Alters fehlt die geologische Voraussetzung für die Diskussion einer prägosauischen Landoberfläche im Raume des Kargebirges. Die Verhältnisse am Rande des Gosaubeckens (Plankensteinplateau, Plassen) wurden schon besprochen (S. 279 und 282).

Jüngere Plateaulandschaft (P_2). Eine in sich noch gegliederte Aufwölbung erfaßte P_1 und brachte die Teillandschaften der zentralen und westlichen Dachsteingruppe in verschiedene Höhe. Das Kargebirge und der Gosaukamm wurden am höchsten emporgewölbt, weniger hoch die Hirlatzberge, das Modereckplateau und der Plassen; das Plankensteinplateau am Rande des Gosaubeckens blieb von diesen Bewegungen unberührt. Die Wölbung nahm vom Gosaubecken ihren Ausgang. Durch diese Verbiegung entstand allmählich zwischen den tiefsten Teilen von P_1 — Plankensteinplateau — und ihren höchsten — über dem Gipfel des Hohen Dachsteins zu denken — ein Höhenunterschied von sicherlich über 1000 m. Genaueres läßt sich darüber nicht sagen, da man die Reliefenergie zwischen dem Plankensteinplateau und dem Gebiet des Hohen Dachsteins vor der Aufwölbung nicht kennt. Mit diesen Hebungsvorgängen ging die Zerschneidung von P_1 durch ein Entwässerungssystem synchron. Ein Bachnetz, das zu den heutigen Erosionsbasen ausgerichtet war, schnitt sich, solange die Bewegungen andauerten, in P_1 ein und zehrte die Ältere Plateaulandschaft bis auf kleine Reste auf. Das System der Trockentäler und Wasserscheiden von P_2 ließ die ehemalige Entwässerungsrichtung in den Einzellandschaften genau erkennen. Als die differenziert raschen Hebungsvorgänge wiederum erlahmten, war eine neue Landschaft, die Jüngere Plateaulandschaft, ein Mittelgebirge, entstanden. Die Traun floß damals in ± 1500 m Höhe. Die Jüngere Plateaulandschaft mit einer größeren Reliefenergie als P_1 und einem ausgeprägten Talnetz wurde die beherrschende und später fossilisierte Landschaft im Plateaubereich der westlichen Dachsteingruppe.

P_2 hatte, je nach der Lage in dem durch Relieffalten gegliederten Gewölbe, ein verschiedenes Aussehen (Abb. 8). Durch die Verbiegungen entstanden ungleiche Gefällsverhältnisse. Auf der flacher geneigten Nord-, West- und Ostseite des Reliefdomes im Kargebirge lagern Flachkare mit aufgezehrten Spornen, 200 bis 400 m hohen Wänden und breiten Böden; P_2 -Muldentäler mit mittelsteilen Hängen bildeten ihre Vorformen. Welche Vollformen durch eine eventuelle Hangverschneidung entstanden sind, läßt sich nicht mehr genau feststellen, da entweder die flachen P_1 -Reste oder nur mehr die durch eiszeitliche Hangrückverlegung und Aufzehrung der P_1 -Relikte entstandenen Grate vorhanden sind. Letztere können teilweise glazial umgeformte Schneiden gewesen sein. Auf der

stärker abgebeugten Südseite des Domes finden wir Steilkare mit schmalen Böden und 500—700 m hohen Wänden. Diese Kare müssen aus Kerbtälern, deren Bäche ein größeres Gefälle hatten, hervorgegangen sein und aus P_1 Schneiden herausgeschnitten haben, die während der Eiszeit zu Graten versteilt wurden. Dem Reliefdom entspricht eine ausgesprochen radiale Anordnung der zu Karen umgeformten P_2 -Täler. Strahlenförmig streben die meist gletscherbedeckten Karmulden vom Wölbungsscheitel um den Hohen Dachstein nach allen Seiten auseinander (Tafel).

Das schmale Gewölbe Gosaukamm-Gosaustein mit seinen steil geböschten Flanken war — ähnlich wie die Südseite des Kargebirges — eine Schneiden-Landschaft. In den weniger hoch gehobenen und breiteren Reliefantiklinalen der Hirlatzberge und des Modereckplateaus haben sich die Bäche langsamer eingeschnitten und konnten Muldentäler mit sanften Hängen formen. Hier entstand eine Kuppenlandschaft mit maximal 200 m relativer Höhe. Die Jüngere Plateaulandschaft war also eine Schneiden- oder Kuppenlandschaft. Talstufen

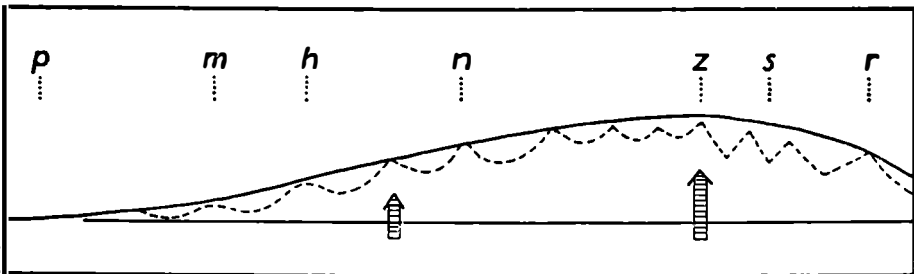


Abb. 8. Schematische Darstellung der Aufwölbung von P_1 und der Entstehung von P_2 . Zustand am Ende von P_2 . Ausgezogene Linie = P_1 -Wölbungsfläche, strichlierte Linie = P_2 , Pfeile = Intensität der aufwölbenden Kraft, p = Plankensteinplateau, m = Modereckplateau, h = Hirlatzberge, n = Nordseite des Kargebirges, z = Zentrum der Aufwölbung um den H. Dachstein, s = Südseite des Kargebirges, r = Rettenstein.

entwickelten sich manchmal dort, wo kleine Bäche gegenüber größeren zurückgeblieben (Kargebirge, Modereckplateau). Die aus Schneiden gewordenen Grate, besonders aber die Kuppen liegen im allgemeinen nicht weit unter P_1 . Das Alter von P_2 kann wie das von P_1 nicht exakt bestimmt werden, sie dürfte aber ins Pannon zu stellen sein.

Die Grundlage des Nachweises zweier verschieden alter Landschaften bilden erhaltene Reste eines Flachreliefs, das über dem viel bewegteren P_2 -Formenschatz liegt. F. Machatschek (1922) sieht nur eine Plateaulandschaft mit der richtigen Erkenntnis lokaler Brüche. Sein Schüler A. Meier (1932) folgt ihm darin. E. Seefeldner (1934) hingegen gliedert das Plateau in drei Piedmontflächen auf. Es muß aber festgestellt werden, daß die Verzahnung einer dritten Fläche mit einer höheren zweiten nicht zu beobachten ist. So wird das Schladmingerloch der dritten Fläche (GN) und das Weittal der zweiten (TN) zugewiesen (1936), obwohl beide gleich tief unter erhaltenen P_1 -Resten liegen. Die Hirlatzberge und das Modereckplateau wiederum besitzen genau denselben Formenschatz, werden aber trotzdem zwei verschiedenen Piedmontflächen (TN und GN) zugerechnet. Diese Beispiele scheinen darauf hinzudeuten, daß nicht so sehr nach morphologischen Gesichtspunkten, sondern nach der Höhe gegliedert wurde. Bei einer Aufwölbung müssen aber die

„Flächen“ im Zentrum des Gewölbes höher liegen als auf den zurückgebliebenen Flanken. Außerdem haben wir es mit keiner einfachen, sondern mit einer differenzierten Aufwölbung zu tun. In ihrem Gefolge kamen die einzelnen kleineren Wölbungsachsen in verschiedene Höhen. Es läßt sich daher im Dachsteingebiet keine ausgesprochene Piedmonttreppe nachweisen. In dieser Hinsicht sind die morphologischen Verhältnisse auf der Abdachung des Gebirges zum Ennstal hin besonders aufschlußreich. O. Ganss (1939) erklärt die unterschiedliche Höhenlage plateauförmiger Flächen mit einer nicht erkennbaren, engräumigen und extremen Schollentektonik, die aus Horsten (Gjaidstein-, Ochsenkogel-, Schreiberwandplateau, Hirlatzberge) und tektonischen Gräben (Echern-, Wiesberg-, Salzbergtal) bestehen soll.

Erhaltung und spätere Veränderungen der Plateaulandschaften. Mit der Ausbildung von P_2 hörten die Wölbungsvorgänge auf. Jetzt erfaßt — in dieser Hinsicht stimme ich mit H. Spreitzer (1951) vollkommen überein — eine von Stillständen unterbrochene, blockförmige Hebung den bereits gefestigten und starren Gebirgskörper. Durch diese andere Art endogener Vorgänge wurde die Dachsteingruppe, vermutlich in postpannonischer Zeit, zu einem Hochgebirge emporgeschaltet. Über den heutigen Erosionsbasen der Traun und Enns lassen sich drei Talsysteme mit Sicherheit feststellen. Die kurze Dauer der ruckweisen Hebung ließ keine plateauartigen Landschaften mehr entstehen. Dadurch gliedert sich das Dachsteingebirge in zwei grundverschiedene Zonen: Die höhere besteht aus den Systemen der Plateaulandschaften, die tiefere aus den Systemen der Tallandschaften (Abb. 2). Die Traun hat ihr Bett seit der P_2 -Zeit um rund 1000 m tiefer gelegt.

Die erste en bloc-Hebung verursachte das Einschneiden des Hochtalsystems (T I) in die P_2 -Talböden. Dadurch entstand besonders auf der Nordseite des Kargebirges, wo P_2 am geräumigsten erhalten blieb, eine bedeutsame Landschaftsgrenze. Hat man nämlich die steilen T I-Talwände überwunden, so steht man unvermittelt auf der flachhangigen Jüngeren Plateaulandschaft mit freier Gipfelsicht. Bei der Hebung der alten Plateaulandschaften sind die P_2 -Täler der Verkarstung erlegen, sie wurden fossilisiert und blieben bis heute erhalten. Dafür gibt es auch einen klaren morphologischen Beweis. Betrachten wir die Lage der T I-Kerbenscheitel und ihre Entfernung von den Wölbungsachsen, so ergibt sich ein grundlegender Unterschied zwischen der Nord- und Südseite des untersuchten Dachsteingebietes (Tafel). Auf der aus Dachsteinkalk aufgebauten Nordseite sind die Hochtal-Kerbenscheitel um den Krippenstein (E. Wilthum, 1954), die der Herrengasse und des Echerntales nicht weit in die zur Traun entwässernde Jüngere Plateaulandschaft hineingewandert. Dieser Tatsache kommt für die Erhaltung des Plateaus größte Bedeutung zu. Nur der Gosaubach mit seinem großen, teilweise in Gosauschichten gelegenen Einzugsgebiet vermochte seinen T I-Kerbenscheitel relativ nahe an das Zentrum des Reliefdomes heranzubringen. Auf der Südseite des Kargebirges, des Gosausteins und -kammes stießen die Hochtäler bis in das Zentrum der Dachsteinaufwölbung, das in der Mitte zwischen den Erosionsbasen der Traun und Enns liegt, vor, obwohl der Ennslauf sicher nicht tiefer lag, als der der Traun; diese fließt heute um 300 m höher als die Enns. Das weite Vordringen der Hochtäler nach Norden war nur möglich, weil die Flüsse der Südabdachung den größten Teil ihres Laufes in wasserundurchlässigen Gesteinen, jene der Nordabdachung hingegen in Kalk zurücklegten. Es ergibt sich also die eindeutige Tatsache, daß die Hochtal-Kerbenscheitel der Nordabdachung durch das Eintreten der Verkarstung wäh-

rend des Hochtalesystems stecken geblieben sind. Mit dem Einsetzen der ersten en bloc-Hebung begann die Verkarstung von P_2 auf der „Kalkseite“.

Wie die T I-Bäche verhielten sich auch die T II- und T III-Gerinne. Dadurch entstand z. B., zusammen mit der starken Abbeugung des Reliefdomes nach Süden, der imposante Steilabfall des Kargebirges gegen das Ennstal. Die zur Traun entwässernden T II- und T III-Täler drangen — der wasserreiche Gosaubach ausgenommen — noch weniger weit in das Dachsteinmassiv vor als die T I-Täler. Daraus kann man schließen, daß hier der Bereich der Obertag-Entwässerung mit jeder en bloc-Hebung kleiner geworden ist. Die Grenze der oberirdischen Entwässerung rückte immer näher zur Traun heran.

Die Plateaulandschaften wurden durch die Verkarstung stellenweise stark verändert. Dolinen, Dolingassen und große Karstwannen haben sich entlang von Schichtfugen, besonders aber an Störungslinien eingesenkt. Manche Karsthohlformen erreichen im Hallstätter Gletscher- und Wiesbergtal eine Tiefe von 200 m. Eine durch Verkarstung und Eisüberformung bedingte Kuppenbildung konnte vor allem im Wiesbergtal nachgewiesen werden. Die größeren Karstwannen werden offenbar durch eine Verdichtung des Störungsnetzes verursacht. Die Achsen der Dolingassen und der meist länglichen, elliptischen Karstwannen folgen einem in allen Einzellandschaften nachweisbaren orthogonalen NW-NO-Störungssystem. Karstachsen um N-S und O-W treten wenig hervor. Die Klufftkarren spiegeln diese tektonischen Richtungen ebenfalls wider. Nur die Rillenkarren sind nach der Fallrichtung ausgerichtet und von Strukturlinien unabhängig.

So zweifellos es ist, daß die großen Karsthohlformen der Jüngeren Plateaulandschaft schon vor der Eiszeit in ihrer ersten Anlage vorhanden waren, gibt es dafür leider keinen glazialgeologischen Beweis, da diese durchwegs vom Eis der Stadialgletscher bedeckt waren. Schon A. Meier (1932) war es aufgefallen, daß die Verkarstung im Hallstätter Gletschertal viel größer ist als auf den höheren, nicht eisüberströmten Plateauflächen des Gjaidstein- und Ochsenkogelkammes, die überdies infolge der Windwirkung über eine nur dünne Schneedecke verfügen. Er brachte diese Erscheinung mit Recht mit den unterschiedlichen Mengen an Lösungswasser in Zusammenhang. Die größten Karstwannen von P_2 liegen auf der Nordseite des Kargebirges im Bereich der Daunvereisung; in dieser Höhe standen Schnee und Eis am längsten zur Verfügung. Auf dem Gjaidstein- und Ochsenkogelplateau und in den Hirlatzbergen findet sich die stärkste Verkarstung im Lee der Westwinde, da es hier zu großen Schneeanhäufungen kommt. Diese Beobachtungen lehren, daß die größten Karsthohlformen dort entstanden sind, wo zusätzliche Schmelzwassermengen ein verdichtetes Störungsnetz angetroffen haben. Man wird daher die Entstehung dieser großen Hohlformen in erster Linie in das Pleistozän verlegen müssen; erst als die Bodendecke abgeräumt war, setzte die Bildung der Karstformen während der Kaltzeiten in großem Umfange ein.

Die Bedeutung der Eiswirkung selbst lag vor allem in der starken Verwitterung über der jeweiligen Schwarz-Weiß-Grenze und in der damit verbundenen Hangrückverlegung präglazialer Hänge. Die Umgestaltung der letzteren war um so größer, je höher sie die Eisoberfläche überragten. Dies war besonders im Kargebirge, im Gosaukamm und in sehr abgeschwächter Form im Plassen der Fall. Schneiden verstreuten sich zu Graten. Diese wiederum wurden an vielen Stellen durch die glaziale Rückwitterung beseitigt. Es kam sogar vor, daß an Stelle des Grates, von dem die Verwitterung nur mehr den

breiten Sockel oder einen kurzen Stumpf übrigließ, durch Eiseinwirkung eine weit unter der ehemaligen Gratspitze gelegene Kuppe entstand (z. B. Edelgriesshöhe). Auch die Warmzeiten des Pleistozäns brachten Veränderungen. So konnte im Gosaustein das Niederbrechen eines Grates an Hand einer interglazialen Breccie nachgewiesen werden.

In den vom Eis überflossenen Hirlatzbergen, im eisverhüllten Modereck- und Plankensteinplateau wurden die präglazialen Hänge nur durch flächenhaftes Abschleifen und Zurunden verändert. Man kann sagen, daß diese Landschaften durch das Eis eher konserviert als umgestaltet wurden. Der Tiefenschurf des Eises muß aus diesen Gründen in der Zone der Plateaulandschaften als gering angesehen werden. Er dürfte aber auch in den größeren Tälern nicht sehr bedeutend gewesen sein, da in den weichen Gosauschichten des Gosautales ausgedehnte Flußterrassen erhalten geblieben sind.

III. Die Relieffaltung und die morphologischen Achsenpläne

Mechanik der Relieffaltung und Störungssysteme. Wie kann ein bestimmtes Relief verbogen oder gefaltet werden? Diesem Problem steht man besonders in einer starren Kalkdecke gegenüber. Bis auf örtlich bedingte Ausnahmen stimmt die Abbeugung des Reliefs mit dem Einfallen des Gesteins nicht überein. Es ergibt sich die grundlegende Beobachtung, daß die Reliefverbiegungen vom Schichtbau größtenteils unabhängig sind. In dieser jungtertiären Entwicklungsepoche des Dachsteingebirges kam es zu keiner Gesteinsfaltung mehr; diese ist viel älter. Wir bezeichnen daher jene Verbiegungen, die den Grundplan des heutigen Reliefs geschaffen haben, im Gegensatz zur Gesteinsfaltung als **Relieffaltung**. Wie bei der Gesteinsfaltung das Gestein, so wurde bei der Relieffaltung ein Relief — in unserem Falle P_1 — gefaltet. Der Terminus Relieffaltung sagt also präzise aus, was gefaltet wurde und ist dem sinngemäß analogen Begriff „Großfaltung“ vorzuziehen. Letzterer sagt nur aus, daß man es mit „großen“ Falten zu tun hat. In Wirklichkeit gibt es aber große und kleine Falten. So ist z. B. die Dachsteingruppe eine große und das Modereckplateau eine kleine Relieffalte. Auf diese Weise können die Quantitätsbegriffe (groß, klein) dem Qualitätsbegriff (Relieffalte) in anschaulicher Art beigelegt werden. Durch die Vorsetzung des Wortes „Relief“ kann man alle für die Gesteinsfaltung eingeführten Begriffe verwenden und den Gegensatz zu einer solchen klar festhalten. Wenn ich also sage, daß der Dachstein und andere Gebirgsgruppen Reliefantiklinalen, das Ennstal eine Reliefsynklinale sind, so ist damit nicht nur die Unabhängigkeit vom Schichtbau, sondern auch die Art der Relieffalte fixiert.

Mit dem Begriff Relieffaltung soll aber vor allem die **Mechanik** des Vorganges verbunden werden. Verbiegungen starrer Gesteinskörper müssen mechanisch möglich sein. Um dies verstehen zu können, ist es notwendig, sich die tektonische Beschaffenheit der Dachsteindecke vor der jungtertiären Relieffaltung vorzustellen. Die Decke war bereits gefaltet und von einem dichten Störungsnetz durchsetzt. Die Störungen (Verwerfungen, Zertrümmerungszonen, Klüfte) lassen in ihrem Streichen eine bestimmte Gesetzmäßigkeit erkennen. Schon **E. S u e s s** (1857) waren im Dachsteinstock zwei, aufeinander ungefähr senkrecht stehende WNW-NNO-Sprungsysteme bekannt. Zwei Systeme von Brüchen (NO-NW) zwischen Hallstätter See und Gosauseenfurche wurden von **E. S p e n g l e r** (1914, 1918, 1951) hervorgehoben. Nach unseren Störungs-

einmessungen sind die NO-NW-Bruchsysteme in allen Einzellandschaften des Arbeitsgebietes nachzuweisen (Abb. 9). Im Kargebirge, Modereckplateau, Gosaustein und Gosaukamm — in der Nähe der Zwieselalm Überschiebung — bilden die NW-Störungen den ersten und die NO-Störungen den zweiten Hauptachsenplan. Gegen den Hallstätter See zu ist es umgekehrt, die NO-Störungen treten mehr hervor (Tafel). N-S-Sprünge fallen nur in unmittelbarer Nähe des Hallstätter Sees auf und O-W-Achsen kommen öfter bei den Kleinklüften zur Geltung.

Da die größeren und kleineren Täler vielfach den Störungen folgen, muß das Störungsnetz schon vor der Aufwölbung der Dachsteingruppe vorhanden gewesen sein. Die Augensteine auf den P₁-Resten Gjaidstein-, Ochsenkogel- und Rettensteinplateau sind in NO- und NW-streichenden Verwerfungsspalten mit

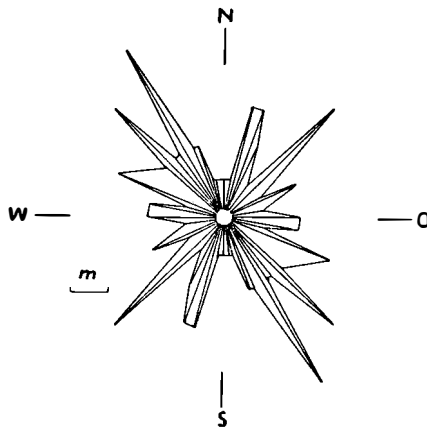


Abb. 9. Häufigkeit der Störungsrichtungen ohne Berücksichtigung des Fallens im Bereich der Angerkogeln, Modereckplateau. m = Messungseinheit für eine, jeweils vom Mittelpunkt aus aufgetragene Richtung.

Reibungsbreccien eingesedimentiert. Die Spalten müssen daher schon vorher existiert haben. Das tektonische Kärtchen des Gosaubeckens von O. Weigel (1937) zeigt, daß sowohl die Randstörungen, an denen das Becken grabenförmig in die Dachsteindecke eingebrochen ist, als auch die Störungen innerhalb des Beckens nach den Hauptachsenplänen NO—NW verlaufen. Die meisten dieser Brüche (auch intragosauische kommen in Betracht) entstanden wahrscheinlich infolge des Druckes der Zwieselalm-Überschiebung; zwischen ihr und der Hornspitze sind die Nierentaler Schichten und Zwieselalmschichten verworfen, wodurch das tertiäre Alter dieser Störungen sicher ist (O. Weigel, 1937). Die postgosauische, NW-streichende und gegen NO gerichtete Zwieselalm-Überschiebung (E. Spengler, 1914) verursachte im Modereckplateau eine Verdichtung der NW- und NO-Linien (S. 288). A. Meier (1932) meinte wohl zu Unrecht, daß alle NW-Störungen des Kargebirges durch den Druck dieser Überschiebung entstanden sind. Zu bestätigen ist jedoch ihr starkes Hervortreten in der Nähe der Überschiebungslinie; schon E. Spengler (1914) hat auf die im Gefolge der Überschiebung aufgetretenen Längsbrüche hingewiesen. Gestörte Gosau erwies nach E. Spengler (1918) das postgosauische Alter des Roßalpenbruches (Längsbruch) und des Brietalbruches (Querbruch).

Im Druckbereich der nachgosauischen Zwieselalm-Überschiebung läßt sich klar erkennen, daß Längs- und Querstörungen durch bestimmte Druckverhältnisse gleichzeitig entstanden sind. Da die nachgosauischen Schübe den alten prägosauischen Schubbahnen im allgemeinen folgten, ist die hauptsächlichste Entstehung der NO—NW-Bruchsysteme wohl während der prägosauischen Deckenbewegungen in gleicher Weise anzunehmen. Der Einschub der juvavischen Hallstätter- und Dachsteindecke erfolgte in vorgosauischer Zeit (E. Spengler, 1918, 1951; L. Kober, 1938). Die starre Dachsteindecke kann nicht intakt geblieben sein, besonders wenn man Fernschübe in Betracht zieht. Mit Hilfe der Gosaisedimente konnte E. Spengler (1918) das Alter der Plankensteinverwerfung (Längsbruch) und das der Durchgangsverwerfung (Querbruch) als prägosauisch bestimmen.

Die NO—NW-Sprungs-systeme gehen also in der Hauptsache sicherlich auf die vor- und nachgosauischen Deckenschübe zurück. Die N—S- und O—W-Störungen könnten ihre Entstehung teilweise einem O—W-Schub im Sinne O. Ampfers verdanken, da eine südgerichtete, nachgosauische Hochalpen-überschiebung, die derartige Achsen ebenfalls verursacht haben könnte, nicht zu existieren scheint (W. Heissel, 1951; H. Grubinger, 1953).

Die Störungen der orthogonalen Systeme kreuzen sich meist in keinem rechten Winkel. Infolge der inneren Reibung sind die Druck- und Dehnungskräfte innerhalb einer Deckeneinheit verschieden groß. Die Hauptachsenpläne sind daher Verdichtungs-zonen mit einem größeren Schwankungsbereich. Dies zeigte sich auch bei den Einmessungen von Kleinklüften mit $\frac{1}{10}$ —2 mm breiten Fugen. Im großen gesehen kommen zwar die zwei Hauptachsenpläne NO—NW immer wieder zur Geltung, im einzelnen wechselt aber die Achsenhäufigkeit sehr stark. So ergaben die Einmessungen auf drei, nahe beisammenliegenden, je 1 dm² großen Stellen (Dachsteinkalk) in unmittelbarer Nähe des Wiesberghauses folgendes Bild. Die Stelle A wies die Hauptachsenpläne WNW, NO und O-W auf, die Stelle B nur NW und O-W und die Stelle C vor allem NNO und NO. Die Druckbeanspruchungen wechseln — offenbar infolge des Winkels der inneren Reibung — auf engstem Raum sehr rasch. Die Kleinklüfte verlaufen parallel, kreuzen sich oder konvergieren in spitzen Winkeln wie die großen Störungen. Die Kluftrichtungen sind im großen ganzen konstant, haben aber kleine, ein- und ausspringende Winkel. Die Kleinklüfte sind mit Kalzit oder mit einem feinen, roten Kalksand verheilt, der leichter als der Dachsteinkalk verwittert. Daher entstehen winzige Fugen im Gestein, an denen die Verwitterung arbeitet und den Dachsteinkalk zerlegt; die oft mit Moos besetzten Risse erweitern sich zu Karren aller Größen.

Die NW-Störungsachsen streichen nicht nur parallel zur Zwieselalm-Überschiebung, sondern auch parallel zu weiter entfernten Überschiebungslinien: Die Stirn der Dachsteindecke verläuft im wesentlichen vom Grimming über den Sarstein zum Hainzen (L. Kober, 1938; W. Medwentsch, 1949). Obwohl heute ein Abtragungsrand, läßt sich eine allgemeine NW-SO-Richtung erkennen. Die Überschiebungslinie der Tiroliden im Abschnitt Kremsnauer—Sengsen-gebirge streicht ebenfalls NW—SO. Es handelt sich somit um ausgesprochen ostalpine Richtungen.

Das Schichtstreichen fügt sich in den bisher festgestellten Bauplan ein. Der Dachsteinkalk der Dachsteindecke streicht im Arbeitsgebiet hauptsächlich NW—SO; der Großteil der eingemesenen Achsen liegt zwischen N 35° W und N 55° W (Tafel). Streichungsrichtungen um NNW und WNW sind ebenfalls

häufiger anzutreffen. In dem großen Raum zwischen dem Südwestrand der Dachsteindecke und dem Gebiet Mittlerer Hirlatz—Gjaidalm—Hirzkarkogel (Plateau „Am Stein“) fallen die Schichten im allgemeinen 20—30° SW; nordöstlich davon beobachtet man NO-Fallen mit annähernd gleicher Neigung. Die Änderung der Fallrichtung weist auf eine, schon von F. M a c h a t s c h e k (1922) erkannte Antiklinale hin. Sie wurde allerdings durch viele Dislokationen gestört. Synklinale Verbiegungen spielen in dem hier betrachteten Teil nur eine untergeordnete Rolle. Die vorherrschenden NW—SO-Achsen ändern nur auf kurze Strecken, meist an Störungslinien ihre Richtung. Die Gesteine der Schuppenzone Werfen—St. Martin und die der Hallstätter Decke südwestlich der Dachsteindecke streichen vorwiegend NW—SO, öfter auch O—W. Die Schichten fallen mittelsteil nach NO und N unter die Dachsteindecke ein.

Die Achsenpläne der Gesteinsfaltung lassen einen Hauptachsenplan NW—SO, parallel zu den Überschiebungslinien erkennen. Es ist ein Längsfaltenbau, der besonders im westlichen Teil der Dachsteindecke großräumig in Erscheinung tritt. Die Faltungen, Überschiebungen und NW-Störungen liegen im Schichtstreichen.

Wir haben gesehen, daß sich die Störungssysteme in einen großen tektonischen Bauplan, der während der verschiedenen Phasen der Gebirgsbildung geschaffen wurde, harmonisch einfügen. Sie sind ein Teil dieses Bauplanes und waren im wesentlichen vor der jungtertiären Relieffaltung vorhanden.

Die Bruchflächen der Störungssysteme stehen saiger oder fallen mit Winkeln von 40 bis 80° nach verschiedenen Richtungen ein. Sie durchsinken die Dachsteindecke mehr oder weniger tief. Verwerfungs- und Klufflächen aller Größen zerlegen die Kalkdecke in ein Mosaik von Groß-, Klein- und Kleinstschollen. Sie treten uns in jeder Höhenlage entgegen. An den neuen Aufschlüssen der Seestraße Winkl—Hallstatt—Gosaumühle sind viele, vor allem NNW-, N—S-, NNO-, NO- und ONO-streichende Bruchflächen mit steilem Einfallen und öfterer horizontaler Striemung zu sehen. Bei der Talstation der Gepäckseilbahn im Echerntal (700 m) durchsetzen eng gedrängte Störungen den durch eine Forststraße neu geschaffenen Aufschluß. Der Dachsteinkalk streicht meist N 30° W und fällt 11—14° S 30° W. Die Bruchflächen mit Harnischen streichen meist um NW, weniger um NO; sie fallen mit Winkeln von 40—80° ein. Zwischen den Harnischflächen beobachtet man feinen, durch Eisenverbindungen rot gefärbten Kalksand oder roten Quetschschiefer mit dünnen Kalzitlagen. Außerdem sind alle Schicht- zugleich Harnischflächen; roter Kalksand liegt teilweise dazwischen. Die Schichtbänke selbst wurden an einer Stelle zu kleinen, einige Kubikzentimeter großen Rhomboedern zerdrückt, deren Bewegungsflächen wiederum durch roten Kalksand getrennt werden. Man muß den Kalksand als Reibungssand auffassen und ihn genetisch den Reibungsbreccien zwischen großen Bewegungsflächen gleichstellen. Ganz ähnliche Beobachtungen lassen sich in den Dachsteinhöhlen (in der Mammothöhle wurden diese Verhältnisse von E. A r n b e r g e r genau beschrieben), im Gosaukamm, Gosaustein und im Kargebirge machen.

Die schollenartige Zerstückelung, die unzähligen großen und kleinsten Bruchflächen müssen eine Bewegungsfähigkeit der sonst starren Kalkdecke ermöglicht haben. Auf diese Weise konnte sie „verbogen“ werden, ohne daß dies im Schichtbau zum Ausdruck kam. Die Verstellungen erfolgten in der Vertikalen entlang dem engmaschigen Mosaik der prämorphogenen Bewegungsflächen. Wir haben es mit keiner echten Faltung, mit keiner echten Verbiegung

zu tun, sondern die Dachsteindecke wurde ohne eine Verengung oder Ausweitung durch eine Aufwölbung nach oben gezerzt, wobei besonders schwache Stellen als Muldenzonen zurückblieben. In diesem Sinne muß die Bezeichnung Relief „faltung“ verstanden werden. Da es sich meist um weiter gespannte Verbiegungen handelt, müssen wir uns ihre Entstehung durch engstgestaffelte, meist gar nicht sichtbare, treppenförmige Versetzungen der Schollen aller Größen und Formen entlang der Bruchflächen vorstellen. In solchen Fällen kann die verbogene Oberfläche durchaus ein kontinuierliches Aussehen haben. Die Bewegungen, die sich dabei an den einzelnen Bruchflächen abspielten, sind als minimal anzusehen. Die meist einer älteren Tektonik angehörenden Harnisse, Reibungsbreccien, Reibungssand und Quetschschiefer erfuhr durch die jungtertiäre Relieffaltung normalerweise keine besonderen Veränderungen. Bei stärkeren Wölbungen kann es aber zu einer sichtbaren Versetzung der verbogenen Fläche kommen. Solche Beispiele liegen im Kargebirge und im Modereckplateau vor. Hier zeigte sich auch, daß durch das vertikale Emporzerren an den prämorphogenen Bruchflächen Spannungen entstehen, die sich in besonderen Fällen in sichtbarer Weise lösen können. Natürlich muß man annehmen, daß bei den jungtertiären Wölbungen auch neue Störungen entstanden sind. Die Mechanik der Relieffaltung innerhalb einer starren Kalkdecke kann noch am ehesten mit der einer Scherfalte verglichen werden, wo die Vertikalversetzungen an den Schichtflächen vor sich gehen.

Achsen der Relieffaltung. Bevor wir auf die Wölbungsvorgänge im einzelnen eingehen, wollen wir ihre Wirkung für die ganze Dachsteingruppe kurz überblicken. Die Dachsteindecke, wie sie J. S c h a d l e r (1951, Tafel XII, Fig. 1) dargestellt hat, umfaßt größtenteils die Dachsteingruppe in der Abgrenzung von N. K r e b s (1926) mit den Außenposten Grimming, Radlingberg, Sarstein und die Gamsfeldgruppe mit dem Kalmbergzug. Die Grenzen der Dachsteingruppe decken sich außer im Westen im großen ganzen mit jenen der Dachsteindecke. Wie wir in Übersichtsbegehungen feststellen konnten, wölbt sich die Dachsteingruppe wie ein länglicher, im Süden am stärksten aufgewölbter Schild über allseitigen Senkungszonen empor. Es ist eine große, O—W-streichende Reliefantiklinale mit 40 km Länge und 20 km größter Breite. Das Wölbungszentrum des Schildes liegt in seinem südwestlichen Teil und ist durch das Kargebirge gegeben.

Die mächtige Aufwölbung wuchs aus großen Reliefsynklinalen, welche die Form des Schildes im wesentlichen bestimmt haben, heraus. Im Südwesten, Süden und Südosten lagert die schon lange bekannte Einmuldung des Ennstales, gebunden an die weichen Gesteine der Schuppenzone Werfen—St. Martin und an die der Grauwacken-Quarzphyllit-Zone. Im Nordosten erstreckt sich die unter der Dachsteindecke zum Vorschein kommende Hallstätter Decke (J. S c h a d l e r, 1951) mit ihren wenig mächtigen Kalken im oberen und den mächtigen Mergelschichten im unteren Teil (W. M e d w e n i t s c h, 1949). An diese Zone ist die NW-gerichtete Beckenreihe Mitterndorf—Aussee—Goisern geknüpft. Im Westen liegen das in die Dachsteindecke eingesenkte Gosaubecken und das Becken von Abtenau. In all diesen den Schild der Dachsteingruppe umgebenden Tiefenzonen finden sich Gosauschichten in geringer Höhe. Im Ennstal lagert Tertiär in tiefer Position. Es handelt sich um alte, prägosauische Baulinien, die zu verschiedenen Zeiten und in irgendeiner Form seit prägosauischer Zeit immer wieder Senkungszonen gewesen sind. Bei der jungtertiären Relieffaltung bildeten sich an ihnen Großmulden aus. Wir haben es

mit einer ausgesprochenen Posthumität zu tun. Auf die Bedeutung dieser Schwächezonen für das heutige Relief hat schon F. Machatschek (1922) hingewiesen und E. Seefeldner (1933, 1934) hat ihren Einfluß auf den Großfaltenwurf im Sinne A. und W. Pencks gewürdigt.

Das Bild vom Schild der Dachsteingruppe besteht nur im großen. Er selbst wurde von der Relieffaltung betroffen und in stellenweise komplizierter Art gewellt. Die Hauptachsen der Relieffalten streichen im östlichen Teil des Schildes parallel zur NO-gerichteten Reliefsynklinale des Ennstales Gröbming-Liezen, im westlichen, den wir genauer zu betrachten haben, nach NW.

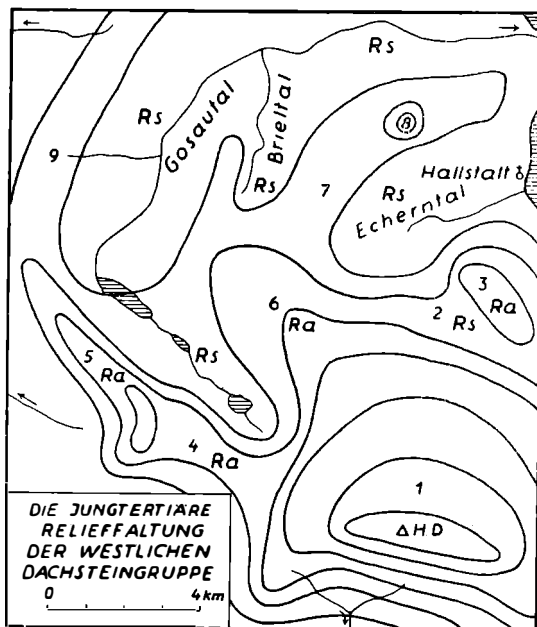


Abb. 10. Isobasenkärtchen. Die Linien gleicher Hebung geben die differenzierte Aufwölbung von P_1 (ohne Berücksichtigung der Bruchstufen) am Ende von P_2 so wider, als ob die Wölbungsfläche nicht zerschnitten worden wäre. Ra = Reliefantiklinale, Rs = Reliefsynklinale, H. D. = H. Dachstein, 1 = Reliefdom des Kargebirges, 2 = Wiesbergtal, 3 = Hirlatzberge, 4 = Gosaustein, 5 = Gosaukamm, 6 = Modereckplateau, 7 = Plankensteinplateau, 8 = Aufbeulung des Plassen, 9 = Falmbergzug.

Der Nachweis von Verbiegungen, die zur Bildung von kleinen Relieffalten innerhalb der großen Reliefantiklinale geführt haben, ist vor allem dann erbracht, wenn sich gegen die gewässersammelnden Reliefsynklinalen erhaltene P_1 -Reste oder P_2 -Kuppen abbeugen und die P_2 -Täler dorthin ausgerichtet sind. Bei Reliefdomen müssen die angeführten Formenreste radial nach außen abdachen. Wird eine Reliefantiklinale außerdem von Störungen quer zum Streichen der Wölbungsachse durchschnitten, so muß bei nach außen gerichteter Entwässerung von Tälern, die an solchen Linien angelegt worden sind, folgerichtig eine antiklinale Verbiegung angenommen werden.

Das Kargebirge ist ein 10×7 km großer Reliefdom mit WNW-streichendem Scheitel (Abb. 10). Seine Existenz wird durch die radial nach außen abbiegenden P_1 -Reste und die ebendorthin geneigten P_2 -Täler erwiesen. Nach Osten

senken sich die unter P_1 liegenden Grate und Schneiden allmählich ab, bis schließlich im Sinabell (2340 m) wiederum ein P_1 -Rest erreicht wird. Das gleiche läßt sich von den Graten westlich des Torsteins feststellen. Sie verlieren bis zum P_1 -Mitterkogelplateau (Gosaustein) immer mehr an Höhe. Die Asymmetrie des Domes, durch den dem Wölbungsscheitel nahen P_1 -Rest des Rettenstein sichergestellt, muß geologische Gründe haben und mit den weichen, unter die Dachsteindecke einfallenden Gesteinen in Zusammenhang stehen. Die von unten kommende aufwölbende Kraft fand nördlich des Wölbungszentrums eine lange, bis 2000 m mächtige, schwer zu biegende und nur zögernd nachgebende Kalktafel vor. Südlich davon war sie nur kurz, auch weniger mächtig und saß einem dicken, leichter zu deformierenden Schiefersockel auf. Dies scheint der Grund zu sein, warum die Abbeugung im Süden auf einem Viertel des N—S-Wölbungsdurchmessers genau so groß ist, wie auf drei Viertel des Durchmessers im Norden (Abb. 4, II).

Zur NW-streichenden Reliefsynklinale des Wiesbergtales beugen sich einerseits die P_1 -Relikte des Reliefdomes ab und andererseits richten sich P_2 -Mulden der Hirlatzberge dorthin aus. Von der anschließenden, ebenfalls NW-gerichteten Reliefantiklinale der Hirlatzberge fallen die P_2 -Kuppen zur Reliefmulde des Trauntales ab und die P_2 -Täler folgen dieser Abdachung (Abb. 2). Ausgeprägte NW-Achsen mit fiederförmiger Entwässerung besitzen die Reliefantiklinalen des Modereckplateaus und des Gosaukammes mit dem Gosaustein; die trennende Mulde der Gosauseenfurche hat die gleiche Richtung (Abb. 10). Die P_2 -Kuppen des Modereckplateaus biegen zur Gosauseenfurche und zum Echerntal ab (Abb. 7); die Täler folgen der gegensätzlichen Abdachung. Vom Wölbungsscheitel des Gosaukammes streichen P_2 -Täler nach außen.

Zu diesen Relieflängsfalten treten die NO-gerichteten Reliefmulden des mittleren Gosautales (zu dem die Kuppen des Modereckplateaus absinken) und des Echerntales (zu ihm fallen Reliefdom und Kuppen der Hirlatzberge und des Modereckplateaus ein) als Reliefquerfalten.

In die N—S-streichende Reliefmulde des Brieltales münden die westlichen kleinen Randmulden des P_1 -Plankensteinplateaus ein. Zu dem O—W-gerichteten unteren Gosautal biegen die alten Formenreste Plassen-Hoher Schreierkogel und Niederer Kalmburg-Hohes Hocheck ab. Die Plassen-Beule mit radial angeordneten Karmulden steht außerhalb eines linearen Bauplanes (Abb. 10, Tafel).

Im westlichen Teil der Dachsteingruppe tritt uns ein orthogonales NW—NO-Relieffaltungssystem entgegen, bei dem die NW-Achsen den ersten und die NO-Achsen den zweiten Hauptachsenplan darstellen. N—S- und O—W-Achsen treten zurück. Der Relieflängs- und Reliefquerfaltenbau sind gleichzeitig entstanden und schufen den Grundplan des heutigen Entwässerungsnetzes. Die Morphologie der westlichen Dachsteingruppe wurde in erster Linie durch einen Relieflängsfaltenbau bestimmt. Das O—W-streichende Gewölbe der Dachsteingruppe wurde in seinem zentralen und westlichen Abschnitt in sich verbogen und in Teilwellen oder kleine Relieffalten gegliedert. Ein differenziertes Gewölbe in den Nördlichen Kalkalpen hat K. Wiche (1951) für die Gesäuseberge erstmalig nachgewiesen und hat damit den kleinräumigen Verbiegungen, die er schon im Hölleengebirge erkannt hat (1949), den ihnen gebührenden Platz eingeräumt. In diesem Sinne hat auch H. Lechleitner (1952) den komplizierten Ybbslauf in sicher zutreffender Weise erklärt.

In der westlichen Dachsteingruppe bilden die Richtungen der Relieffalten, denen die größeren Täler und wasserscheidenden Kämme folgen, ein wohlgeordnetes System. Wieso kam es nun zu dieser eigenartigen Vergitterung der Relieffalten innerhalb der Dachsteindecke? Zunächst fällt uns sofort auf, daß die Achsenpläne der Relieffaltung mit denen der Störungssysteme übereinstimmen. Das ist vollkommen „geo-logisch“, wenn wir die tektonische Beschaffenheit der Dachsteindecke vor der Relieffaltung bedenken: Sie war vom Gitternetz der Störungssysteme ganz zerhackt; innerhalb dieses Netzes waren große, auf längere Erstreckung durchstreichende, von parallelen Störungen begleitete Verwerfer der Gosauseenfurche (Zwieselalm-Überschiebung), des mittleren Gosautales (Gosauschmiedbruch), des Echerntales (Radltal- und Hoßwandlinie), des Wiesbergtales (Wiesalmlinie H. Hlauscheks, 1922) und des Brieltales (Brieltalbruch) ausgeprägte Schwächezonen. Hätten diese nicht existiert, würde sich ein ideales Gewölbe mit allseits nach außen gerichteter Entwässerung gebildet haben. So aber blieben die Schwächezonen in der allgemeinen Aufwölbung als Reliefsynklinalen zurück. Man kann genau beobachten, daß der Reliefdom an seinen Flanken dort verwischt wird, wo die großen Verwerfer einsetzen! Im Dom selbst gab es keine so stark ausgeprägte Schwächelinien, weshalb die Bäche, unbekümmert um das Störungsnetz, radial auseinander flossen. Durch das Zurückbleiben der Schwächezonen im Wölbungsprozeß erhielten die großen Verwerfer ein Einzugsgebiet. Die Verwerfer allein, ohne die synklinalen Verbiegungen des P_1 -Reliefs, hätten keine Täler mit 2—5 km breiten Tallichtungen mit bestimmten Neigungsverhältnissen ergeben.

Eine Tatsache von fundamentaler Bedeutung ergibt sich: Die Leitlinien des Reliefs und die Störungssysteme werden zu einem gesetzmäßigen Netz vereinigt. Einer linearen Tektonik entspricht eine lineare Morphologie. Der Reliefdom des Kargebirges stellt eine gewisse, die Aufbeulung des Plassen eine völlige Ausnahme dar. Die domförmigen Wölbungen sind den linearen Relieffalten untergeordnet. Plötzliche Richtungsänderungen der Täler werden durch das morphologische Wirksamwerden einer anderen Bruchrichtung verursacht. Öfter streicht die Störung, der das Talstück bisher gefolgt ist, weiter. In diesem Fall hat sie ihre Funktion als Schwächelinie bereits eingebüßt und an die sie abschneidende Störung abgeben müssen. Man kommt daher zu dem Schluß, daß manche tektonischen Linien nicht in ihrer ganzen, sondern nur in einem bestimmten Teil ihrer Erstreckung eine morphologisch wirksame Schwächezone verursachen. Als solche erkannten wir aber auch vor der Relieffaltung vorhandene Synklinalen (Abtenauer Becken, westlicher Teil des unteren Gosautales), die ihre Bewegungstendenz während der jungtertiären Relieffaltung beibehalten haben.

Die an besondere Schwächezonen gebundenen Reliefsynklinalen scheinen auch die Richtung der relativ kompakteren Reliefantiklinalen zu bestimmen. Dies wird an der Reliefsynklinale des oberen Gosautales und den ebenfalls NW-gerichteten Reliefantiklinalen des Gosaukammes und des Modereckplateaus sehr deutlich. Die Sattelzone der Hirlatzberge wiederum streicht der Muldenzone des Wiesbergtales parallel. Die Reliefsynklinalen gaben der Wellung des Reliefs offenbar die richtungsbestimmenden Impulse. Die Vergitterung der Relieffalten wurde in erster Linie durch die ver-

gitterten Bruchsysteme verursacht und begründet. Das Relieffaltensystem steht zu den Störungssystemen in engen Richtungsbeziehungen.

Man kann also klar erkennen, daß die prä- und postgosauische Tektonik die Grundformel für die jungtertiäre Relieffaltung erstellt hat. Sie folgt alten Strukturlinien, die immer wieder belebt worden sind. Das Eigentümliche ist, daß das NW—NO-Störungssystem des Deckengebirges mit den viel älteren variszischen Baulinien richtungsmäßig übereinstimmt. Im übrigen scheinen sich unsere Ergebnisse über die gesetzmäßige Zusammenordnung der Leitlinien des Reliefs mit den Bruchsystemen in die große Synthese von R. Staub (1953), der die Richtungen der Kettengebirge von uralten Bruchlinien ableitet, einzufügen.

Die zentrale und westliche Dachsteingruppe wird von einer alten tektonischen Gesetzmäßigkeit, die in allen orogenen Phasen, auch in der jungtertiären, immer wieder zur Geltung kam, beherrscht. Die Achsenpläne der Überschiebungslinien, der Gesteinsfaltung, der Störungen aller Größenordnungen, der Verkarstung und der Relieffaltung ordnen sich in einen großen morphotektonischen Bauplan ein. Tektonik und Morphologie folgen im wesentlichen einem orthogonalen Bauliniensystem NW—NO. Das morphotektonische Erscheinungsbild ist eine Einheit, eine Ganzheit.

A n g e f ü h r t e s S c h r i f t t u m

- Ar n b e r g e r, E., Neue Ergebnisse morphotektonischer Untersuchungen in der Dachstein-Mammuthöhle. Mitt. d. Höhlenkom. Wien 1954.
- G a n s s, O., Zugspalten im Dachsteingebiete. Geol. Rdsch. 29, 1938.
- Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. Jb. d. Reichsstelle f. Bodenf. 1939.
- H e i s s e l, W., Grauwackenzone der Salzburger Alpen. In: Geol. Führer z. d. Exkursionen, Wien 1951.
- G e y e r, G., Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jb. Geol. R. A. 1886.
- G r u b i n g e r, H., Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. Skizzen zum Antlitz der Erde, Kober-Festschrift, Wien 1953.
- H l a u s c h e k, H., Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. Naturw. Ztschr. 52, Prag 1922.
- K i t t l, E., Geologische Exkursionen im Salzkammergut. Exkursionsführer d. IX. Int. Geol. Kongr. Wien 1903.
- K o b e r, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
- Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 95, Wien 1950.
- K r e b s, N., Die Dachsteingruppe. Bd. 2. Monographien z. Landeskunde, Wien 1926.
- L e c h l e i t n e r, H., Talnetzstudien im alpinen Einzugsgebiet der Ybbs. Geogr. Jber. aus Österr. XXIV, 1952.
- L i c h t e n e c k e r, N., Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturw. 1925.
- Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstlichsten Alpen. Geogr. Jber. aus Österr. XIX, 1938.
- M a c h a t s c h e k, F., Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Berlin 1922.
- M a y r, A., Neue Wege zur Erforschung von Quellen und Karstwässern. Mitt. d. Höhlenkom. Wien 1954.
- M e d w e n i t s c h, W., Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischallstatt-Aussee. Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 94, Wien 1949.
- M e i e r, A., Morphologische Studien im Dachsteingebiet. Diss. Wien 1932.
- P l ö c h i n g e r, B., Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb. Geol. B. A. 1948.
- S a b a t a, J., Die Dachsteinsüdwestseite von der Zwieselalm bis zum Rettenstein. Diss. Wien 1949.
- S c h a d l e r, J., Das Salzkammergut. In: Geol. Führer z. d. Exkursionen, Wien 1951.
- S e e f e l d n e r, E., Das Salzkammergut. Geogr. Ztschr. 39, 1933.
- Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Z. f. Geomorphol. VIII, 1934.
- Niveaugliederung auf der geologischen und morphologischen Karte des Dachsteins. Mitt. f. Erdkde. Dachstein-Nummer. Linz 1936.
- S p e n g l e r, E., Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil: Das Becken von Gosau. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1914.
- Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. Geol. R. A. 1918.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1918.
- Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. Geol. R. A. 1918.
- Zur Einführung in die tektonischen Probleme der nördlichen Kalkalpen. Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenf. 1943.
- Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: Geologie von Österreich, Wien 1951.
- S p r e i t z e r, H., Die Piedmonttrappen in der regionalen Geomorphologie. Erdkde. V. 1951.

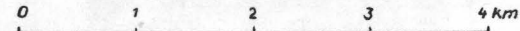


Zeichenerklärung

- 'Altere Plateaulandschaft (P1)
- Höhenpunkt auf P1
- Wasserscheide unter P1
- Grat-, schichtkopf- u. schneidenförmiger Gipfel unter P1
- Kuppe der Jüngeren Plateaulandschaft (P2) und unter P2
- Untere Grenze von P2 (= obere Grenze der Talsysteme)
- Fließende Gewässer
- Nach P2 verkarstete Gewässer
- Kar (unvergletschert)
- Kargletscher (Stand 1951/52 nach E. Arnberger)
- Größere Karstwanne
- See
- Sattel, Paß
- Werfener Schiefer
- Haselgebirge
- Lunzer Schichten (Schiefer)
- In der Dachsteindecke: Dachsteinkalk vorherrschend; i.d. Hallstätter Decke: Kalke u. Dolomite vorh.; i.d. Schuppenzone: Schutt u. eiszeitliche Moränen vorh.; im Gosauseenbecken: Schutt, Schwemmkegel u. Alluvium vorh.
- Gosauschichten
- Augensteinkonglomerat-sandstein in Verwerfungsspalten
- Dachsteinkalk-Breccie unsicheren Alters
- Dachsteinkalk-Konglomerat unsicheren Alters
- Interglaziale Gehängebreccie
- Interglaziales Konglomerat
- Grenze der Dachsteindecke
- Grenze der Hallstätter Decke
- Zwieselalm - Überschiebung
- Störung
- Hauptrichtungen der Störungen in der Einzellandschaft
- Synklinale
- Relieflängsmulde } Muldenachsen der jung-tertiären Relieffaltung
- Reliefquerrmulde } Muldenachsen der jung-tertiären Relieffaltung
- Fallen 1°-29°
- Fallen 30°-59°
- B. Bischofsmütze
- G. Gamskogel
- H. Hopfögl Hütte
- H.G. Hoher Grünberg
- H.O. Hoher Ochsenkogel
- K. Koppenkarstein
- Sch. Schladminger Loch
- Almhütte
- Schutzhütte
- Kirche
- Höhenpunkt

**MORPHOTEKTONISCHE KARTE
DER
ZENTRALEN UND WESTLICHEN
DACHSTEINGRUPPE
VON ERWIN WILTHUM**

GEOL.-TEKTON. ÜBERSICHT NACH GEOL.KARTE DER DACHSTEINGRUPPE, L.KOBER B.PLÖCHINGER, J.SCHADLER, E.SPENGLER UND O.WEIGEL; MIT ERGÄNZUNGEN VON E.WILTHUM





Phot. E. Wilthum

Abb. 11. Die Nordseite des Kargebirges von den Hirlatzbergen (Zwölferkogel) aus. Im Hintergrund links das nach S aufgebogene Gjaidsteinplateau (P₁), in der Mitte das Hallstätter Gletschertal (P₂), rechts der H. Dachstein.



Phot. E. Wilthum

Abb. 12. Die P₁-Rumpffläche beim Nd. Gjaidstein vom Nordwestrand. Im Vorder- und Mittelgrund die teilweise aus Breccie bestehende Ebenheit bei K. 2399, im Hintergrund von links nach rechts: Kuppe mit K. 2432, Nd. Gjaidstein, breiter Sattel mit Kalkkonglomerat, das bis zum Schneefleck im Gjaidkar (P₂) herunter reicht,



Phot. E. Wilthum

Abb. 13. Die Südseite des Kargebirges von der Austriahütte aus. Gipfel von links nach rechts: Torstein, Mitterspitz, H. Dachstein. Am Fuß der Wände der teilweise mit Schnee bedeckte Boden des Hühnerkogelkares. Der Wandschutt häuft sich in den Tl-Resten des Torbodens (links) und Marbodens (rechts) an. Im Vordergrund das Almgebiet der Schieferrücken.



Phot. E. Wilthum

Abb. 14. Das latschenbedeckte Modereckplateau und das kahle Kargebirge mit (von links nach rechts) Schneeloch-, Gr. Gosau- und Kl. Gosaugletscher vom Törleck (Zwieselalm) aus. Abbeugung des Kargebirges nach N, zum Trauntal. In der Bildmitte die Gosauseenfurche, rechts die Grate des Gosaukammes.

- Staub, R., Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. Skizzen zum Antlitz der Erde, Kober-Festschrift, Wien 1953.
- Suess, E. u. Hauer, F., Ein geologischer Querschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1857.
- Trauth, F., Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1916.
- Weigel, O., Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. Geol. B. A. 1937.
- Wiche, K., Die Formentwicklung des Höllengebirges. Jb. d. oberöst. Musealver. 94, 1949.
- Zur Morphogenese der Gesäuseberge. Geograph. Studien, Söchl-Festschrift, Wien 1951.
- Wiche, K., Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1953.
- Wiltum, E., Geschichte der Dachsteingletscher bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts. In: Arnberger, E. u. Wiltum, E., Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. II. Teil, Jb. d. oberöst. Musealver. 98, 1953.
- Die Stellung der Dachsteinhöhlen in der Morphotektonik ihrer Umgebung. Mitt. d. Höhlenkom. Wien 1954.
- Die Dachsteinbreccie auf der Südseite des Kargebirges. Manuskript 1954.
- Winkler v. Hermeden, A., Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: Geologie von Österreich, Wien 1951.

Siedlungsgeographische Probleme in den Schlesisch-Mährischen Beskiden

Mit 1 Textkarte

Von Therese Pippan

Wenn es eine der vornehmsten Aufgaben der siedlungsgeographischen Forschung ist, die Siedlungsverhältnisse eines Gebietes in ihrer Abhängigkeit von den natürlichen Grundlagen zu untersuchen, so bilden die Schlesisch-Mährischen Beskiden ein besonders dankbares Objekt für derartige Untersuchungen, da hier, vor allem im östlichen Teil des Gebietes, noch primitivere Kulturzustände herrschen und daher die Siedlungen in stärkstem Maße an die physiogeographischen Bedingungen angepaßt sind¹. Die moderne Technik ist noch nicht überall eingedrungen, so daß sich da und dort ursprünglichere Siedlungsverhältnisse erhalten haben, wie sie uns in westlicheren Gebieten nicht mehr begegnen. Die Bevölkerung ging bei der Anlage der Siedlungen Schwierigkeiten möglichst aus dem Wege und ließ sich hauptsächlich nur dort nieder, wo von Natur aus etwas günstigere Bedingungen gegeben waren. So lassen sich die Einwirkungen der morphologischen und topographischen Gegebenheiten auf die Entstehung der Siedlungen noch ganz besonders gut erkennen. Neben diesen rein natürlichen Bedingungen waren aber auch historische und ethnische Einflüsse, vor allem aber auch wirtschaftliche Verhältnisse von größter Bedeutung, insoferne diese Faktoren auf Lage, Dichte, Grundriß, Größe und Physiognomie der Siedlungen einwirkten und gerade von dieser Seite ergeben sich für die wissenschaftliche Untersuchung zum Teil recht eigenartige Probleme.

Die Grenzen des untersuchten Gebietes, das auf der beigefügten Übersichtskarte dargestellt ist, sind folgende: Im E erstreckt es sich, noch das Solagebirge einschließend, bis zur Linie Kocierz-Targanice-Andrychów. Die Nordgrenze bildet bis Friedland an der Ostrawitza der mehr oder weniger scharf ausgeprägte, aber immer noch recht geschlossene Nordrand der Beskiden gegen das subbeskidische Hügelland. Westlich der Ostrawitza ist die isolierte Scholle des Ondřejnik noch zu den Beskiden zu rechnen, so daß auch Friedland und

¹ Verf. machte in diesem Gebiet mit einem Stipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Sommer 1943 durch fünf Monate landeskundliche Untersuchungen im Gelände.