

Wissenschaftliche Alpenvereinshefte

Heft 15

Gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen
des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins

Erläuterungen

zur

geologischen Karte der Dachsteingruppe

Aufgenommen 1936—1940 im Auftrage des Alpenvereins unter Leitung von
Prof. Dr. E. Spengler von Ortwin Ganss, Friedrich Kümel und Gerhard Neumann †
Augensteine meist nach A. Meier

Von

O. Ganss, F. Kümel und E. Spengler

Mit kleineren Beiträgen von A. Meier und O. Schauburger

Mit einer geologischen Karte 1: 25.000,
3 Profiltafeln (I—III), 3 Lichtdrucktafeln (IV—VI) und 3 Abbildungen im Text



1954

UNIVERSITÄTSVERLAG WAGNER, INNSBRUCK

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Allgemeiner Teil (Spengler)	5	1. Untertrias	45
Die Durchführung der geologischen Aufnahme	5	2. Mitteltrias	46
Geographische Übersicht	6	3. Obertrias	46
Geologische Übersicht	6	4. Jura	47
Geologisches Schrifttum	9	C. Trias und Gosau der Kalchwand- schuppe	48
Spezieller Teil	13	D. Das Mesozoikum des Mandling- zuges	48
Die Grauwackenzone (Ganss)	13	1. Untertrias	48
I. Allgemeines	13	2. Mitteltrias	48
II. Stratigraphie	13	3. Obertrias	49
A. Paläozoikum	13	4. Jura	49
B. Quartär	14	5. Tertiär (Augensteine)	49
III. Tektonik	15	E. Quartär	50
Gosaukamm und Rettenstein (Auf- nahme Neumann) (Spengler)	16	III. Tektonik	51
Geographische Übersicht	16	Das Plateau und der Nordabhang (Ganss)	53
Stratigraphie	17	I. Allgemeines	53
1. Untertrias	17	II. Stratigraphie, Tektonik und Morpho- logie	54
2. Mitteltrias (Anisische und Ladi- nische Stufe)	17	A. Trias	54
3. Karnische Stufe	18	1. Werfener Schichten und Hasel- gebirge	54
4. Norische und Rhätische Stufe	19	2. Hauptdolomit	54
5. Lias	20	3. Dachsteinkalk	55
6. Malm	21	B. Jura	57
7. Quartär	21	1. Hirlatzkalk und Fleckenmergel	57
Tektonik	22	2. Klauskalk und Radiolarit	58
I. Dachsteinmasse	22	C. Gosau	58
II. Rettenstein (Rötelstein)	24	D. Tertiär	59
III. Werfener Schuppenzone	27	1. Tertiäre Landoberflächen	59
IV. Zwiesselalmgebiet	28	2. Bruchtektonik	61
Der mittlere Abschnitt der Süd- wände (Kümel)	30	3. Bohnerzlager	63
Einleitung und Übersicht	30	4. Aragonit	63
Schichtenkunde	31	E. Quartär	63
Paläozoikum	31	Hochkarst und Höhlenbildung im Dachstein (Schauberger)	65
Trias	32	Augensteine und tertiäre Schotter (Meier)	68
1. Untertrias	32	Die Deckscholle der Plassengruppe (Spengler)	71
2. Mitteltrias	33	A. Stratigraphie	71
3. Karnische Stufe	34	B. Tektonik	72
4. Obertrias	35	Haselgebirge (Hallstätter Salz- berg) (Schauberger)	75
Jura	36	Das Becken von Gosau (Ganss)	77
Kreide	36	I. Allgemeines	77
Erzvorkommen	36	II. Stratigraphie	77
Quartär	37	A. Die Kreide des Gosau-Beckens	77
Tektonik	41	B. Quartär	81
Der Ostabschnitt der Südwände (Ganss)	45	III. Tektonik	81
I. Allgemeines	45		
II. Stratigraphie	45		
A. Paläozoikum (Pinzgauer Phyllit)	45		
B. Das Mesozoikum der Dachstein- einheit	45		

Allgemeiner Teil

Von E. Spengler

Die Durchführung der geologischen Aufnahme

Die geologische Aufnahme der Dachsteingruppe auf der topographischen Unterlage der Alpenvereinskarte 1:25.000 ging auf eine Anregung des damaligen Vorsitzenden des Wissenschaftlichen Unterausschusses des D. u. Ö. Alpenvereins, Professor Dr. R. v. Klebelsberg zurück, und dem Alpenvereine danke ich auch für die Subventionierung der Aufnahme.

Ich wurde ersucht, einen oder mehrere junge Geologen mit der Aufgabe zu betrauen. Ich hatte ursprünglich die Absicht, die Kartierung des Plateaus und des Nordabhanges des Dachsteingebirges meinem damaligen Assistenten am geologischen Institute der deutschen Universität in Prag, Dr. Ortwin Ganss, und die Aufnahme des ganzen Südabhanges dem Wiener Geologen Dr. Friedrich Kümel anzuvertrauen. Bevor noch mit der Aufnahme begonnen wurde, teilte mir stud. geol. Gerhard Neumann mit, daß er als Schüler Professor Kobers eine Aufnahme des Bischofsmützensgebietes begonnen hat, und bat mich, diese Aufnahme im Rahmen der Kartierung der Alpenvereinskarte fortsetzen zu können. Ich teilte daraufhin Dr. Kümel den östlich, Neumann den westlich der Kalten Mandling gelegenen Teil der Südabhänge zu. Nach einer einführenden Exkursion unter meiner Führung im Frühsommer 1936 begannen die drei Geologen mit der Arbeit.

Die ungleiche Größe der Arbeitsgebiete hat folgende Ursache: Am meisten Zeit konnte Dr. Ganss der Arbeit widmen. Er kam dadurch am raschesten weiter und konnte in sehr kurzer Zeit die Aufnahme des Plateaus und des Nordhanges der Dachsteingruppe zu Ende führen. Dr. Kümel konnte nur den Sommer 1936 zur Aufnahme verwenden, da er einem Ruf als Ölgeologe in den mittleren Osten gefolgt ist. Er übersandte mir aber aus Mosul die von ihm fertiggestellte geologische Karte des Mittelabschnittes des Südabhanges der Dachsteingruppe samt einer zugehörigen Beschreibung. Infolge des Krieges konnte Dr. Kümel erst im Dezember 1947 nach Wien zurückkehren und war erfreulicher Weise selbst in der Lage, den auf ihn entfallenden Anteil dieser Erläuterungen zu schreiben. Neumann kam wegen anderweitiger Inanspruchnahme nur langsam mit der Aufnahme weiter. Er hatte nämlich sein Studium gewechselt und das Doktorat aus Geschichte erworben. Neumann war leider mit der Aufnahme noch nicht fertig, als er im Kriege zur Wehrmacht einberufen wurde. Mit Hilfe des Alpenvereins konnte ich für ihn einen 14-tägigen Urlaub erwirken, in dem er trotz ungünstigen Wetters die Aufnahme im Gelände zu Ende führen konnte. Leider ist Neumann am 1. September 1941 an der Ostfront gefallen. Zu einer Abfassung des Textes ist er nicht mehr gekommen. Sein Vater, Herr Direktor Julius Neumann in Salzburg, stellte mir auf meinen Wunsch sein geologisches Tagebuch zur Verfügung, dessen wesentliche Ergebnisse ich bereits 1943 in meiner Arbeit „Über den geologischen Bau des Rettensteins“ veröffentlichen konnte. Diejenigen Gebiete des Südabhanges der Dachsteingruppe, die Dr. Kümel wegen seiner Reise in den Orient nicht mehr aufnehmen konnte, habe ich auch Dr. Ganss zugeteilt, so daß dieser in den Jahren 1936—1938 etwa zwei Drittel der Dachsteinkarte aufgenommen hat.

Die Augensteinvorkommen wurden zum größten Teile nach einer von Dr. A. Meier (Wien) aufgenommenen, nicht veröffentlichten Karte eingetragen.

Geographische Übersicht

Das in der Karte dargestellte Gebiet deckt sich nicht mit dem Dachsteingebirge in geographischem Sinne. Nur die Westgrenze der Karte fällt annähernd mit der Westgrenze des Dachsteingebirges zusammen, hingegen fehlt der östliche Teil der Gruppe, zu der auch noch der Grimming gehört. Im Norden enthält die Karte noch den Südteil des Beckens von Gosau und der Plassengruppe, im Süden noch Teile des Schiefergebirges der Grauwackenzone. Trotzdem ist die Bezeichnung: „Geologische Karte der Dachsteingruppe“ berechtigt, da der größte und höchste Teil der Gruppe im Bereiche der Karte gelegen ist.

Geologische Übersicht

Das auf der geologischen Karte der Dachsteingruppe dargestellte Gebiet gehört zwei großen Einheiten der Ostalpen an: der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen.

Zu der aus paläozoischen Gesteinen (meist Phyllit) bestehenden Grauwackenzone gehört nur der Roßbrandzug am Südrande der Karte. Daß sich die Grauwackengesteine auch unterhalb der Schuttmassen der Ramsau nach Osten erstrecken, zeigen kleine Vorkommen von Phyllit nördlich vom Mayrhof und vom Gruber. Auf die Grauwackenzone entfällt etwa ein Elftel des Kartengebietes.

Alles übrige gehört zu den Nördlichen Kalkalpen. Die Kalkalpen bestehen aus Trias-, Jura- und Kreidgesteinen, und zwar ist hier — wie fast überall in den Kalkalpen — der weitaus größte Teil des Gebirges aus Triasgesteinen aufgebaut. Die Werfener Schichten (Quarzite und Werfener Schiefer) der Untertrias bilden felsarme, mit Vegetation bedeckte Berge wie die Phyllite der Grauwackenzone. Erst mit der Mitteltrias beginnen felsbildende Gesteine, so daß die große morphologische Grenze zwischen schroffen Felsbergen im Norden und bewaldeten oder mit Alpenmatten bedeckten Berg Rücken im Süden nicht mit der Grenze zwischen Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen zusammenfällt, sondern an der Grenze zwischen Unter- und Mitteltrias gelegen ist.

Die Kalke und Dolomite der Mitteltrias (Anisische und Ladinische Stufe) bauen fast gänzlich den im Kartengebiet gelegenen Teil des Mandlingzuges (Kulmberg, Sattelberg und Resingberg nahe der Südostecke der Karte) auf und spielen sonst nur in den Südwänden der Dachsteingruppe eine größere Rolle (Scheichenspitze, Raucheck, Gosauerstein zwischen Reißgang und Kramersattel).

Weitaus das Hauptgestein des Gebietes ist das der Obertrias (Norische und Rhätische Stufe) angehörige Gestein, das nicht nur hier, sondern auch sonst in den Kalkalpen als Dachsteinkalk bezeichnet wird. Dem Dachsteinkalk gehören fast alle für den Bergsteiger interessanten Teile der Dachsteingruppe an. Um durch den Farbüberdruck die prachtvolle Felszeichnung der topographischen Unterlage nicht undeutlich zu machen, wurde für dieses verbreitetste Gestein ein helles, durchsichtiges Grau gewählt. Aus demselben Grunde wurde im Bereiche der Felswände der Gipfelregion auf die Einzeichnung der schon aus der topographischen Karte ersichtlichen Verwerfungen verzichtet. Innerhalb des Dachsteinkalkes sind zwei gleichalte Ausbildungen zu unterscheiden: der geschichtete Dachsteinkalk (Tafel V, Bild 4) und der ungeschichtete aber von zahlreichen lotrechten Klüften durchsetzte Dachsteinriffkalk. Auf dem Gegensatz zwischen diesen beiden Gesteinen beruht der sehr auffallende Unterschied zwischen dem in unzählige Felszacken aufgelösten Gosaukamm (Dachsteinriffkalk) und den mehr massigen Bergformen der eigentlichen Dachsteingruppe (geschichteter Dachsteinkalk). Wegen der allmählichen Übergänge zwischen beiden Arten des Dachsteinkalkes wurde darauf verzichtet, sie mit verschiedenen Farben einzutragen. Die beiläufige Grenze zwischen beiden Fazies wurde durch eine rote Punktlinie bezeichnet. Aber auch in dem östlich dieser Punktlinie gelegenen Raum hat das Gestein nicht selten den Charakter des Dachsteinriffkalkes, z. B. in der Südwand des Koppenkarsteins.

Die Juragesteine bilden geringmächtige und sehr kleine Flächen bedeckende Auflagerungen auf dem Dachsteinkalk. Nur Plassenkalk des oberen Malm baut selbständige Gipfel auf (Plassen, Rettenstein).

Unterkreide fehlt gänzlich. Die Oberkreide ist in der Fazies der Gosauschichten entwickelt, welche aus leicht verwitterbaren Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln bestehen und daher dort, wo sie größere Flächenräume einnehmen, in dem noch teilweise im Bereiche der Karte gelegenen Becken von Gosau, eine felslose, größtenteils bewaldete Landschaft bilden, die in sehr auffallendem Gegensatz steht zu den Felsbergen der Umgebung, die aus Trias- oder Malmkalken bestehen.

In tektonischer Hinsicht können wir innerhalb der Trias- und Juragesteine der Dachsteingruppe drei große Einheiten unterscheiden: 1. Die Dachsteinmasse¹, 2. Die Deckschollen der Hallstätter Decke, 3. Die Werfener Schuppenzone.

Die Hallstätter Decke liegt auf der Dachsteinmasse, die Werfener Schuppenzone tritt an der Südseite der Dachsteingruppe unter der Dachsteinmasse zutage.

Die Dachsteinmasse ist eine im allgemeinen gegen Norden einfallende, sehr mächtige Triasplatte mit sehr geringmächtigen Juraauflagerungen. Die Werfener Schichten stehen wohl nur mehr dort, wo die oberen Grenzschichten entwickelt sind (Dachstein- und Scheichenspitzsüdwand) noch in halbwegs ungestörtem Verbands mit der Mitteltrias, sonst ist die Untergrenze der Mitteltrias überall eine Schubfläche. Die Mitteltrias zeigt einen sehr mannigfaltigen Fazieswechsel in der Richtung von Westen gegen Osten. Nur im Westen, im Gebiete der Bischofsmütze, ist infolge des Auftretens fossilführender Lunzer Schichten eine sichere Abtrennung von der Obertrias möglich, in der Mitte und im Osten liegt diese Grenze wahrscheinlich zwischen den hellen, als Wettersteinkalk bezeichneten Kalkmassen der Scheichenspitzgruppe und den als Hauptdolomit betrachteten Dolomitmassen, die den Dachsteinkalk unterlagern. Für die gesamte Dachsteinmasse ist der Dachsteinkalk bezeichnend, und zwar herrscht im Westen der Dachsteinriffkalk, im Osten der geschichtete Dachsteinkalk vor. Trotz der vortrefflichen Aufschlüsse ist es nicht leicht, die Gesamtmächtigkeit des Dachsteinkalkes mit Sicherheit festzustellen, da der Dachsteinkalk nirgends in seiner Gesamtheit der Beobachtung zugänglich ist. Im Norden, am Hirlatz, ist durch die Auflagerung der Hirlatzkalke die Obergrenze gegeben, während die Untergrenze in unbekannter, aber wahrscheinlich geringer Tiefe unterhalb des Spiegels des Hallstätter Sees gelegen ist, in der Südwand ist die Untergrenze deutlich zu sehen, aber die höheren Teile des Dachsteinkalkes fehlen infolge von Abtragung. Im Norden dürfte die Gesamtmächtigkeit etwa 1500 m betragen. Infolge des gegen Norden gerichteten Einfallens liegt in den Südwänden die Untergrenze des Dachsteinkalkes etwa 200 m höher als am Hirlatz die obere Begrenzung.

Vor Ablagerung der Gosauschichten wurde aus einem Raume, der von dem in der Dachsteinsüdwand aufgeschlossenen Schichtkopf der Dachsteinmasse durch das Ablagerungsgebiet der Werfener Schuppenzone getrennt war, die Hallstätter Decke auf die Dachsteinmasse aufgeschoben, von welcher vor allem die in einer W-O streichenden Mulde gelegene Deckscholle der Plassengruppe erhalten geblieben ist. Nur der größere Südteil dieser Deckscholle ist noch im Bereiche der Dachsteinkarte gelegen. Daß die Überschiebung der Hallstätter Decke schon vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte, konnte ich 1919 durch die Beobachtung beweisen, daß die Gosauschichten im Bereiche des Brieltales mit Grundkonglomeraten die Grenze zwischen Dachsteinmasse und Hallstätter Decke diskordant überlagern. Der Rettenstein ist wahrscheinlich ein im Süden zurückgebliebener Rest der Hallstätter Decke.

¹ Wenn ich hier von Dachsteinmasse spreche, so bedeutet dies keine Anerkennung der Dachsteindecke im Sinne von E. Haug und L. Kober. Es soll damit keine Überschiebungsdecke bezeichnet werden, sondern nur die an ihren Rändern von verschiedenen alten und keine einheitliche Bewegungsfläche bildenden Schubflächen begrenzte mächtige Triasplatte des Dachsteingebirges.

Die Werfener Schuppenzone besteht aus einer Anzahl sich zum Teil im Streichen ablösender Schuppen, welche durch südgerichtete Überschiebungen entstanden sind. Daß die Bildung dieser Schuppen erst nach Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist, zeigen die von A. Meier 1936 entdeckten Aufschlüsse am Hühnerkogel in der Ramsau, wo fossilführende Gosauschichten von Werfener Schiefern überschoben werden (Abb. 3). Die südlichste Schuppe ist der Mandlingzug, dessen Triasgesteine steil gegen Norden unter die Pinzgauer Phyllite einfallen (F. Trauth 1928, Profil III, S. 49). Die Grauwackenzone des Roßbrandzuges gehört somit in Bezug auf die nachgosauische Tektonik zur Werfener Schuppenzone (1. nachgosauische Phase, laramisch?).

Jünger als die gegen Süden gerichteten Überschiebungen der Werfener Schuppenzone ist die gegen den Reißgang zu in einen vertikalen Bruch übergehende Zwieselalmüberschiebung, an der Triasgesteine auf die Gosauschichten des Beckens von Gosau gegen N aufgeschoben sind (zweite nachgosauische Phase, savisch?) (Spengler 1952).

Die jüngsten Störungen sind Brüche. Ein NO und ein NW streichendes Bruchsystem beherrscht den mittleren und westlichen Teil der Dachsteingruppe und prägt sich auch sehr deutlich in den morphologischen Verhältnissen aus. Die Bruchbildung dauerte noch bis ins Pliozän an.



Geologisches Schrifttum

über das in der Dachsteinkarte dargestellte Gebiet.

(Aus dem älteren Schrifttum sind nur die wichtigsten Arbeiten genannt.)

Beck H.

Zur Altersfrage der Dachsteinhöhlen. Mitt. Höhlen-Karstf. 1926 u. 1927.

Tertiäre Sandschichten bei der Gjaidalm (Dachsteinhochfläche). Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1935.

Biese W.

Vorläufiger Bericht über Untersuchungen in den Dachsteinhöhlen. Ztschr. d. Hauptverbandes deutscher Höhlenforscher 1926.

Über Höhlenbildung. II. Entstehung von Kalkhöhlen (Rheinland, Harz, Ostalpen, Karst).

Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt, NF. Heft 146, Berlin 1933, 170 S., 20 Taf., 45 Abb.

Bittner A.

Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlungen der Geol. Reichsanstalt Wien, 14, 1890.

Bock H., Lahner G. und Gaunersdorfer G.

Höhlen im Dachstein und ihre Bedeutung für die Geologie, Karsthydrographie und die Theorien über die Entstehung des Höhleneises. Verlag d. Ver. f. Höhlenkunde, Graz 1913.

Böhm A. v.

Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. geol. Reichsanstalt Wien, 35, 1885.

Boehmker R.

Die Dachsteinhöhlen (Rieseneishöhle, Mammuthöhle, Koppenbrüllerhöhle), Natur- und höhlenkundlicher Führer durch Österreich, 12, Wien 1928.

Brinkmann R.

Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss. Phys.-math. Kl., 27, 1935.

Cramer H.

Die Wasserführung der Koppenbrüllerhöhle bei Obertraun. Mitt. über Höhlen- u. Karstf. 1940.

Del Negro W.

Geologie von Salzburg, Verlag Wagner, Innsbruck 1950.

Ehrenberg K. und Sickenberg O.

Eine pliozäne Höhlenfauna aus der Hochgebirgsregion der Ostalpen. Ergebnisse der Ausgrabungen in der Schreiberwandhöhle am Dachstein. Paläobiologica, 2, 1929.

Ehrlich C.

Über die nordöstlichen Alpen. Linz 1850.

Felix J.

Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mittelmeergebiet. II. Die Kreideschichten bei Gosau, Palaeontographica, 1908.

Firbas F.

Waldentwicklung und Interglazial von Schladming an der Enns. Beih. d. Bot. Zentralbl., 41, 1925, Abt. II.

Frech F.

Die Korallenfauna der Trias, Palaeontographica, 37, 1890.

Gliederung des Dachsteinkalkes mit Hilfe der Megalodonten, Lethaea geognostica, II. Mesozoikum, Bd. 1, Die alpine Trias, Stuttgart 1906.

Fugger E.

Die Bergbaue des Herzogtums Salzburg. Salzburg 1881.

Ganss O.

Zugspalten im Dachsteingebirge. Geologische Rundschau 1938.

Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. Jahrb. Zweigst. Wien d. Reichsamtes f. Bodenforschung (Geol. Bundesanstalt), 89, 1939.

Das Paläozoikum am Südrande des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung). Mitt. Reichsamtes f. Bodenforschung, Wien 1941.

Stadialkare der Dachstein-Südwand und ihre Beziehungen zur Geschichte des Ennstales. Mitt. Geogr. Ges., Wien, 84, 1941.

Geyer G.

Über die Lagerungsverhältnisse der Hirlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. Jahrb. geol. Reichsanst., Wien, 36, 1886.

- Hahn F. F.**
Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. geol. Ges., Wien, 6, 1913.
- Haug E.**
Les nappes de charriages des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. géol. de France, 1906 und 1912.
- Heißel W.**
Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1952.
- Hiessleitner G.**
Das Nickel-Kobalt-Erzvorkommen, Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., 77, 1929.
- Hlauschek H.**
Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hirlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. Lotos 70, Prag 1922.
- Hoffmann E.**
Paläobotanik im Dienste der Geologie und Montanistik. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1952, Sonderheft C.
- Janisch J. A.**
Topographisch-statistisches Lexikon von Steiermark. Graz, 1878—1885.
- Kittl E.**
Geologische Exkursionen im Salzkammergut. Führer für die Exkursionen des 9. internationalen Geologenkongresses, Wien 1903.
Halorellenkalk vom Vorderen Gosausee. Annalen Naturhist. Museum in Wien, XXX, 1916.
- Klaus W.**
Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1953.
- Kober L.**
Der Hallstätter Salzberg, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., 138, 1929.
Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien, Verh. Geol. Bundesanst., Wien 1948 (ersch. 1950).
Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen, Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., Wien 1950.
- Krebs N.**
Die Dachsteingruppe, Zeitschr. D. u. Ö. Alpenv., 46, 1915.
Ein vergletschter Kalkalpenstock, der Dachstein, Kartogr. Ztschr., 6.
- Kühn O.**
Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten, Sitzber. Akad. Wiss., Math.-Nat., Kl., I, 156, Wien 1947.
- Kutassy A.**
Pachyodonta mesozoica. Pars 68 von W. Quenstedt, Fossilium Catalogus, 1934.
- Lahner G.**
Der geologische Bau des Salzkammergutes und der oberösterreichischen Alpen, 2. Lief., Dachsteinnummer, Mitt. f. Erdkunde, 5, Linz 1936.
Morphologie des Salzkammergutes, II., Die Karstlandschaft, Mitt. f. Erdkunde, 6, Linz 1937.
Die Dachsteinhöhlen im oberösterreichischen Salzkammergut und ihre Bedeutung in der Entstehung der nördlichen Kalkalpen, Linz 1948.
Die Höhlenwelt des Dachsteingebirges, Universum, 5, Wien 1950.
- Lehmann O.**
Die Hydrographie des Karstes, Enzyklopädie der Erdkunde, Leipzig 1932.
- Machatschek F.**
Morphogenetische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen, Ostalpine Formenstudien I/4, Berlin 1922.
- Mayrhofer H. und Schauburger O.**
Pseudomorphosen von Talk nach Steinsalz als stratigraphisches Leitmineral im Hallstätter Salzberg. Berg- und hüttenmänn. Monatshefte 98, 1953.
- Medwenitsch W.**
Probleme der alpinen Salzlagerstätten. Montan-Zeitung, 1951.
- Meier A.**
Morphologische Studien im Dachsteingebiet, Dissertation, Wien 1932.
- Meier A. und Trauth F.**
Ein Gosauvorkommen am Südgehänge der Dachsteingruppe, Verh. Geol. Bundesanstalt, 1936.

- Mojsisovics E. v.**
Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 105, 1896.
Geologische Spezialkarte, Blatt Ischl und Hallstatt, mit Erläuterungen, Wien 1905.
- Nowak J.**
Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut, Bull. de l'Academie des sciences de Cracovie, Cl. des sc. Mathem. et natur., Krakau 1911.
- Peltzmann Ida.**
Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein, Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1934.
- Penck A. und Brückner E.**
Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I, 1909.
- Rathjens C., jun.**
Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie, Erdkunde, V, 1951, 4. Bonn.
- Rosenberg O.**
Triastabelle der nördlichen und südlichen Kalkalpen, Wien 1950.
- Saar R. v.**
Die Dachstein-Rieseneishöhle, Natur- u. höhlenkundl. Führer durch Österreich, 1, Wien 1922.
Die Dachstein-Mammuthöhle, Natur- und höhlenkundl. Führer durch Österreich, 2, Wien 1922.
- Sander B.**
Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias), Min. u. petr. Mitt., 48, Leipzig 1936.
- Schadler J.**
Studien über Bodenbildung auf der Hochfläche des Dachsteins. Zeitschr. d. oberösterr. Musealvereins, 87, Linz 1937.
Das Salzkammergut. Mit einem Beitrag von M. Medwenitsch. Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geol. Bundesanstalt am 12. Juni 1951. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, Sonderheft A, 1950—51.
- Schauburger O.**
Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzlager, Berg- und Hüttenmänn. Jahrbuch, 79, 1931.
Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges, Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, 94, 1949.
Gebirgsdruckerscheinungen im alpinen Haselgebirge, Internat. Gebirgsdruck-Tagung in Leoben, Wien 1950.
Eine neue Großhöhle im Dachstein, „Die Höhle“, 1, Wien 1950.
- Schauburger O. und Ruess H.**
Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone, Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, 96, 1951.
- Schleck L.**
Die Schladminger Ramsau und der Gröbminger Mitterberg, Jahrb. d. Realgymnasiums, Gmunden 1915.
- Schwarzacher W.**
Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl, Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 1946.
- Seefeldner E.**
Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen, Ztschr. f. Geomorphologie, 8, 1934.
Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär, Mitt. Geograph. Gesellschaft, Wien, 94, 1952.
- Seidl E.**
Die Salzstöcke des deutschen und Alpen-Permsalzgebietes, Ztschr. „Kali“, 1927.
- Simony F.**
Das Dachsteingebirge. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. Text u. Atlas, Wien 1895, Verl. E. Hölzel.
- Sölch J.**
Die Landformung der Steiermark, Mitt. Naturwiss. Verein f. Steiermark, Sonderheft, Graz 1928.
- Spengler E.**
Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Das Becken von Gosau, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat., Kl., 123, 1914.
Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes, Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, 1918.

- Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. Geol. Reichsanstalt Wien, 1918.
- Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 68, Wien 1919. Mit einem sehr ausführlichen Verzeichnis der geol. Literatur über den Nordteil der Dachsteingruppe.
- (und Pia J.) Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Borntraegers Samml. geol. Führer, 26, 1924.
- Über die Länge und Schubweite der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Geolog. Rundschau, 19, 1928.
- Bemerkungen zu der Arbeit von E. Seidl: „Die Salzstöcke des deutschen und Alpen-Permsalzgebietes“, Ztschr. „Kali“, 1928.
- Bemerkungen zu L. Kobers Studien im Hallstätter Salzberg. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1929.
- Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke, Mitt. Reichsamt f. Bodenforschung, Wien 1943.
- Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe), Mitt. Reichsamt f. Bodenforschung, Wien 1943.
- Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge, Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1952.
- Suess E.
Das Dachsteingebirge vom Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennstale (in F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino), Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl., XXV, 1857.
- Trauth F.
Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1916.
Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., 100 (1926) und 101 (1928). Mit ausführlichem Literaturverzeichnis über den Südteil der Dachsteingruppe.
- Weigel O.
Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau, Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien, 87, 1937. Zusammenfassende Arbeit über das Becken von Gosau.
- Winkler-Hermaden A.
Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. 1, 137, 1928.
Die Augensteinschotterfelder der Nordalpen. In F. X. Schaffer, „Geologie der Ostmark“ (1943), S. 300—303 und in F. X. Schaffer, „Geologie von Österreich“ (1951), S. 419—422.
Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 159, 1950.
- Zailer V.
Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. Ztschr. f. Moorkultur u. Torfverwertung, 8, Wien 1910.
- Zapfe H.
Ein Diabas in den Werfener Schieferen am Südhang der Bischofsmützensgruppe im Dachsteingebiet, Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1934.
Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. Verh. Zool.-Bot. Ges. 86/87, Wien 1937.
- Zirkl E. J.
Die Melaphyreruption im Hallstätter Salzberg, Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, 94, H. 3, 1949.
Über den Melaphyr von Hallstatt, Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitt., F. 3, 2, 1948/49, Wien 1950.

Spezieller Teil

Die Grauwackenzone

Von O. GANSS

I. Allgemeines

Die Grauwackenzone ist am südlichen Kartenrand in einer bis zu über 3 km breiten, WO-verlaufenden Zone (vom Roßbrand im Westen bis zum Glutserberg im Osten) erschlossen. Weiter ostwärts auf der Hochfläche der Ramsau werden deren Gesteine von den Schuttmassen des Scheichenspitz-Massivs verhüllt. Außerdem taucht die Grauwackenzone schließlich unter die Werfener Schichten der östlichen Ramsau sowie unter den Ramsaudolomit des Mandlingzuges, der im Kulmberg im Kartenbild erscheint. Nur auf der Südseite des Sattel- und Resingberges ist nochmals Phyllit der Grauwackenzone in einem schmalen Streifen aufgeschlossen.

II. Stratigraphie

A. Paläozoikum¹

Gesteinsmäßig wird die Grauwackenzone aus einem gleichförmigen, meist grauen bis schwarzen, seidig glänzenden Phyllit zusammengesetzt, der als „Pinzgauer Phyllit“ bezeichnet wird. Eine Gliederung dieses Gesteins hat sich als nicht möglich erwiesen und nur die Einlagerungen von Lyditen, Kalklinsen und Konglomeraten konnten durch regionale Vergleiche altersmäßig eingestuft werden² (O. GANSS, 1941).

1. Das Filzmooser Konglomerat

Beiderseits des Moosbaches und nördlich von Filzmoos streicht eine etwa 1 km breite konglomeratische Zone, die östlich von Filzmoos auskeilt. Nördlich dieser Hauptzone liegen zwischen Geier- und Kralehen-Alm zwei kleinere, schmale Konglomeratzüge, die sich vielleicht mit jenem des Nesslau-Alm-Waldes verbinden lassen. Zwischen dem Tal der Kalten Mandling und der Hochfläche der Ramsau erscheint dieses Konglomerat zufällig an der Grenze zum Werfener Schiefer (näheres siehe S. 32).

Die petrographische Ausbildung der Konglomerate ist ziemlich wechselnd. Als Komponenten sind häufig gelbgrüne, phyllitische Schiefergerölle (von 3 cm Durchmesser bis zu wenigen Millimetern), die durch die tektonische Beanspruchung stark verdrückt sind. Auch Quarzgerölle von einem Durchmesser bis zu 1 cm sind nicht selten.

¹ Siehe auch: „Der Mittelabschnitt der Südhänge“ (von F. KÜMEL), S. 31, und der Ostabschnitt der Südhänge (von O. GANSS), S. 45.

² Ein einziger Fossilrest wurde durch I. PELTZMANN (1934, S. 88) aus den Phylliten zwischen Filzmoos und dem Roßbrandrücken gemeldet. In einer gelben Knolle eines quarzitisches Sandsteins fand sich ein 6—7 mm hohes und 12 mm breites Pygidium eines Trilobiten, das mit der kambrischen Gattung *Ollenopsis* verglichen werden kann. Eine nähere Bestimmung dieses Fossilrestes war leider mit Sicherheit nicht durchführbar, doch zeigt dieser Fund, daß in Zukunft vielleicht der eine oder andere Zufallsfund auch in diesem Bereich der Grauwackenzone zu stratigraphischen Entscheidungen führen kann.

Ähnliche Konglomerate fand H. P. Cornelius im Semmeringgebiet. Er bezeichnete sie als Silbersberg-Konglomerate und stellte sie in das Altpaläozoikum (Kambrium?). Neben diesen Konglomeraten vom Typus der Silbersberger Ausbildung kommen in unserem Gebiet auch noch grauackonähnliche Gesteine vor.

2. Lydite

Die dünnbankten, dunklen Kieselschiefer stehen in kleinen Wandstufen etwa 500 m unterhalb des Roßbrands an. Die Mächtigkeit beträgt einige wenige Meter. Charakteristisch ist die graphitreiche Ausbildung des Phyllits in der Nähe des Lydits.

1.5 km östlich vom Roßbrand-Vorkommen liegt eine weitere kleine Lyditlinse mit dunklem, graphitischen Kieselschiefer. Die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen gegen das Tal der Warmen Mandling zu keinerlei Einlagerungen im Phyllit erkennen. Der an Aufschlüssen besonders arme Glutserberg führt nur bei der Maier-Alm kartographisch ausscheidbare, graphitische Lyditlagen.

Fossilien wurden in den Lyditen und den begleitenden Phylliten nicht gefunden. Aus regionalen Gründen kann man jedoch die Bildung der Kieselschiefer in das Ober-silur stellen.

3. Die Kalke und deren Vererzung

Am Nordhang des Roßbrands — etwa im Raum der Kar- und Kirchgasser-Alm findet man zahlreiche tektonisch stark deformierte Kalkschollen, die sich im kartographischen Bild in die W-O-Richtung einfügen.

Die Kalke sind durch metasomatische Vorgänge leicht vererzt und in Ankerit umgewandelt worden. Stellenweise hat auch eine Verkieselung stattgefunden.

Die Kalke verwittern an der Oberfläche braun und zeigen ein rissiges Gefüge. Im frischen Bruch sind sie hellgrau bis gelb und etwas kristallinisch. Stratigraphisch sind sie mit dem üblichen Phyllit eng verbunden.

Das ehemalige Kupferbergwerk im Tal des Hammerbaches nordöstlich von Filzmoos ist gleichfalls an metasomatisch veränderte Kalke gebunden. Diese Kalke lassen sich mit jenen vom Roßbrand-Nordhang vergleichen, nur daß die Vererzung hier intensiver ist. Neben Eisenlösungen sind auch Kupferlösungen hochgekommen, die zur Bildung von Kupferkies geführt haben. Das Kupfererz wurde in früheren Zeiten abgebaut. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Abbau zeitlich mit dem Kupferbergbau von Mitterberg zusammenfiel, der nach Kyrle in die letzte Bronzezeit und den Beginn der Hallstattzeit fällt und etwa 300 Jahre bestanden haben dürfte. — Die letzten Bergbauversuche¹ in der Hammertal-Lagerstätte wurden im Ersten Weltkrieg durchgeführt. Der Erfolg war negativ.

Obertags kann man über die ehemalige Kupferlagerstätte keine Anhaltspunkte finden. Die Kalklinsen treten unter den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nirgends zu Tage. In den Bachgeröllen und den Moränen des Moosbaches westlich von Filzmoos beobachtet man ankeritische Geschiebe, deren Herkunft auf das Tal des Hammerbaches hinweist.

Fossilfunde konnten in den Kalken nicht gemacht werden, doch kann man devonisches Alter für wahrscheinlich annehmen, da die gleichfalls metasomatischen Eisenerze des Erzberges in einer ähnlichen stratigraphischen Position liegen.

B. Quartär

1. Interglaziale Schotter der Enns

Kleine Vorkommen dieses Schotters finden sich in etwa 1200 m am Nordhang des Tales westlich von Filzmoos und eine kleine Terrassenfläche in 1050 m liegt am Ostsporn des Roßbrand-Zuges. Die Schotter sind meist zentralalpiner Herkunft. Überwiegend sind kleine Quarzgeröllchen verbreitet.

¹ Eine Begehung der Stollen war zur Zeit der Aufnahme in den Jahren 1937/38 infolge des hohen Wasserstandes nicht möglich.

Die genannten Schotterablagerungen sind die letzten Reste einer gewaltigen Zuschüttung, die das Ennstal vermutlich in der Riß-Würm-Interglazialzeit erfahren hat. Während ich mich in einer früheren Arbeit (O. Ganss, 1941) für das Mindel-Riß-Interglazial entschieden hatte, scheint auf Grund von Pollenuntersuchungen der Schladminger Torfkohle, die diesen Schottern zwischengeschaltet ist, ein jüngerer Alter wahrscheinlicher (s. S. 38).

2. Moränen des Würm- und der Rückzugsstadien

Reste von Moränen sind auf den steilen Hängen des Roßbrands und des Glutserberges nicht erhalten geblieben. Kleine Moränenreste sind nur im Tal des Hammerbaches und der Kalten Mandling anzutreffen. Der breite Talboden westlich von Filzmoos ist zweifellos vom Eis ausgehobelt worden; die Grundmoränen sind jedoch oberflächlich von Schutt und Rückzugsschottern verhüllt worden. Erst außerhalb des Kartenrandes schließt der tief eingeschnittene Moosbach den Moränenuntergrund auf. Die Moräne führt große Blöcke von Siderit, der aus dem Vorkommen des Hammerbaches stammen muß. Daraus folgt, daß der Eisstrom bei Filzmoos nicht nach Südosten, sondern nach Westen abgeflossen ist. Die heutige Wasserscheide zwischen Filzmoos und dem Moosbach ist damit jüngeren Datums und ebenso das tief eingeschnittene Tal der Warmen- und der Kalten Mandling. Da die Moränen nördlich von Filzmoos (s. S. 22) vermutlich dem Gschnitz-Stadium angehören, so kann man annehmen, daß erst in jener Zeit die Mandling ihr Bett tiefer verlegt hat.

3. Talauen und Schwemmkegel

Breite Talauen sind innerhalb der besprochenen Grauwackenzone nur westlich von Filzmoos erwähnenswert. Auf diesem Talstück kommen auch die großen Schwemmkegel des Roßbrands zum Absatz, die infolge der mangelnden Talerosion in modellhafter Regelmäßigkeit über dem Talgrund emporwachsen.

4. Moore und Sümpfe

Größere, mangelhaft entwässerte Ebenheiten innerhalb der Phyllitzone neigen zur Versumpfung, da das tonig-lehmig verwitternde Gestein die Bodenfeuchtigkeit stark bindet. Ausgedehnteren Sumpfflächen begegnet man östlich von Filzmoos.

III. Tektonik

Die Grauwackenzone ist am Kontakt zum Kalkalpin mit diesem völlig zu einer Einheit verschweißt. Infolge der starken Abscherung und Druckbelastung sind die Werfener Schichten in der Nähe der Pinzgauer Phyllite stellenweise leicht metamorphosiert und in diesem veränderten Aussehen ist die Grenzziehung zwischen Paläozoikum und Mesozoikum nicht ganz leicht. Nur durch eine auf den Schichtflächen des Phyllits auftretende Striemung, wurde eine Unterscheidung immer ermöglicht. Diese ist ein Element der variszischen Faltung. Wo die Striemung meßbar war, wurde sie auf der geologischen Karte, zusammen mit den Fallzeichen, eingetragen.

Der Phyllit ist immer stark gefaltet. Die alten variszischen Strukturen sind durch den alpinen Bauplan umgeprägt worden, so daß im einzelnen eine komplizierte Tektonik vorliegt. Die Aufschlüsse sind jedoch zu schlecht, um variszische Bauelemente kartographisch erfassen zu können. — Der Großbau der Grauwackenzone kann dagegen aus dem kartographischen Bild unter Zugrundelegung der stratigraphischen Deutung abgelesen werden.

Danach muß man die Konglomerate um Filzmoos als den Kern einer großen antiklinalen Struktur auffassen (s. Profil, Abb. 1). In kompliziertem Falten- und Schuppenbau folgt südwärts die Zone mit ankeritischen Kalken und Lyditen, die in dem weichen phyllitischen Schiefer eine gewisse Eigenwilligkeit bewahrt haben. Weiter gegen Osten fehlen petrographische Leithorizonte und damit wird auch eine Deutung der Tektonik nicht mehr möglich.

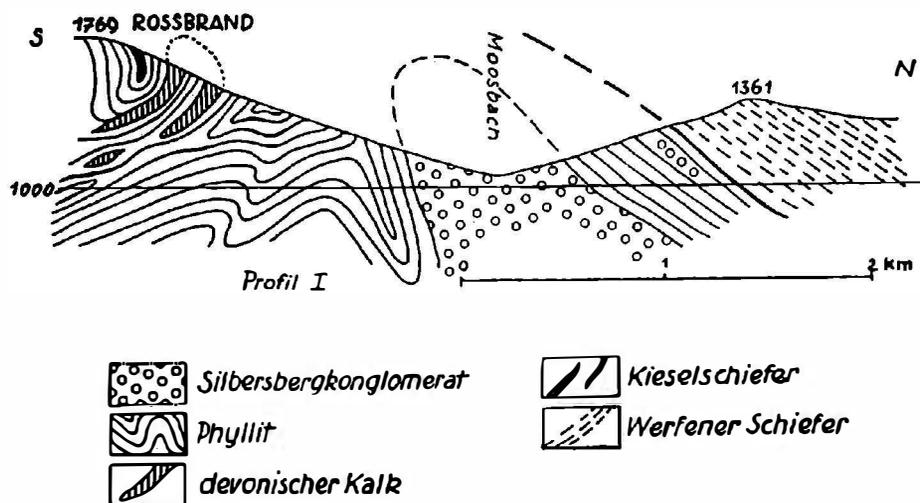


Abb. 1. Profil durch die Grauwackenzone bei Filzmoos.

Im allgemeinen fällt die Grauwackenzone mittelsteil unter die Werfener Schichten des Kalkalpins ein. Eine etwas flachere Lagerung wird im Tal der Kalten Mandling angedeutet. Die Werfener Schichten sind hier mit dem Phyllit verfaltet und an den steilen Talhängen kann man drei antiklinale Aufbrüche inmitten von quarzitischen und schieferigen Werfener Schichten beobachten. Weiter südlich — bereits im Phyllitgebiet — liegen beim Bartlbauer und zwischen Scharl und Zeferer schmale westöstliche Einfaltungen von Werfener Quarziten. Diese Einfaltungen sind ziemlich seicht, da im Taltiefsten nurmehr Phyllite aufgeschlossen sind.

Gosaukamm und Rettenstein

(Aufgenommen von Gerhard Neumann †)

Von E. Spengler

Geographische Übersicht

Das von G. Neumann kartierte Gebiet grenzt im Süden an die Grauwackenzone. Da die Grauwackengesteine über das Längstal: Moosbach—Filzmoos—Warme Mandling nach Norden reichen, liegt die Südgrenze seines Arbeitsgebietes nördlich von Geiermahd, bei den Höfen Halseck und Reit und zieht nördlich des Hacheckwaldes zur Kalten Mandling. Die Westgrenze wird durch den Westrand der Karte gebildet. Die gerade Nordostgrenze zieht von der Kleinen Edalm über das Edalmgatterl zum Vorderen Gosausee und folgt nun dem Gosauseetale bis zum Hinteren Gosausee, zieht dann zwischen Hochkesselkopf und Torsteineck hindurch zur Windlegerscharte, wo die Ostgrenze erreicht wird, die dem Tale der Kalten Mandling folgt.

Der Hauptteil des Gebietes wird von dem in unzählige Felszacken aufgelösten Gosaukamm eingenommen, der in der Großen Bischofsmütze (2455 m) seinen höchsten Punkt erreicht. Die Bischofsmütze ist vom Gosaukamm in engerem Sinne durch das Stuhloch und die obere Stuhlochscharte abgegrenzt. Im Nordosten bildet der in einer gewaltigen, fast lotrechten Wand zum Gosautal abstürzende Kamm der Kopfwand einen selbständigen, durch die Eisgrube vom eigentlichen Gosaukamm abgetrennten Parallelgrat.

Im NW setzt sich der Gosaukamm in den aussichtsreichen Rücken der Zwieselalpe fort, im SO stellen Hochkesselkopf und Eiskarlspitze die Verbindung zum Torstein und Dachstein dar.

Zwischen den Tälern der Kalten und Warmen Mandling liegt dem Hauptkamm südlich vorgelagert die Felskuppe des Rötelstein oder Rettenstein (2246 m).

Von der Bischofsmütze gehen strahlenförmig mehrere Käme aus: Der Hopfürgl-Wurmegg-Kamm bildet die Wasserscheide zwischen der zur Enns fließenden Warmen Mandling und dem zur Salzach entwässerten Fritzbach, der über den Linwald zum Gerzkopf (bereits außerhalb der Karte) ziehende Rücken diejenige zwischen dem Fritzbach und den Zuflüssen der Lammer.

Stratigraphie

1. Untertrias

a) Quarzitische und grüne Werfener Schichten. Die quarzitischen Werfener Schichten sind weiße bis grünliche Quarzite mit feinen Glimmerplättchen auf den Schichtflächen. Da sie schwerer verwittern als die Werfener Schiefer, bilden sie im Vergleiche mit diesen deutliche Härtlinge, so den Zug der Gsengplatten, der nur mit seinem östlichen Ende (Linwald) ins Gebiet der Karte hineinreicht, die Hackplatten (1546 m) und das Wurmegg (1408 m). Trotz der Härte des Gesteins fehlen Felsbildungen im Bereiche der quarzitischen Werfener Schichten fast gänzlich. F. Trauth hat auf seiner geologischen Karte (1926, Taf. II und III) südlich der quarzitischen Werfener Schichten noch einen Zug von „normalen Werfener Schichten“ (= Werfener Schiefer) eingetragen. Bei der Neuaufnahme aber hat es sich gezeigt, daß sich die Gesteine dieses Zuges von den Werfener Schiefer nördlich des Quarzituzuges durch leichte Metamorphose unterscheiden und mehr denjenigen Gesteinen gleichen, welche Trauth aus dem Gebiete beiderseits des Salzachtales als „Grüne Werfener Schichten“ beschrieben hat. Da sie aber mit den quarzitischen Werfener Schichten durch Übergänge verbunden und daher von diesen nicht scharf abtrennbar sind, wurden sie mit ihnen zu einer Schichtengruppe vereinigt.

b) Werfener Schiefer. Rotviolette, seltener graugrüne Tonschiefer, die in der Regel auf den Schichtflächen reichlich mit hellem Glimmer (Muskowit) bestreut sind. Echte Werfener Schiefer treten nur im Hangenden der Quarzite auf. Da sie sehr leicht verwittern, bilden sie weiche Gehängeformen und nördlich des Quarzituzuges sattelförmige Vertiefungen in den N-S ziehenden Bergrücken („Sattel“ nördlich des Predigtstuhl, Mööser (1464 m) nördlich der Hackplatten, Wiesenhöhe (1527 m) im Hofpürgrücken, Sulzenhals (1827 m) nördlich von Rettenstein). Wo die Werfener Schiefer steilere Wiesenhänge bilden, entstehen nicht selten durch Gehängerutschungen größere Aufschlüsse, die sich schon aus der Entfernung durch rote oder violette Farbe bemerkbar machen (z. B. Ostabhang der Wiesenhöhe).

c) Gips. In die oberen Werfener Schiefer sind nicht selten kleine Massen von weißem und gebändertem Gips eingeschaltet (oberster Loßbeckgraben, Ostabhang des Hofpürgrückens, Ostseite des Sulzenhals usw.). Der Gips steckt meist in grünlichem Ton (Haselgebirge). Die Namen Sulzenhals und Sulzkar scheinen darauf hinzudeuten, daß auch etwas Steinsalz in dem Ton enthalten ist. In der Nähe der Sulzkaralm fanden sich auch lose Stücke von Diabas, die von Zapfe (1934) beschrieben sind.

2. Mitteltrias (Anisische und Ladinische Stufe)

a) Rauhacke. Über den Werfener Schichten liegen gelbliche oder graue Rauhacken, die schon aus der Ferne durch ihre gelbliche Farbe auffallende, rauhe Felswände bilden. Wir müssen diese Rauhacken wohl als „Saalfeldner Rauhacke“ im Sinne J. Pias (1923)¹ und somit als ein Schichtglied der Anisischen Stufe betrachten.

¹ J. Pia, Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 132, 1923.

Rauhwacken treten hauptsächlich an drei Stellen auf: 1. Im Hangenden der Werfener Schiefer der Hagenalm, 2. am Marchegg, wo sie am Wege von Filzmoos zur Hofpürghütte gut aufgeschlossen sind, 3. am Rettenstein bilden sie einen in etwa 1600 m Höhe gelegenen Gürtel an der Westseite und Südseite des Berges.

F. Trauth unterscheidet zwei verschiedene Arten von Rauhwacken (1926, S. 171, 188): Zu der Saalfeldner Rauhwacke rechnet er den hier unter 1. angeführten Rauhwackenzug, während er die unter 2. und 3. erwähnten Vorkommen als Mylonit an der Basis der Hochalpinen Decke betrachtet und in seiner Karte an der Basis der Kalkmasse des Rettensteins einzeichnet. Nach den Aufnahmen von Neumann aber liegt die Rauhwacke nicht unmittelbar unter der Kalkmasse des Rettensteins, sondern ist von dieser durch Werfener Schiefer, Hallstätter Kalk und Jura getrennt (siehe Profil, Abb. 2). Es besteht daher gar keine Ursache, die Rauhwacken des Rettensteins und des Marcheggs als etwas anderes zu betrachten als diejenigen nördlich der Hagenalm, wobei natürlich nicht in Abrede gestellt werden soll, daß die Rauhwacken tektonisch stark beansprucht sind, denn sie sind ja von einer Schubmasse überschoben. Daß dabei auch Stücke von Werfener Schichten und hellem Triaskalk (nach Trauth Dachsteinriffkalk) nachträglich in die Rauhwacke geraten konnten, ist durchaus verständlich.

b) Gutensteiner Kalk. Dunkler, geschichteter Kalk.

c) Gutensteiner Dolomit. Dunkler, geschichteter Dolomit.

d) Reiflinger Kalk. Bei der Zwieselalpe hellgrauer Hornsteinknollenkalk. Oberste Bänke breccien- oder konglomeratartig (Gerölle aus Kalk, Bindemittel aus Dolomit), in die eine aus Echinodermenresten bestehende Bank eingeschaltet ist, die *Encrinurus liliiformis* Lam., *Cidaris cf. Suessi* Laube, *Spiriferina cf. fragilis* Schloth. geliefert hat (Spengler 1914, S. 294). Am Linzer Weg und oberhalb desselben sind Einschaltungen von dunklen Hornsteinkalken in den tieferen Teil des Wettersteinkalkes auch als Reiflinger Kalk ausgeschieden.

e) Wettersteinkalk. Massiger, heller Kalk.

f) Ramsaudolomit. Ungeschichteter, heller Dolomit.

Für eine stratigraphische Einordnung der oben genannten Mitteltriasgesteine bestehen folgende Anhaltspunkte: Von den oben angeführten Versteinerungen der Echinodermenbank in den Reiflinger Kalken bei der Zwieselalpe sprechen *Encrinurus liliiformis* (nach Rosenberg, Triastabelle) und *Cidaris Suessi* für Ladin. Die Rauhwacke gehört wohl dem Unteranis an. In den Profilen, wo der tiefere Teil der Mitteltrias aus dunklen geschichteten Kalken und Dolomiten, der höhere aus hellem, ungeschichteten Dolomit aufgebaut ist (Loßbeck, Mosermanndl), dürften erstere Gesteine anisisch, letzteres ladinisch sein. Der tiefere, Einschaltungen von Hornsteinkalken führende Teil des Wettersteinkalkes des Gosauersteins (zwischen Kramersattel und Reißgang) dürfte wohl anisisch, der höhere ladinisch sein.

3. Karnische Stufe

Die karnische Stufe ist hier in zwei Fazies ausgebildet:

a) Zwieselalmfazies: Halobienschiefer (= Reingrabner Schiefer), schwarze Tonschiefer, in denen sich bei der Zwieselalpe gut erhaltene Stücke von *Halobia rugosa* Gümb. (samt Brut) sowie eine Ammonitenspur (*Trachyceras?*) gefunden haben (Spengler 1914, S. 295). Vereinzelt sind in die Schiefer braun verwitterte Lunzer Sandsteine eingeschaltet. Über den Halobienschiefern liegen geschichtete Hornsteinkalke und Hornsteindolomite in Wechsellagerung mit Mergelbänken. Diese offenbar oberkarnischen Schichten ähneln den Hüpflinger Kalken, welche Bittner (Verh. geol. Reichsanstalt 1886) aus den Gesäusebergen beschrieben hat. Gegen oben gehen diese Gesteine in Hauptdolomit über.

Mit derselben Farbe wurden die mindestens 300 m mächtigen Hornsteinkalke des Halskogels beim Hinteren Gosausee, sowie die Hornsteinkalke nördlich und östlich der Stuhlalpe eingetragene. Mojsisovics hat diese Vorkommen auf der geologischen

Spezialkarte, Blatt Ischl und Hallstatt, als Reiflinger Kalk kartiert und ich bin ihm 1914 und 1924 darin gefolgt. Jetzt scheint mir aber oberkarnisches bis unternorisches Alter dieser Hornsteinkalke wahrscheinlicher zu sein, und zwar besonders wegen der von O. Ganss am Nordosthange des Gosauseetales beobachteten engen Verknüpfung mit dem hangenden Dachsteinkalk.

b) Bischofsmützenfazies (Cidaritenschichten). Schwarze Tonschiefer in Wechselagerung mit dünnbankigen, zum Teil oolithischen schwarzen Kalken, welche reichlich Echinodermenreste enthalten, und zwar vorwiegend keulenförmige Stacheln von *Cidaris dorsata*. Außerdem treten Stielglieder von *Pentacrinus propinquus* Mstr., *Terebratulula* sp. und *Thecosmilia* sp. auf (Spengler 1924, S. 127, Trauth 1926, S. 178). Die Hauptfossilfundstätte liegt an der in der Karte bezeichneten Stelle im Langtale an der Westseite der Bischofsmütze in 1720 m Höhe. Die tonigen Gesteine erzeugen zwischen den Kalk- und Dolomitwänden eine deutliche Flachstufe, auf der eine Quelle, der Kamplbrunn, in 1942 m Höhe entspringt.

Bei der Hofpürglhütte, oberhalb der oberen Hoferalm, am Hofkogel und am Rinderfeld sind die Lunzer Schichten in Form von mächtigen schwarzen Halobienschiefern (Zwieselalmfazies) entwickelt, die schon aus größerer Entfernung durch die schwarze Farbe der Aufschlüsse auffallen und ein weiches, quellenreiches Wiesengelände erzeugen. Am Rinderfeld fand G. Geyer (nach F. Trauth 1926, S. 178, 179) *Trachyceras* sp. aff. *aconoides*, ? *Atractites* sp., *Mytilus* oder *Modiola* sp.

Im Hangenden der Halobienschiefer der Hofpürglhütte liegt grauer Hallstätter Kalk, der an der in der Karte bezeichneten Stelle¹ oberhalb des zum Steigl führenden Weges eine von Geyer aufgefundene, von Trauth (1926, S. 186) beschriebene Halobienfauna geliefert hat, welche für oberkarnisches bis unternorisches Alter spricht. Die übrigen in der Karte oberhalb der Kesselwand und am Rettenstein eingezeichneten, meist hellrot gefärbten Hallstätter Kalke sind leider fossilfrei und daher nicht stratigraphisch einzuordnen.

4. Norische und Rhätische Stufe

a) Hauptdolomit.

Der oberkarnische Hornsteinkalk der Zwieselalpe geht gegen oben in typischen grauen Hauptdolomit über, der den berühmten Aussichtspunkt Zwieselalmhöhe (1585 m) und das Törleck (1621 m) bei der Gablonzer Hütte aufbaut. In ähnlicher Weise werden die Cidaritenschichten der Bischofsmützenscholle von Hauptdolomit überlagert, der den Leckkogel (2030 m), die Kamplbrunnspitze (2183 m), den Steiglkogel (2203 m) und den Mitterkogel (2125 m) aufbaut. An der Bischofsmütze, am Schwingerzipf, an der Armkarwand und an den Stuhllochspitzen wird er mit scharfer, besonders in der Südostwand der Bischofsmütze (Bild 1) sehr scharf ausgeprägter Grenze von Dachsteinriffkalk überlagert, der hellere, steilere und glattere Wände bildet.

b) Dachsteinriffkalk.

Graue massive Kalke, die an sehr vielen Stellen auf der verwitterten Oberfläche massenhaft Korallen und Calcispongien erkennen lassen. Es handelt sich also um eine Korallenriffbildung. Der Erhaltungszustand der Korallen und anderen Versteinerungen ist aber in der Regel so schlecht, daß nur selten eine Bestimmung der Art möglich ist. Die Farbe des Dachsteinriffkalkes ist in der Regel etwas dunkler als diejenige des geschichteten Dachsteinkalkes. Nur ganz ausnahmsweise, z. B. am Südhang des Zahringkogels, zeigt der Dachsteinriffkalk mehrere parallele Fugen, die wahrscheinlich eine Andeutung von Bankung darstellen. Sonst sind nur sehr zahlreiche, in der Regel vertikale Klüfte vorhanden, auf die die Auflösung des Gosauer Kammes in unzählige Felstürme zurückzuführen ist. Die im Gosaukamm aufgeschlossene Mächtigkeit des Dachsteinriffkalkes dürfte mindestens 800 m betragen.

Auffallenderweise fehlt bei der Stuhlalpe der Hauptdolomit im Liegenden des Dachsteinriffkalkes, welcher hier unmittelbar von den oben erwähnten oberkarnischen (?)

¹ Die Fossilfundstätte liegt in der Nähe der Gedenktafel für die 1914—1918 Gefallenen.

Hornsteinkalken unterlagert wird. Die viel größere Mächtigkeit der Dachsteinriffkalke im eigentlichen Gosaukamm im Vergleich mit der Bischofsmützenscholle hat wohl zwei Ursachen: 1. Am Gipfel der Bischofsmütze ist sicherlich ein beträchtlicher Teil des Dachsteinriffkalkes abgetragen. 2. An der Bischofsmütze, am Steiglkogel und am Mitterkogel ist der tiefere Teil der Norischen Stufe als Hauptdolomit entwickelt, im eigentlichen Gosaukamm aber bereits als Dachsteinriffkalk. Nach oben dürfte der Dachsteinriffkalk auch noch die Rhätische Stufe enthalten, dafür spricht nach F. Frech auch die Korallenfauna.

c) Zlambachschichten.

Graue Mergel, zum Teil mit dunkleren Mergelkalkbänken wechsellagernd. Die Zlambachschichten weisen einen großen Reichtum an schön erhaltenen Korallen auf, die von F. Frech (1890) beschrieben wurden. Außerdem ist das häufige Auftreten des Ammoniten *Choristoceras* bemerkenswert (Spengler 1914, S. 298, 299), was für rhätisches Alter spricht. Die Zlambachschichten bilden zwischen den Kalk- und Dolomitmassen ein weiches, quellenreiches Wiesengelände. Sie treten hauptsächlich an zwei Stellen auf: 1. Edalm. Das sehr kleine Vorkommen liegt etwa 200 m westlich des am viel begangenen Touristenwege Gosau—Zwieselalm gelegenen Edalmgatterls. Frech hat von hier eine reiche Korallenfauna beschrieben. Die Aufschlüsse waren schon im Jahre 1913, als ich hier arbeitete, sehr schlecht und dürften gegenwärtig gänzlich verschwunden sein, wenn die Sammler nicht inzwischen neue Aufgrabungen vorgenommen haben. 2. Wesentlich ausgedehnter und viel besser aufgeschlossen ist das zweite Vorkommen, welches sich nahe dem Westrande der Karte über 1,5 km weit in N-S-Richtung über den westlichen Törlecksattel hinzieht. Im Hangenden der Zlambachschichten liegen die dem Dachsteinriffkalk ähnlichen und auch auf der Karte so bezeichneten, vielleicht oberrhätischen Kalke der Kesselwand (1612 m) und des Schefferbergwaldes. Das nördliche der beiden Fossilzeichen in der Karte bezieht sich auf den von Frech als „Hammerkogel“ bezeichneten Fundort, das südliche auf den Fundort „Schnecken graben“ (Spengler 1914).

Während die Zlambachschichten im Gebiete der Zwieselalm und der Donnerkögel schon lange bekannt sind, gelang es Neumann, auch an der Südseite des Rettensteins in einem Komplex von grauen Fleckenmergeln *Choristoceras* sp. aufzufinden (Spengler 1943/2, S. 60—61), wodurch das Vorhandensein von Zlambachmergeln auch für diesen Raum nachgewiesen ist. Auf der Karte wurden sie mit den petrographisch nicht abtrennbaren Liasfleckenmergeln vereinigt.

5. Lias

Gesteine der Juraformation treten in Neumanns Arbeitsgebiet nur am Süd- und Westhang des Rettensteins auf.

a) Lias-Fleckenmergel.

Graue Fleckenmergel und -kalke, welche von denen, die *Choristoceras* führen, nicht abtrennbar und mit diesen zusammen in etwa 60 m Mächtigkeit erhalten sind, enthalten Ammoniten des Lias α (*Arietites* [*Arnioceras*] sp.) und des Lias γ (*Uptonia Jamesoni* Sow. und *Acanthopleuroceras* n. sp. [? aff. *sella* Schafh.] Schröder). (Vor- tisch bei Spengler 1943/2, S. 60).

An der Westseite des Rettensteins fand Trauth (1926, S. 187) Ammoniten des Lias α : *Schlotheimia* sp., *Phylloceras* (*Rhacophyllites*) sp. aff. *psilomorpha* Neum.

b) Roter Mittelliasmergel.

Über den Fleckenmergeln liegen 5—6 m mächtige rote Mergel und Mergelkalke, welche den Adneter Schichten ähnlich sehen und folgende Fauna des Lias δ enthalten:

<i>Harpoceras</i> (<i>Grammoceras</i>) cf. <i>Curioni</i> Mgh.	} nach F. Trauth 1926, S. 188
<i>Harpoceras</i> (<i>Grammoceras</i>) cf. <i>celebratum</i> Fuc.	
<i>Harpoceras</i> (<i>Grammoceras</i>) <i>celebratum</i> Fuc. var. <i>italica</i> Fuc.	

<i>Harpoceras (Fucinoceras) boscense</i> Reyn.	} nach Vortisch bei Spengler 1943/2
<i>Phylloceras Geyeri</i> Bon.	
<i>Aegoceras (Amblyoceras) capricornum</i> Schloth.	
<i>Rhacophyllites</i> sp.	
<i>Nautilus Geyeri</i> Prinz	
<i>Nautilus Hallstattensis</i> Spengler	

Der Lias des Rettensteins stimmt in Bezug auf Gesteinsbeschaffenheit und Fauna vollkommen mit demjenigen zwischen Sommerau- und Steinbergkogel am Hallstätter Salzberg überein (Spengler 1919, S. 354—358). Siehe auch S. 26.

6. Malm

a) Über dem roten Mittelliasmergel liegen an der Südseite des Rettensteins 2 m mächtige, rote, teilweise auch mehr grau gefärbte Radiolarite (Unt. Malm?).

b) Plassenkalk.

Die in etwa 450 m Mächtigkeit erhaltenen Gipfelkalke des Rettensteins wurden früher, so von Trauth 1926 und auch noch von Neumann bei seiner Kartierung für Dachsteinriffkalk gehalten. Ich halte es aber nach den 1943/2, S. 61—62 angeführten Gründen für wahrscheinlicher, daß hier Plassenkalk des oberen Malm vorliegt, und das Gestein ist daher auch auf der Karte als Plassenkalk eingetragen. Der Kalk des Rettensteins unterscheidet sich von dem stets grau gefärbten Dachsteinriffkalk und gleicht dem Plassenkalk des Plassen durch seine weiße oder gelblichweiße Farbe und das Auftreten von roten, durch einen dünnen Hämatitbelag gefärbten Adern. Längs dieser Adern zerspringt das Gestein bei der Verwitterung, wodurch die schon von Ferne sichtbare Rotfärbung der Schuttriesen hervorgerufen ist, die dem Berg den Namen Rötelstein oder Rettenstein verschafft hat.

7. Quartär

a) Moränen

Sämtliche Moränen des von Neumann kartierten Gebietes sind Lokalmoränen der Dachsteingruppe; sie gehören dem Gschnitz- und Daunstadium Pencks oder der Schlußzeit Ampferers an.

Ein schön erhaltener und durch die Umgestaltung des Sees zu einem Staubecken des Gosaukraftwerkes auch gut aufgeschlossener Endmoränenwall des Daunstadiums begrenzt den Vorderen Gosausee an seinem unteren Ende. Gleichzeitig mit dem das Gosautal erfüllenden Daungletscher lagen kleine Gletscher in den zahlreichen Karen an der Nordostseite des Gosaukammes. Der das größte dieser Kare, das Weitschartenkar, erfüllende Gletscher reichte auch am tiefsten herab und hatte seine Endmoräne in etwa 1400 m Höhe, während der das höchstgelegene „Weitgries“ einnehmende Gletscher von einem in 1700 m Höhe gelegenen Endmoränenwall begrenzt war. Wahrscheinlich reichte der Weitgriesgletscher deshalb nicht tiefer herab, weil sich wegen der Steilheit des Abhanges dort kein Eis halten konnte. An der Westseite des Gosaukammes entsprechen offenbar demselben Stadium die Endmoränen, welche das Sulzkar in 1500 m, die weite Zahring in etwa 1600 m, das Stuhlloch in 1560 m, das kleine Kar südlich der Stuhllochspitze in 1800 m und das Gamskar in 1550—1600 m Höhe abschließen. An der Südseite des Gosaukammes dürfte der prächtig erhaltene, hufeisenförmige Wall, der den „Kessel“ in 1724 m Höhe abschließt und auf dessen östlichem Ast der Weg zum Steiglpaß angelegt ist, zum Daunstadium gehören. Denn es ist klar, daß an der Südseite die Daungletscher weniger tief herabreichten als an der Nordseite. Weitere Endmoränen des Daunstadiums liegen beiderseits vom Hofkogel und im Schöntal.

Schon einem etwas älteren Rückzugsstadium dürften die Wälle angehören, welche sich in etwa 1250 m Höhe bei der Lochalm befinden, sowie die Wälle, auf denen in 1360 m die Aualm und in 1295 m die obere Hoferalm gelegen sind, ferner der Wall, der zwischen der unteren Hoferalm und der Bögreinalm aus dem Tale der Warmen Mandling aufragt.

Das obere Fritztal und das Tal der Warmen Mandling sind mit lehmiger Grundmoräne erfüllt, welche wohl im wesentlichen ein Zerreibungsprodukt der Werfener Schichten ist. Gegenüber vom Hof Engelhartsleiten (1 km nördlich von Filzmoos) finden sich am rechten Gehänge des Tales der Warmen Mandling Reste von große Triaskalkblöcke führender Moräne, die vielleicht als Endmoräne des Gschnitzstadiums betrachtet werden darf.

b) Schotter.

Südöstlich des Marcheggsattels befindet sich oberhalb des von Filzmoos zu diesem Sattel führenden Fahrweges ein großer, Triaskalkgerölle der Dachsteingruppe führender Schotteraufschluß. Vielleicht handelt es sich bei diesem über der Grundmoräne des Talgrundes liegenden Schotter um Stauschotter aus der Zeit, als der oben erwähnte Endmoränenwall nördlich von Filzmoos das Tal der Warmen Mandling noch abschloß.

c. Gehängebreccie.

An dem vom Sulzenhals zum „Tor“ führenden Wege findet sich in 1800 m Höhe am Südosthang der Eiskarschneid ein kleiner Rest von Gehängebreccie. Ob dieses Vorkommen gleich alt ist wie die Ramsauer Breccie an der Südseite der Scheichenspitzen-Gruppe (siehe den folgenden, von F. Kümel verfaßten Abschnitt) ist nicht festzustellen.

d) Rezenter Schutt.

Große, im Nordosten kahle, im Westen und Süden in den tieferen Teilen mit Latschenwald bedeckte Schutthalden treten am Fuße der gewaltigen Felswände des Gosaukammes auf und erfüllen besonders die Kare.

Der Schuttmantel, der die unterhalb der Plassenkalkmasse des Rettensteingipfels gelegenen Gesteine zum größten Teile verhüllt, ist meist von Latschen bewachsen, da sich diese Schutthalden gegenwärtig nur wenig weiterbilden. Nur von den Steilrinnen im Fels ziehen schmale Ströme von kahlem, rotem Schutt über die latschenbedeckten Schutthalden herab.

e) Bergsturztrümmer.

Ein kleiner, junger Bergsturz ist von der Westseite des Leckkogels herabgekommen, die Trümmer liegen hinter dem Moränenwall, der das Gamskar abschließt.

f. Talauen (Alluvium)

Als Talauen sind nur der Talboden im Gosautale und im oberen Teile des Tales der Warmen Mandling und einige kleine, in der Regel etwas versumpfte Seeböden eingetragen, die meist hinter Endmoränenwällen liegen, z. B. oberhalb der Kesselwand und zwischen Hofkogel und Rinderfeld.

Tektonik

I. Dachsteinmasse

Der Gosaukamm ist der westlichste Teil der Dachsteinmasse, welche durch folgende Linie begrenzt ist: Nordwestende des Vorderen Gosausees — P. 1455 am Nordostfuß des Kleinen Donnerkogels — östlicher Törlecksattel—Riedlkaralm (westlich außerhalb der Dachsteinkarte)—Pommerwald—Westfuß des Schattleitenkopfes—Grenze zwischen Gutensteiner Kalk und Ramsaudolomit am Weißenbach südlich des Schattleitenkopfes—Schuttstreifen zwischen Scheibengraben und Loßeck—Sulzkarstattel (1630 m)—Kampej (1659 m)—Schubfläche zwischen Hallstätter Kalk und Gutensteiner Dolomit 200 m nördlich der Hofpürglhütte und 200 m nördlich der Kesselwand—Linzerweg von der Roten Rinne über Sattel 1701 bis zur Abzweigung des Weges zum Sulzenhals— etwas oberhalb dieses Weges bis zum P. 1938 auf der Eiskarschneid—Sulzenhals—Windlegerkar (weiterhin liegt die Südbegrenzung der Dachsteinmasse im Arbeitsgebiet Kümels).

Die Werfener Schiefer an der Basis der Dachsteinmasse sind nur an folgenden Punkten sichtbar: 1. Im Pommerwald nahe dem Westrande der Karte, 2. bei der Stuhlalm, 3. ein 1 km langer Streifen, der sich an der W-Seite des Scheibengrabens bis zum Sulzkarsattel (1630 m) verfolgen läßt. Hier ist auch etwas Gips in die Werfener Schiefer eingeschaltet, 4. drei sehr kleine Vorkommen am Linzerweg, 5. SW und NW von P. 1702 im Schöntal, 6. in etwas größerer Ausdehnung an der West-, Süd- und Ostseite der Eiskarschneid.

Die über den Werfener Schiefen liegenden Gesteine der Mittel- und Obertrias weisen innerhalb der Dachsteinmasse ziemlich mannigfaltige Faziesunterschiede auf, wie die folgenden Profile zeigen:

1. Kamplbrunnspitze und Kleine Bischofsmütze (Taf. IV, Bild 1):
 - d. Dachsteinriffkalk des Gipfels der Kleinen Bischofsmütze.
 - c. Hauptdolomit der Kamplbrunnspitze und des Bischofsmützensockels.
 - b. Cidaritenschichten des Kamplbrunnens.
 - a. dunkler geschichteter Gutensteiner Dolomit der Türwand.
2. Mosermandl und Große Bischofsmütze (Taf. II, Profil 3, Taf. IV, Bild 1):
 - d. Dachsteinriffkalk des Gipfels der Großen Bischofsmütze.
 - c. Hauptdolomit des Bischofsmützensockels.
 - b. Massiger Ramsaudolomit des Mosermandls.
 - a. Dunkler, geschichteter Gutensteiner Dolomit der Rauchwand.
3. Linzerweg—Kramerspitze (2003 m)—Kramersattel (Taf. II, Profil 2)—Kramerkogel (2006 m)—Mitterkogel:
 - g. Dachsteinriffkalk des Mitterkogel-Gipfels (2125 m).
 - f. Hauptdolomit des Kramerkogels und des P. 2032. Etwa 300 m mächtig.
 - e. Spuren von Cidaritenschichten am Kramersattel.
 - d. Heller, massiger Wettersteinkalk der Kramerspitze. 250 m mächtig.
 - c. Wenige Meter dunkler Hornsteinkalk (Reiflinger Kalk).
 - b. Wenige Meter Wettersteinkalk
 - a. Wenige Meter Reiflinger Kalk

}	a+b wahrscheinlich tektonische
}	Wiederholung von c+d.
4. Westabhang des Gosaukammes (Mandlkogels).
 - b. Dachsteinriffkalk, mindestens 700 m mächtig.
 - a. Geringmächtiger dunkler Hornsteinkalk (Hüpflinger Kalk?).

Da der Gosaukamm überwiegend aus ungeschichteten Kalken aufgebaut ist, ist die Lagerung nur an wenigen Stellen sichtbar. Deutlich ist die annähernd flache Lagerung am Leckkogel und am Mosermandl. Die Gesteine der Bischofsmütze fallen deutlich nach Norden ein, wie die Tatsache zeigt, daß der Dachsteinriffkalk an der Nordseite der Bischofsmütze tiefer hinabreicht als an der Südseite. Noch steiler fallen die Gesteine an der Westseite der Bischofsmützensgruppe nach Norden ein, wo der vom Sulzkarsattel bis zum oberen Ende der Durchgangklamm fast horizontal verlaufende Austriaweg von S gegen N der Reihe nach Werfener Schiefer, von Moräne verhüllte Mitteltrias, Cidaritenschichten, Hauptdolomit und Dachsteinriffkalk durchschneidet. Die Bankung am Zehringkogel (S. 19) fällt SW.

Die südliche Begrenzung der Dachsteinmasse ist eine Überschiebungslinie größeren Ausmaßes, die „Hochalpine Überschiebung“ oder „Hochgebirgsüberschiebung“ Trauths (1926, S. 161), an der die Dachsteinmasse (ebenso wie weiter im Westen das Tennengebirge) auf die Werfener Schuppenzone aufgeschoben ist. Die Überschiebungsfäche liegt auf der Eiskarschneid in etwa 1900 m und am Leckkogel in etwa 1700 m Höhe fast horizontal, fällt schon nördlich der Hofpürglhütte (Profil 3) und nördlich vom Hofkogel (Profil 2) deutlich nach Norden ein und senkt sich noch weiter im Norden noch steiler nach Norden hinab, so daß sie am Weißenbach in 1100 m Seehöhe das Kartengebiet verläßt.

Die nordwestliche Begrenzung der Dachsteinmasse wird durch die Überschiebung des Dachsteinriffkalkes des Gosaukammes über die Zwieselalmschuppe gebildet (S. 28).

Innerhalb der Dachsteinmasse befinden sich folgende Störungslinien:

1. Der Stuhlochbruch (Bild 1). Diese Verwerfung streicht aus dem „Kessel“ gegen W 30° N über die obere Stuhlochscharte ins Stuhloch. Etwa dort, wo der Austriaweg das Stuhloch quert, scheint sie sich in zwei Verwerfungen (nordöstlicher und südwestlicher Stuhlochbruch) zu spalten, zwischen denen die Werfener Schiefer der Moosebene als im Kartenbilde keilförmiger Horst zwischen den Obertriaskalken des Gosaukammes und des Schattleitenkopfes emporragen. Wie ein Blick von SO zeigt, handelt es sich in der oberen Stuhlochscharte um eine Verwerfung von ganz geringer Sprunghöhe (Bild 1). Bei der Theodor-Körner-Hütte hingegen ist die Sprunghöhe beider Verwerfungen recht bedeutend, da Dachsteinriffkalk und Werfener Schiefer unmittelbar aneinandergrenzen. Der Stuhlochbruch trennt die dolomitreiche Bischofsmützenscholle¹ von dem fast ganz aus Dachsteinriffkalk aufgebauten eigentlichen Gosaukamm, der in der Großwand (2413 m) seine größte Höhe erreicht.

2. Der SO-NW streichende Eisgrubenbruch trennt Kopfwand und Gabelkogel von der Großwandgruppe im eigentlichen Gosaukamm. Diese Verwerfung verursacht die gerade SO-NW verlaufende Karstschlucht der Eisgrube, in der eine kurze Strecke der Steigweg verläuft. Auch die gleichfalls vom Steigweg benützte auffallende Terrasse der Scharwandalmen ist offenbar auf das Weiterstreichen des Eisgrubenbruches zurückzuführen. Vielleicht ist der Eisgrubenbruch die südöstliche Fortsetzung des Bruches, der die Nordostabstürze der Donnerkögel verursacht.

3. Die Reißgangstörung streicht gleichfalls SO-NW und trennt den Wettersteinkalk des Löckgangs, Sammet- und Grumetkopfes vom Dachsteinriffkalk des Hochkesselkopfes. Der Reißgangstörung folgt ein schmaler Streifen von zerriebenem Dolomit (Dolomitmylonit), welcher die verhältnismäßig tief eingeschnittene Reißgangscharte verursachte und eine Weganlage an deren Südseite möglich machte. Weiter gegen NW streicht die Reißgangstörung durch die 1374 m hohe Halskogeltiefe zwischen Halskogel und Kopfwand und durch den Schuttstreifen oberhalb der Hornsteinkalke des Krottensteig- und Birghagenwaldes. Die weitere Fortsetzung ist die Zwieselalmüberschiebung (S. 30).

Wahrscheinlich ist die Reißgangstörung eine Blattverschiebung mit einer Schubweite von 2,5 km, wodurch sich wohl auch die Tatsache erklärt, daß die Südwände der Bischofsmützenschuppe etwa 2,5 km nördlicher liegen als diejenigen des Torsteins und Dachsteins (Spengler 1952, S. 71).

II. Rettenstein (Rötelstein)

Der den Dachstein-Südwänden vorgelagerte isolierte Rettenstein (2246 m) weist eine annähernd horizontale Lagerung auf. Doch es liegt keine einfache Schichtenfolge vor, sondern die Gesteine sind von mehreren annähernd schichtenparallelen Schubflächen durchsetzt.

Die vollständigste Schichtenfolge zeigt das von Neumann sehr genau studierte Profil des Weitenhausgrabens an der Südseite des Berges:

Plassenkalk, den Gipfel des Rettensteins bildend. Etwa 450 m.	} L
Roter und grauer Radiolarit (Unt. Malm?) 2 m.	
Roter Mittellias (Adneter Kalk, sehr fossilreich. Lias δ) 5—6 m	
Fleckenkalk und -mergel (Zlambachschichten + Lias α—γ) 30 m	

¹ Im geologischen Salzkammergutführer (1924, S. 126—127) trennte ich die Bischofsmützenschuppe als „Bischofsmützenschuppe“ vom Gosaukamm ab. Die Grenze zwischen Bischofsmütze und Gosaukamm ist aber nur eine Verwerfung, da nach Neumanns Aufnahme durch die Stuhlochscharte weder eine Überschiebung noch eine Faziesgrenze verläuft.

Roter Mittellias δ (Adneter Kalk) 7 m.
Fleckenkalk 2 m.
Roter Knollenkalk (Hallstätter Kalk) 12 m.

.....
Liasfleckenmergel 6 m.
Haselgebirge 7 m?

.....
Liasfleckenmergel 5 m.
Werfener Schiefer und Haselgebirge mit Gips 25 m.

.....
Schwarzer Kalk und Dolomit, stellenweise voll Crinoiden (Gutensteiner Kalk), den auffallenden Felskopf 1752 bildend 20 m G.
Haselgebirge mit Gips 5 m H.

.....
Rauhwanke. Etwa 60 m R.
Werfener Schiefer und Haselgebirge. Etwa 30 m.
Quarzitische Werfener Schichten. Etwa 300 m.

Die Buchstaben L, G, H, R beziehen sich auf Taf. IV, Bild 2.

Mindestens an den mit bezeichneten fünf Stellen müssen annähernd schichtenparallele Schubflächen vorhanden sein, welche die mehrfache Wiederholung einzelner Schichtglieder zur Folge hatten, was an den von Vortisch aus der Kammwerker-Sonntagshorngruppe und aus der Osterhorngruppe beschriebenen Bautypus erinnert.

Die im Weitenhausgraben aufgeschlossenen Gesteine sind auf den anderen Seiten des Berges größtenteils durch Plassenkalkschutt verhüllt. Nur der Rauhwankegürtel läßt sich an der Westseite des Berges über den Lutzer Riedl bis zum P. 1553 im Kaltenbach, nach Osten über den Nestler Riedl bis in die Nähe der Bachler Alm verfolgen. Auch an der West- und Südostseite des Rettensteins liegen Werfener Schiefer über den Rauhwancken. Roter Hallstätter Kalk, zum Teil in Wechsellagerung mit Werfener Schiefen, tritt auch an der Südostseite des Berges im Hangenden der auf die Rauhwanke aufgeschobenen Werfener Schiefer auf. Auch südlich vom Sulzenhals ragen kleine Aufschlüsse von Hallstätter Kalk aus der Schutthülle heraus. An der Westseite des Berges liegen über den Werfener Schiefen schwer auffindbare Spuren von Liasfleckenmergeln, in denen Trauth die S. 20 erwähnten Ammoniten des Lias α fand, und Adneter Kalk. An der Ostseite zieht ein hellgrauer Kalk vom P. 1884 zum Karhals; da er hier von Gutensteiner Kalk unterlagert wird, wurde er als Wettersteinkalk kartiert.

J. Sabata fand in den in der Dachsteinkarte als Wettersteinkalk eingetragenen hellgrauen Kalken des Karhals die folgende, von O. Kühn und G. Rosenberg bestimmte Fauna:

Halobia cf. *subaustriaca* Kittl
Halobia styriaca Mojs.
Halobia austriaca Mojs.
Daonella aff. *teltschenensis* Kittl
Daonella proboscidea Kittl.

Diese erst nach Neumanns Aufnahme bekannt gewordene Fauna zeigt, daß diese Kalke besser als karnische Hallstätter Kalke zu bezeichnen wären.

Ein ähnlicher hellgrauer Kalk bildet an der Nordostseite zwei Wandstufen: eine untere am Lackenriedl und an der Alpwand und eine obere, welche Lackenwand heißt. Zwischen beiden Wandstufen treten am Lackenboden Werfener Schiefer auf, über dem Wettersteinkalk (?) der Lackenwand liegt ein grauer Dolomit (Hauptdolomit?). Wenn Lias überhaupt an der Nordseite des Rettensteins vorhanden ist, müßte er über diesem Hauptdolomit liegen (wegen der hohen Lage des Lias an der Süd- und Westseite), aber unter dem Plassenkalkschutt verborgen sein.

Die Schichtenfolge des Rettensteins weist eine große Ähnlichkeit mit derjenigen der Plassendeckscholle nördlich vom Dachstein auf. An beiden Stellen treten Haselgebirge, Hallstätter Kalk, Zlambachschichten, Liasfleckenmergel, Adneter Kalk (Mittellias) und Plassenkalk auf¹. Es ist daher ein früherer Zusammenhang über den Dachstein hinweg sehr wahrscheinlich; der Rettenstein ist wohl ein im Süden zurückgebliebener Rest der Hallstätter Decke. Während aber in der Plassengruppe unterhalb der Hallstätter Deckscholle der Dachsteinkalk in voller Mächtigkeit und bedeckt von Jura erhalten ist, liegt die Rettenstein-Deckscholle über nur mit Rauhwacke bedeckten Werfener Schichten. Es ist nicht wahrscheinlich, daß hier die höhere Trias nicht abgelagert wurde; viel wahrscheinlicher ist es, daß sie der Erosion zum Opfer gefallen war, bevor die nahe ihrer Basis von schichtenparallelen Schubflächen durchsetzte Hallstätter Decke von Süden herangeschoben wurde² (Abb. 2).

Mit den im folgenden Abschnitte beschriebenen nachgosauischen südgerichteten Überschiebungen des Werfener Schuppenlandes haben die vorgosauischen Schubflächen im Rettenstein nichts zu tun. Denn diese liegen flach, während jene sie diskordant überschneiden (Abb. 2) und gegen Norden einfallen.

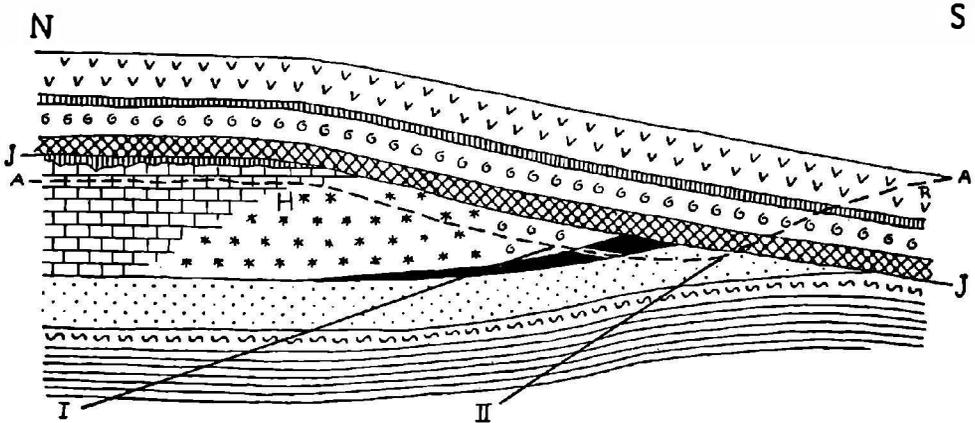


Abb. 2. Vorgosauischer Zustand des Profils: Rettenstein (R) — Hochkesselkopf (H) (Schematisch)

Horizontalschraffen = Werfener Schiefer, Kreuzschraffen = Haselgebirge, liegende S = Rauhwacke und Gutensteiner Kalk, Punkte = Wettersteinkalk und Ramsaudolomit, schwarz = Lunzer Schichten (Halobienchiefer), Spiralen („Ammoniten“) = Kalke und Dolomite der Hallstätter Fazies, Sterne („Korallen“) = Dachsteinriffkalk, Mauersignatur = geschichteter Dachsteinkalk, Vertikalschraffen = Lias, Haken = Plassenkalk.

J—J = Vorgosauische (Juvavische) Überschiebungsfläche der Hallstätter Decke über ein 1. Erosionsrelief. (Die ebenfalls vorgosauischen schichtenparallelen Schubflächen innerhalb der Hallstätter Decke des Rettensteins wurden in der Zeichnung wegen des kleinen Maßstabes weggelassen.)

A....A = Vorgosauisches, aber dem juvavischen Überschiebungsvorgang nachfolgendes 2. Erosionsrelief, auf dem weiter im Osten die Gosauschichten des Ramsauer Hühnerkogels (S. 36) abgelagert wurden.

I, II = Flächen, die später (nachgosauisch) zu südvergenten Schubflächen wurden. (Aus I wurde nachgosauisch die „Hochalpine Überschiebung“, der Raum zwischen I und II wurde zur Hofpürglschuppe.)

¹ Näher ausgeführt wird dieser Vergleich bei E. Spengler, 1943/2, S. 62.

² An die in Fußnote 6 bei E. Spengler, 1943/2 angeführte Möglichkeit glaube ich jetzt nicht mehr.

Der Rettenstein gehört somit in Bezug auf die vorgosauische Orogenese zur Hallstätter Docke, in Bezug auf die ältere (Iaramische?) Phase der nachgosauischen Orogenese zur Schuppe der Wiesenhöhe, in Bezug auf die jüngere (savische?) Phase zum Schubkeil des Lammertales (Spengler 1952, Abb. 1).

III. Die Werfener Schuppenzone

Das einfachste und klarste Profil durch die Schuppen am Südrande der Kalkalpen bietet der Hofpürglrücken (Profil 3), über den der Weg von Filzmoos zur Hofpürglhütte geführt ist:

Hofpürglschuppe	Grauer Hallstätter Kalk mit Halobien (S. 19). Schwarzer Halobienschiefer (am Wege westlich der Hofpürglhütte sehr gut aufgeschlossen). Heller Ramsaudolomit (die Hofpürglwand bildend). Dunkler Gutensteiner Dolomit. Werfener Schiefer mit Gips.
.....	
Schuppe der Wiesenhöhe	Dunkler Gutensteiner Dolomit. Mächtige Werfener Schiefer.
.....	
Wurmeggschuppe	Gutensteiner Kalk (am Marcheggboden). Geringmächtige Werfener Schiefer. Sehr mächtige quarzitische und grüne Werfener Schichten (das Wurmegg aufbauend).

Am Marchegg liegen — anscheinend unmittelbar auf quarzitischen Werfener Schichten — am Wege deutlich aufgeschlossene, flachliegende Rauhacken, die offenbar denjenigen am gegenüberliegenden Rettenstein entsprechen. Vom Marchegg erstreckt sich eine über 3 km breite Zone von quarzitischen und grünen Werfener Schichten bis zum Halseck. Daß hier keine einheitliche Schichtenfolge vorliegt, zeigt ein schmaler, von unten eingefalteter Zug von Pinzgauer Phyllit südlich vom Wurmegg.

Verfolgen wir zunächst die Schuppenfolge vom Hofpürglrücken gegen Westen:

Die mächtigen quarzitischen Werfener Schichten des Wurmegg haben ihre westliche Fortsetzung in den Hackplatten und im Linwald. Die darüber liegenden Gutensteiner Kalke und Rauhacken setzen sich in den sehr kleinen linsenförmigen Kalk- und Rauhackezügen bei den Möosern und am „Sattel“ nördlich vom Predigtstuhl fort.

Den Werfener Schiefen der Wiesenhöhe entsprechen diejenigen der Hagenalm, dem darüber liegenden Gutensteiner Dolomit der Gutensteiner Kalk des Stempelbühel und die mit dem Gutensteiner Kalk von Ober-Grubach verbundenen mächtigen Rauhacken, die bei „Hanger“ die Werfener Schiefer der Hagenalm überlagern.

Dem Ramsaudolomit der Hofpürglschuppe entspricht derjenige am Austriaweg bei P. 1675, derjenige östlich der Sulzkaralm und der Ramsaudolomit des Loßeck (1654 m). Über dem Ramsaudolomit des Loßeck liegt auch Hallstätter Kalk. Der zwischen beiden bei der Hofpürglhütte vorhandene Halobienschiefer fehlt am Loßeck und erscheint erst wieder am westlichen Kartenrande nordwestlich der Loßeckhütte. Der Ramsaudolomit des Loßeck wird von Gutensteiner Kalk und einem schmalen Streifen von Werfener Schiefen unterlagert, der das schmale, von einem Weg durchzogene Gesimse am Südhang des Loßecks verursacht, auf dem die Schaflalm gelegen ist.

Während nördlich der Hofpürglhütte und am Sulzkarasattel die Hofpürgl-Loßeckschuppe unmittelbar von der Dachsteinmasse überschoben wird, scheint am Westrande der Karte zwischen beiden noch eine weitere Schuppe zutage zu treten, zu der der Gutensteiner Kalk von Gschwend und der Ramsaudolomit des Kreßwaldes gehören.

Verfolgen wir nun die Schuppenfolge vom Hofpürglrücken nach Osten:

Der Ramsaudolomit der Hofpürglwand hat offenbar seine Fortsetzung in demjenigen, der den Südhang des Hofkogels und des Rinderfelds bildet. Ebenso wie bei der Hofpürglhütte ist er auch hier von Halobienschiefer bedeckt, der aber am Hofkogel und

besonders am Rinderfeld eine viel größere Mächtigkeit erreicht als bei der Hofpürglhütte. Zwei tiefere Streifen von Halobien-schiefern treten am Süd-hange des Hofkogels auf: der obere von diesen entspricht wohl dem Halobien-schiefer südlich der Hofpürglhütte, der untere, unmittelbar oberhalb der oberen Hoferalm gelegene gehört vielleicht zur Schuppe der Wiesenhöhe (Profil 2).

Über den Halobien-schiefern des Hofkogels und unter der Dachsteinmasse liegt noch eine höhere Schuppe, die aus einer Spur von Werfener Schiefern bei P. 1632, Gutensteiner Dolomit und Ramsaudolomit besteht (Profil 2). Die westliche Fortsetzung des Ramsaudolomits dieser Schuppe ist derjenige der Kesselwand (1778 m), nach der man diese Schuppe Kesselwandschuppe (Bild 1) nennen könnte. Auch der rötliche Hallstätter Kalk im Hangenden des Ramsaudolomits der Kesselwand, unmittelbar oberhalb des Linzerwegs, gehört zur Kesselwandschuppe. Wahrscheinlich ist die Kesselwandschuppe mit der oben erwähnten Schuppe von Gschwend und Kreßwald am Westrande der Karte identisch.

Eine eigentümliche Stellung nimmt der gegen SW einfallende, an der Nordseite des P. 1918 mit Hornsteinkalk, Ramsaudolomit und sehr geringmächtigen, auf der Karte nicht einzuzeichnenden Halobien-schiefern verschuppte Kalk der Sulzenschneid ein. Da dieser Felskamm etwa dem Gutensteiner Kalk am Marcheggboden gegenüberliegt, könnte man an eine Zugehörigkeit zur Wurme-gschuppe denken. Ich halte es aber für wahrscheinlicher, daß die Werfener Schiefer der Mandlbergalm nicht das stratigraphische Liegende der Kalke der Sulzenschneid sind, sondern daß diese von N auf die Werfener Schiefer aufgeschoben sind. Der nur in geringem Maße an der Nordseite, stärker an der Südseite der Sulzenschneid zutage tretende Ramsaudolomit würde mit demjenigen beiderseits P. 1702 und dem Ramsaudolomit des Rinderfeld zusammenhängen, so daß die Gesteine der Sulzenschneid zur Hofpürglschuppe gehören würden, die hier einen antyklinalen Bau besitzt und über die tieferen Schuppen hinweg weit nach Süden vorgeschoben wäre. Außerdem tritt dieser Ramsaudolomit-zug am Sulzenhals und — von gipsführenden Werfener Schiefern und Gutensteiner Kalk unterlagert — zwischen Sulzenhals und Schnittlauchmoosboden unter den Werfener Schiefern der Eiskarschneid (Dachsteinmasse) heraus. Der letztgenannte Ramsaudolomit ist aber zweifellos die westliche Fortsetzung des Ramsaudolomits des Rauchecks, so daß Raucheckschuppe, Rinderfeldschuppe, Hofpürglschuppe und Loßbeckschuppe identisch wären.

IV. Das Zwieselalmgebiet

Das Gebiet der Zwieselalm wurde bereits von mir 1914, S. 291—305 eingehend beschrieben. In einer 1948 als Dissertation eingereichten, aber bisher noch nicht veröffentlichten Arbeit hat J. Sabata ohne Kenntnis der Aufnahme Neumanns und daher ganz unabhängig von diesem das Zwieselalmgebiet (auch die westlich außerhalb der Dachsteinkarte gelegenen Teile) einer gründlichen Neuaufnahme unterzogen. Kober (1950/1) berichtet kurz über diese Arbeit und auch Del Negro (1950) nimmt auf sie Bezug. Herr Dr. Sabata hatte die große Liebenswürdigkeit, mir eine Abschrift seines Manuskriptes sowie eine Kopie seiner Karte zur Verfügung zu stellen und im Sommer 1950 mit mir eine Exkursion durch das Zwieselalmgebiet zu machen.

Das Zwieselalmgebiet ist aus folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut:

3. Dachsteinmasse der Donnerkogel (mächtiger Dachsteinriffkalk, Zlambach-schichten).

2. Zwieselalmschuppe:

Hauptdolomit der Zwieselalmhöhe (1585 m). Über 400 m mächtig.

Oberkarnischer Hornsteinkalk (Hüpflinger Kalk) und Hornsteindolomit.

Fossilführende Halobien-schiefer. 60—80 m mächtig (S. 18)¹.

Fossilführender Reiflinger Kalk. 100—120 m mächtig, eine Wandstufe bildend (S. 18).

¹ Auf der durch dieses weiche Gestein erzeugten Flachstufe liegt das Unterkunftshaus „Alpenrose“.

1. Edalm-Schönauschuppe:

Diese erst westlich außerhalb der Dachsteinkarte mächtiger werdende Schuppe ist hier nur durch winzige, leicht zu übersehende, aus dem von der Zwieselalmschuppe gelieferten Schutt hervortretende Schubsplitter vertreten:

Fossilreiche Zlambachschichten beim Edalmgatterl (S. 20).

Eine Spur von mylonitisierendem, Hornstein führenden Hallstätter Kalk am „Forstschutzsteig“. (Größere Massen von Hallstätter Kalk treten westlich außerhalb der Dachsteinkarte bei der Schönaualm auf. Siehe geol. Karte bei Spengler 1914, Taf. I und bei Plöchinger 1948.)¹

Spuren von Werfener Schiefern am Zwieselalmweg oberhalb des Edalmgatterls.

Früher waren auch am Forstschutzsteig im Liegenden des Hallstätter Kalkes Werfener Schiefer aufgeschlossen (Spengler 1914, S. 292).

Die tektonische Stellung der fossilreichen Zlambachschichten des Zuges Törlecksattel-Schnecken graben (S. 20) wird von den Geologen sehr verschieden gedeutet. Ich habe 1914, S. 302 u. 303, Taf. II, Profil IV, diesen Zlambachschichtenzug als eine stratigraphische Einlagerung im Dachsteinriffkalk beschrieben. Denselben Eindruck gewann G. Rosenberg bei neueren Begehungen: „Die Zlambachschichten — man könnte sie ruhig auch Kössener Schichten nennen — mit massenhaft *Dimyopsis intusstriata* (von mir schon vor Jahren dort zum ersten Mal in Zlambachschichten gefunden) sind das gleichaltrige Beckensediment zum Donnerkogelriff, zielen vor allem in dessen Hangendes gegen SO und stehen mit ihm in Fazieswechsel, nicht anders wie Cassianerschichten mit Schlerndolomit. Am Westrand des kleinen Donnerkogels zielen sie direkt in das Riff. Dieses ist auch nicht so schichtungslos, wie immer behauptet wird, sondern die Riesenbankung fällt außerordentlich steil in den SW-Quadranten — genau so wie die Zlambachschichten. Am Weg Törleck-Körnerhütte ist der Fazieswechsel am Gestein direkt zu sehen“ (Brief G. Rosenbergs vom 18. 10. 1952 und mit dessen Erlaubnis hier veröffentlicht). Man könnte die Verhältnisse mit dem von W. Vortisch beschriebenen seitlichen Übergang von Kössener Schichten in rhätischen Riffkalk an der Steinplatte (Westseite des Kammerkergebietes) vergleichen (Jahrb. Geolog. Bundesanstalt, Wien, 1926). Allerdings sind dort die Lagerungsverhältnisse infolge der flachen Lagerung viel leichter zu erkennen.

Sabata gelang es, etwa 100 m nordwestlich der Krautgartenalmhütte Zlambachschichten (graue Fleckenmergel mit unbestimmbaren Muschelschalen) aufzufinden. Neumann hat hier irrtümlicherweise Moräne eingetragen. Sabata nimmt an, daß sämtliche Zlambachschichten des Zwieselalmgebietes unter der Zwieselalmserie liegen, so daß diejenigen der Krautgartenalm, des Törlecksattels und des Schnecken grabens, sowie die bereits außerhalb der Dachsteinkarte liegenden Zlambachschichten der Riedlkaralm Fenster unter der Zwieselalmserie bilden müssen. Um die hohe Lage der Zlambachschichten am westlichen Törlecksattel zu erklären, nimmt Sabata an, daß die Zlambachschichten eine NW streichende Antiklinale bilden. Dagegen spricht die auch aus Sabatas Karte ersichtliche Tatsache, daß die miteinander zusammenhängenden Zlambachschichten des oberen Schnecken grabens, westlichen Törlecksattels und der Riedlkaralm vom Riffkalk des P. 1612 und anderen kleinen Riffkalkmassen überlagert werden, aber an der W- und NO-Seite unmittelbar an den Hauptdolomit grenzen. Gegen die Auffassung der Zlambachschichten bei der Riedlkaralm als Fenster spricht auch die Tatsache, daß die Zlambachschichten in der steil eingeschnittenen Teufelsbachschlucht nicht zutage treten, obwohl diese Schlucht fast in der Achse der von Sabata angenommenen Antiklinale verläuft. Auch Rosenberg lehnt die von Sabata angenommene Antiklinale ab.

Auch Neumann bestritt einen stratigraphischen Kontakt zwischen den Zlambachschichten des Schnecken grabens und dem Dachsteinriffkalk des Gosaukammes und nahm zwischen beiden eine Überschiebungsfäche an, die durch den von ihm kartierten schmalen Zug von Werfener Schiefern im Pommerwald gekennzeichnet wäre. Ich hatte eine Zeitlang die Ansicht Neumanns für möglich gehalten und zwischen der Zwieselalmschuppe und dem Dachsteinriffkalk des Gosaukammes noch eine Schuppe angenommen, welche die Zlambachschichten des Zuges Törlecksattel-Schnecken graben und den Riffkalk des P. 1612 umfaßt, und diese Schuppe Schefferberg-schuppe genannt (Spengler 1952, S. 82). Da aber Rosenberg neuerdings ganz unabhängig von mir zu derselben Ansicht gelangt ist wie ich 1914, bin ich wieder zu meiner älteren, in tektonischer Hinsicht einfacheren Auffassung zurückgekehrt.

¹ B. Plöchinger, Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm, Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1948.

Das ganze Schuppensystem der Zwieselalm ist an der SO—NW streichenden Zwieselalm-Überschiebung steil auf die bis ins Dan reichenden Gosauschichten des Beckens von Gosau aufgeschoben. Die Zwieselalm-Überschiebung ist die nordwestliche Fortsetzung der Reißgangstörung (S. 24), welche am Reißgang annähernd vertikal steht, nach Hahn (siehe Spengler 1914, S. 304) aber bereits in 1550—1650 m Höhe südlich vom Hinteren Gosausee eine Neigung von 50—70° besitzt. Beim Edalmgatterl dürfte die Zwieselalm-Überschiebung etwa 45° SW einfallen. Ich betrachte die Zwieselalm-Überschiebung als die östliche Begrenzung des Schubkeiles des Lammerales (Spengler 1952).

Außerdem ist ist das Zwieselalmgebiet von jüngeren Brüchen durchsetzt. Der morphologisch auffallendste dieser Brüche streicht SO-NW und verursacht die gewaltigen NO-Abstürze der Donnerkogel. Er erzeugt bei P. 1455 einen schluchtartigen Einschnitt, der den Reiflinger Kalk der niedrigen Wandstufe des P. 1432 vom Dachsteiriffkalk des Kl. Donnerkogels trennt; der SW-Flügel ist somit gesenkt. Der von Spuren von Werfener Schichten (?) unterlagerte und von Spuren von Halobienchiefern überlagerte Reiflinger Kalk des P. 1432 scheint zu der Schuppe 3 (Gosaukamm) zu gehören, da er von Hauptdolomit unterlagert wird, der offenbar demjenigen der Zwieselalpe entspricht. Von der Hauptmasse dieses Dolomites scheint der Reiflinger Kalk durch einen W-O streichenden Bruch getrennt zu sein.

Der mittlere Abschnitt der Südwände

Von Friedrich Kümel

Einleitung und Übersicht

Der Hauptkamm des Dachsteingebirges mit seinen weiten Eisfeldern im Norden, den jähren Felswänden im Süden gehört fürwahr zu den Prunkstücken der Ostalpen. Von allen Aussichtsbergen in Nähe und Ferne leicht erkennbar ist die Gipfeldreierheit von Torstein, Mitterspitz und Hohem Dachstein. Der letzgenannte, mit seinen 2993 Metern (nach der letzten Höhenmessung) ein Fast-Dreitausender, ist der zweithöchste Gipfel der Nördlichen Kalkalpen.

Heutige Form und Entstehungsweise eines Berges sind ursächlich miteinander verknüpft. Die wuchtige Eigenart seiner Wände verdankt der Dachstein einer Kalkmasse von besonderer Art der Entstehung und Altersstellung. Kalk dieser Art ist zwar auch sonst in den Alpen verbreitet; dennoch hat er aus guten Gründen den Namen Dachsteinkalk erhalten.

Der erdgeschichtlich interessierte Bergwanderer findet überall in den Kalkalpen die Beweise des Felswerdens aus dem Meer. Ich glaube aber, daß nirgend in den Alpen die gebirgsschaffenden Kräfte der Erdtiefe deutlicher vor das Bewußtsein treten als auf dem Hauptkamm des Dachsteins: wenn man, über die Eisfelder aufsteigend, an die Felsen kommt, kann man allenthalben im Gestein die Querschnitte großer Muscheln finden, besonders schön etwa am Fuß der Dirndln. *Megalodon* heißt mit ihrem wissenschaftlichen Namen die Dachsteinmuschel, dieser Zeuge aus der Meerzeit unseres Berges.

In leichtem Zickzack verläuft der Kamm von den Dirndln weiter über Hunerkogel und Koppenkarstein. Hier geht der steile Felsenkamm über in die Dachsteinhochfläche, die ebenfalls aus Dachsteinkalk besteht. Der Kamm aber findet eine Art von Fortsetzung im Landfriedstein und den Bergen um das Guttenberghaus; sie liegen bereits außerhalb des hier zu schildernden Gebietes. Es ist klar, daß der Hauptkamm nichts anderes ist als der Steilrand der mächtigen Kalkplatte, leicht aufgewulstet von Norden her und steil abfallend nach Süden.

Wo der Kamm in die Hochfläche übergeht, lagert ihm im Süden ein zweiter Kamm vor, der den hier absinkenden Hauptkamm an Höhe übertrifft. Es ist dies der Zug des Scheichenspitzes. Er besteht hingegen nicht mehr aus Dachsteinkalk, sondern aus dem älteren Wettersteinkalk, der ebenfalls aus seinem Hauptverbreitungsgebiet seinen Namen hat.

Zwischen dem Dachsteinkamm und der Siedlungsfläche der Ramsau liegt ein breiter Gürtel von niedrigeren Felsenbergen. Sie lassen sich in zwei Gruppen sondern. Hühnerkogel¹, Mitterstein, Scheiblingstein, Vorderer und Niederer Türlspitz bilden das nach Westen abklingende Ende des Scheichenspitz-Zuges. Die Dolomitberge Rauchkogel und Marstein hingegen bilden einen eigenen, davon unabhängigen Zug.

Aus Quarzit und Schiefer besteht das breite, mäßig steile Gelände, welches sich im Süden anschließt und bis zur Fläche der Ramsau reicht. Es trägt in seinen höheren Teilen üppige Almen, in den tieferen Lagen dichten Baumwuchs. Brandriedl und Durchat gehören diesem Teil des Gebirges an.

Anders ist das Vorfeld des Scheichenspitzkammes beschaffen. Zwischen breiten Schuttfeldern ragen nur einzelne, bewaldete Bergrücken empor: Mitteregg, Eberlehnerücken, Rabenkögel, Grubrücken, Egge, Obermoos und andere.

Gemeinsam ist den gesamten Vorlagen der Südwälde der verwickelte Bau, den es bei der Kartierung aufzulösen galt. Es ist gewiß bemerkenswert, daß die geologischen Probleme so fernab von den bergsteigerischen liegen.

Am Aufbau des zu beschreibenden Teilgebietes sind Kalke und Schiefer der Triasformation an erster Stelle beteiligt; Jura- und Kreideformation liefern nur winzige Beiträge. Hingegen werden weite Flächen eingenommen von Schiefer des Paläozoikums, des Altertums der Erdgeschichte. Sie bilden einen Teil der Grauwackenzone, eines wichtigen und weithin ziehenden Bauteiles der Alpen. Im südöstlichen Teil des untersuchten Gebietes wurde noch ein kleiner Teil des Mandling-Triaszuges miterfaßt, welcher durch Gebirgsbewegung in die Grauwackenzone hineingeraten ist.

An dieser Stelle ist dankbar der fördernden Mithilfe Herrn Professor Dr. E. Spenglers und der Versteinerungsbestimmungen durch Herrn G. Rosenberg zu gedenken.

Schichtenkunde

Paläozoikum

Pinzgauer Phyllit

Der Südhang des Durchat und des Brandriedls sowie der ebenso aufschlußarme Glutserberg bestehen aus einförmigen, grauem bis dunkelgrünlichgrauem, oft auch fast schwarzem Phyllit (Tonschiefer). Seine Metamorphose beschränkt sich auf den seidigen Glanz der Schichtflächen und ihre häufige Verknitterung.

Nach den Versteinerungsfunden im westlich anschließenden Gebiet ist der Phyllit von kambrisch-silurischem Alter.

Weitere kleine Vorkommen von Phyllit befinden sich unter dem Quartärschotter der Ramsau (SW der evangelischen Kirche) und am Südfuß der Rabenkögel und des Grubrückens. Daraus geht hervor, daß der Untergrund der Ramsau zum großen Teil aus Phyllit besteht (siehe Querschnitt Abb. 3).

Am äußersten Süden des Grubrückens ist der Phyllit durch reichlichen Graphit schwarz gefärbt. Graphitischer Schiefer aber begleitet die von O. Ganss auf dem Roßbrand und bei der Maieralm aufgefundenen Vorkommen von Kieselschiefer. Es liegt nahe, diese Vorkommen zu einem einheitlichen Zug zu verbinden und den Graphitschiefer des Grubrückens anzuschließen.

Nicht selten findet man im Phyllit schmale Quarzgänge, oft mit Spateisenstein verquickt. Gelegentlich treten solche Gänge übrigens auch im Werfener Schiefer und sogar im Quarzit auf.

¹ Zum Unterschied von dem später zu nennenden „Ramsauer Hühnerkogel“ soll dieser der „Hühnerkogel vor der Südwand“ heißen.

Ein ganz kleines, nur durch Lesesteine bezeichnetes Phyllitvorkommen bei der Neustatt-A'm (südlich der Südwand-Hütte) wird für die Deutung der Lagerung bedeutsam sein.

Filzmooser Konglomerat

Zwischen Werfener Schiefer und Phyllit liegt am Südhang des Brandriedls und des Durchat ein schmales Band von Konglomerat. Es ist von grauer bis hellbrauner Farbe, kalkfrei, oft arkoseartig. Seine Gerölle erreichen kaum Haselnußgröße und bestehen vorwiegend aus Quarz; daneben kommen auch Phyllitgerölle vor. Durch die schwache Metamorphose, verbunden mit Durchbewegung, erweist es sich als zum Phyllit gehörig. Er bildet nicht etwa das Grundkonglomerat des Werfener Schiefers. Die Lage an dessen Basis ist vielmehr rein zufällig, wie aus den Verhältnissen weiter im Westen hervorgeht.

Trias

1. Untertrias

a) Werfener Schiefer

Den Steilhängen der Dachsteingruppe ist ein auffällig breiter Gürtel von Gesteinen der unteren Trias vorgelagert. Der Weichheit und dem geringen Widerstand gegen Verwitterung entsprechen die weichen, gerundeten Geländeformen. Nur dort, wo starke Abtragung Steilformen geschaffen hat, bilden sich pflanzenleere, schwierig zu begehende Rinnen (zum Beispiel beim Pürstling, nahe der Austria-Hütte). Es wird noch zu zeigen sein (S. 41), daß dieser Untertrias-Gürtel tektonisch nicht einheitlich ist.

Der Werfener Schiefer ist in seinen tieferen Lagen vorwiegend grau bis grüngrau, in den höheren aber rotbraun gefärbt, mit Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, nicht selten sandig. Freilich gelten diese Unterschiede nicht ganz streng.

An der Grenze gegen den Quarzit stellen sich oft allerlei Fließwülste und „Hieroglyphen“ auf den Schichtflächen ein, so besonders an der Wegbiegung am Bach, östlich der Hinteren Schlitzental (SW der Austria-Hütte).

Versteinerungen fanden sich im Werfener Schiefer nur auf dem Kuhpalven (nahe Dachstein-Südwand-Hütte):

Pseudomonotis (Claraia) sp., vmtl. *P. aurita* Hauer.

Anodontophora sp.

Abgesehen von der großen, räumlich zusammenhängenden Masse von Untertrias ist Werfener Schiefer nur noch in Form kleiner Vorkommen vorhanden; tektonisch sehr stark ausgedünnt und durch Schutt größtenteils verdeckt, unterlagern sie die Dachsteinmasse im Süden: im „Tor“ N Raucheck und am Hühnerkogel vor der Süd- wand (an beiden Stellen schon A. Meier bekannt).

b) Gips

Im Werfener Schiefer ist an mehreren Stellen grauer, unreiner Gips eingelagert, so am Brandriedl zwei Züge (Pürstling und nördlich davon), zwischen Rabenkögeln und Ramsauer Hühnerkogel und am Grubbrücken N der Ramsau (zwei Züge).

c) Quarzitische Werfener Schichten

In den unteren Teil der Untertrias ist ein mächtiger Zug von hellgrauem bis grünlich-grauem Quarzit eingeschaltet. Bereits dem freien Auge ist die feinkörnige Struktur deutlich erkennbar; sie ist weder durch Umprägung noch durch Neukristallisation verwischt.

Aus dem Hangenteil des Quarzites nahe der Brandhütte (bei der Austria-Hütte) stammt die einzige Versteinerung aus diesem Gestein, ein Rest einer gerippten Muschel. Wenn sie auch unbestimmbar ist (die Flachheit spricht gegen eine der berippten *Pseudomonotis*-Arten, eher für einen Pectiniden), so ergibt sich daraus mindestens die meerische Entstehung des Quarzites.

Die Hangend- wie die Liegendgrenze des Quarzites gegen den Werfener Schiefer ist keineswegs scharf; es geht vielmehr der Quarzit durch vielfache Wechsellagerung aus dem Schiefer hervor. Dies ist an zahlreichen Stellen zu beobachten, am schönsten

in dem Graben zwischen Bewiesl und Wasegg (Osthang des Brandriedls). Außer dem mächtigen Zug des Brandriedls kommen im Werfener Schiefer noch zahlreiche andere geringmächtige Quarzitlagen vor, die auf der Karte nur zum Teil dargestellt werden konnten; sie sind mindestens zum Teil durch Schuppenbewegungen in den Schiefer geraten.

An mehreren Stellen wurden feine, auffallend regelmäßige Wechsellagerungen von Quarzit verschiedener Körnung und Farbtonung gefunden, welche lebhaft an die aus verschiedenen Absatzgesteinen beschriebenen „Jahreszeitschichten“ erinnern.

Quarzit ist weit verwitterungsbeständiger als Werfener Schiefer, bildet daher hohe, breite Rücken: Brandriedl, Durchat. Daß er geländekundlich weit weniger hervortritt als etwa der Semmeringquarzit, hat seinen Grund in der hier fehlenden Verfestigung durch Neukristallisation. Es herrscht daher eine Neigung zu Zerfall in kleinstückiges Blockwerk. Infolgedessen haben sich an steilen Stellen tiefe, von feinem Grus erfüllte Rinnen gebildet, besonders am Brandriedl.

c) Obere Grenzschichten der Werfener Schichten

In seinen obersten Lagen geht der Werfener Schiefer in gelbgrauen Mergel und unreinen Kalk über, denen auch Sandsteinlagen beigesellt sind. Diese Schichten enthalten sehr häufig Kreuzschichtung, Fließwülste, Kriechspuren und Bohrgänge.

Am Hühnerkogel vor der Südwand beginnen diese Schichten, die unterste Stufe der Felswände zu bilden. Ihr weiterer Verlauf ist von Schutt verhüllt; erst oberhalb der Dachstein-Südwand-Hütte findet sich die (tektonisch verdoppelte) Fortsetzung am Weg zur Hunerscharte.

Hier fand E. Su eß in dem graulichen Kalk, der mit Werfener Schiefer wechsellagert:

Tirolites cassianus Quenst.

Naticella (Naticella) costata Mstr.

Myacites (Anodontophora) jassaensis Wissm.

Einzelne Lagen des Kalkes dieser Schichtgruppe sind reich an Crinoiden und großen Muscheln: Am Lehnach-Riedel (unter dem Niederen Türllspitz) fanden sich viele Stücke von *Pseudomonotis (Eumorphotis)* sp., die zwar wohl erhalten, aber schwer aus dem Gestein zu gewinnen sind. Abermals ist das Band der Werfener Schichten durch Schutt unterbrochen. Erst am Ramsauer Hühnerkogel findet sich wieder ein Teilstück, sodann am obersten Grubrücken und am Gaißweg. Hier und westlich davon kommen die gleichen Muscheln in demselben Erhaltungszustand vor.

2. Mitteltrias

Die mittlere Trias ist in der Dachsteinmasse einerseits, in den Werfen-St. Martiner Schuppen und dem Mandling-Zug andererseits in verschiedener Weise ausgebildet. Dadurch wird eine Ablagerung in räumlich entferntem Gebiet angedeutet und eine getrennte Darstellung erheischt.

Dachsteineinheit

a) Gutensteiner Kalk und Dolomit

Am Fuß der untersten Wände der südlichen Dachsteingruppe vom Raucheck bis zum Feistererbach und darüber hinaus zieht sich ein schmaler Streifen von dunklem Kalk und Dolomit hin, welcher auch aus der Entfernung deutlich erkennbar ist. Nördlich des Rauchecks ist er durch Schuppenbildung in seiner Mächtigkeit beeinträchtigt. In seinem Verlauf wird er immer wieder durch Schutthalde und -kegel unterbrochen.

Auf den obersten, mergeligen Lagen der Werfener Schichten liegt dunkelgrauer, wohlgeschichteter Kalk mit helleren Mergellagen, welcher nach oben allmählich etwas heller und dolomitisch wird und schließlich in Dolomit übergeht. Eine getrennte Darstellung von Kalk und Dolomit hat sich im hier geschilderten Bereich als unmöglich erwiesen.

Reiflinger Kalk hat sich in diesem Gebiet nicht vorgefunden.

b) Wettersteinkalk und Steinalmkalk

Über dem Gutensteiner Kalk und Dolomit folgen mit scharfer Grenze jene schroffen Felsen, welche ein Vorwerk der Dachsteinsüdwand bilden: Hühnerkogel vor der Süd- wand, Mitterstein, Scheiblingstein. Im Niederen und Vorderen Türispitz ist dieser Zug tektonisch verdoppelt; im Scheichenspitz und der Hohen Rams schwillt er, offen- sichtlich aus demselben Grund, stark an. Nördlich des Rauchecks hingegen hat er (wie übrigens auch die gesamten liegenden Schichtglieder) durch Schuppung an Mächtigkeit eingeblüht.

Der Wettersteinkalk der zuerst genannten fünf Gipfel ist hellgrau und massig bis dickbankig. Dasselbe gilt vom unteren Teil des übrigen Verbreitungsgebietes, nur daß hier eine dunklere Zone vorhanden ist, die aber nur beim Durchklettern bemerkt wird. Im oberen Teil wird die Bankung feiner, so daß ein stückiger Zerfall des Gesteines eintritt. So erklärt sich der schrofige Hang des Gamsfeldes.

Nahe der Basis der mächtigen Kalkmasse läuft ein auffälliges Band von rotem, geschichtetem Kalk mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern. Reste von Ammoniten wurden gelegentlich darin beobachtet. Es konnte von der Westwand des Niederen Türispitzes bis zur Fluder verfolgt werden; hier gleicht es sich allmählich an den grauen Kalk an. In die Karte wurde das Band als Schreyeralmkalk eingetragen.

Ein Fund von Kalkalgen gestattet, das Alter des hellen, mitteltriadischen Kalkes genauer festzulegen. In Sturzblöcken vom oberen Teil der Burgleiten (oberhalb der Austria-Hütte) fand sich nach Bestimmung von Prof. Dr. J. Pia:

Physoporella pauciforata Gumb.
cf. *Diplopora uniserialis* Pia.

Erstgenannte Art ist leitend in der anisischen Stufe (genauer: vom oberen Unter- hydasp bis ins Oberillyr; vgl. Rosenberg, Triastabelle). Es folgt daraus, daß ein nicht genauer abtrennbarer Anteil des sonst als Wettersteinkalk anzusprechenden Schichtgliedes noch ins Anisische gestellt werden muß. Da aber der Name Wetterstein- kalk an ladinischen Schichten haftet, muß für den Liegendanteil der Name Steinalm- kalk angewendet werden (vgl. Rosenberg, Triastabelle); dies auch dann, wenn beide Schichten gesteinskundlich nicht getrennt werden können.

Schuppenland von Werfen—St. Martin und Mandlingzug

a) Ramsaudolomit

Zwei mächtige Züge von Ramsaudolomit sind im untersuchten Gebiet vorhanden, welche gesteinskundlich fast gleichartig sind, da sie benachbarten Bauzonen angehören.

Der Zug Raueck—Marstein—Schönbühel ist in seinen unteren Lagen grau, im oberen Teil aber rein weiß, wie bereits aus der Entfernung deutlich zu erkennen ist (Raueck). Stets aber ist das Gestein rein dolomitisch (d. h. tonfrei) und etwas kristallin (zuckerkörnig). Die beiden letztgenannten Eigenschaften zusammen mit der vorwiegend hellen Farbe ermöglichen immer eine Unterscheidung vom obertriadischen Haupt- dolomit. Am Raueck ist das Gestein gut gebankt und verwittert oft mit knolliger, gelblicher Oberfläche. Es enthält oft rundliche Quarzanreicherungen oder kleine, hübsche Bergkristalle.

Am Kulmberg (Ramsau) ist der Dolomit zwar auch hell und körnig, aber durch dynamische Einwirkung stark vergrust, wie die Geländearrisse an seiner Nordseite zeigen.

3. Karnische Stufe

In der Dachsteinmasse konnte die karnische Stufe nicht eigens ausgeschieden werden; sie ist wohl im Hauptdolomit mitenthalten. Hingegen ist sie im Schuppenland von Werfen—St. Martin wohl entwickelt.

Der Ramsaudolomit des Schönbühels (SW der Dachstein-Südwand-Hütte) ist überlagert, an seinem Ostende auch tektonisch verschuppt mit dunklem, feinschichtigem Reingrabener Schiefer (Halobien-Schiefer).

Wo der Dolomit des Kulmberges (Ramsau) im Westen unter dem diluvialen Schotter versinkt, wird er bedeckt von einer geringen Menge von schlecht aufgeschlossenem, grünlichbraunem, ziemlich grobkörnigem Lunzer Sandstein.

4. Obertrias

a) Hauptdolomit

Hauptdolomit, hier auch oft mit dem gleichwertigen Namen Dachsteindolomit bezeichnet, bedingt das steile, größtenteils von Schutt überdeckte Gelände¹ zwischen der Südwand des Dachsteins und dem vorgelagerten Zug von Hühnerkogel, Mitterstein und Scheiblingstein. Der Hauptdolomit ist gelblichgrau bis bleichgrau, ungeschichtet und stets stark zertrümmert. Darauf beruht seine grustige Verwitterung sowie seine Unfähigkeit, steilere Geländeformen zu entwickeln.

b) Dachsteinkalk

Die steilen Felswände vom Torstein über Dachstein und Dirndln bis zum Koppenkarstein bestehen aus Dachsteinkalk. Er ist in diesen Wänden in einer Gesamtmächtigkeit von 750 m aufgeschlossen (Südwand des Hohen Dachsteins) (Profil I). Dies entspricht ungefähr den Verhältnissen im Gosaukamm; hiezu kommt in beiden Fällen der über den Gipfeln seither abgetragene Anteil.

Der Dachsteinkalk ist hellgrau, oft auch graurosa. Auf dem Hohen Dachstein ist er grob gebankt durch eine Zwischenlagerung sehr dünner Tonlagen („geschichteter Dachsteinkalk“); gegen den Torstein zu geht er aber in massigen Dachstein-Riffkalk über. Der Übergang zwischen beiden Ausbildungsarten ist in den Felswänden klar erkennbar und wurde auch in der Karte durch eine Linie angedeutet.

Die Schichtenkunde des Dachsteinkalkes steht auch heute noch nicht auf besseren Grundlagen als zu den Zeiten von Mojsisovics und Bittner. Nach dem Stande unseres Wissens ist anzunehmen, daß im Bereich der Wände und Gipfel Dachsteinkalk norischen als auch rhätischen Alters vorhanden ist. Die höheren Lagen des Dachsteinkalkes sind zum Teil als Megalodontenkalk ausgebildet. Der schönste Fundort dieser Muscheln liegt am Nordfuß des nordöstlichen Dirndls. Es ist anzunehmen, daß im Gipfelbereich dieselben Arten vorkommen wie im Echerntal und bei der Wiesalpe, wo sich die folgenden Arten vorgefunden haben:

Conchodus infraliasicus Stopp., die „Dachsteinbivalve“;
Paramegalodus incisus Frech,
Dicerocardium curionii Stopp.

Die beiden erstgenannten sind auf die rhätische Stufe beschränkt, während die letztere Art auch im Norischen vorkommt. Im Echerntal ist aber außerdem *Halorella curvifrons* (Quenst.) Bittner in reichlichem Maße vorhanden (Bittner). Auch am Aufstieg zur Hunerscharte („Schladmingerplatte“) kommt sie vor. Sie gilt als ausgesprochen norische Form (Rosenberg, Triastabellen). Es scheint also mindestens für den Nordteil der Dachsteingruppe nachgewiesen, daß die (obere) norische und die rhätische Stufe in derselben Ausbildung vorliegen. Eine Übertragung auf die Gipfelregion ist durchaus natürlich; weitergehende Angaben können derzeit nicht gemacht werden.

Auch sonst sind Versteinerungen im Dachsteinkalk nicht eben selten, doch fand sich nichts Bestimmbares: Korallen (wahrscheinlich *Thecosmilia* sp.) in der Fluder, Halobien- und Arcestidenbrut sowie ein schlecht erhaltener Brachiopode in der Halde des Torbodens.

Ab und zu kommen rote Bänder im Dachsteinkalk vor; ein solches wird von dem Weg von der Austria- zur Hunerscharte benützt.

Die steilen Wände im Dachsteinkalk gehen zurück auf die zahlreichen, mehr oder weniger senkrecht stehenden Klüfte, die anlässlich der Gebirgsbewegungen entstanden sind. An ihnen findet Ablösung und Abwitterung, damit Wandbildung statt.

¹ Es wird manchmal (wenn auch nicht in der Alpenvereinskarte) als „Die Zaagen“ bezeichnet.

Jura

Plassenkalk

In gestörter Lagerung befindet sich auf dem Ramsauer Hühnerkogel ein vereinzelt kleines Vorkommen von Plassenkalk. Es ist ein feinkörniges, schneeweißes, ungebänktes Gestein, welches hier eine kleine Felswand bildet.

Die einzige Versteinerung daraus stammt nicht aus dem Anstehenden, sondern aus dem Grundkonglomerat der darüberliegenden Gosauschichten. Es ist ein etwa eigroßer Stock einer Hydrozoe, wohl *Ellipsactinia*.

Der Plassenkalk ist von oberjurassischem (tithonischem) Alter.

Kreide

Gosauschichten

Auf dem Ramsauer Hühnerkogel (nördlich der Kirche der Ramsau) liegt ein tektonisch gestörtes, von A. Meier (1936) entdecktes Vorkommen von Gosauschichten, welches trotz seiner Kleinheit eine wichtige Rolle in der Altersdeutung der Gebirgsbewegungen spielt (siehe Querschnitt). Die Gosauschichten transgredieren auf Plassenkalk wie folgt:

Grauer bis rötlichgrauer Sandstein
Grauer, dünnschichtiger, feinsandiger Mergel
Rötlicher Kalksandstein
Breccie von Plassenkalk, nur z. T. abgerollt, mit graugrünem bis rötlichem Kalksandstein als Bindemittel.

Aus den Versteinerungsfunden des Entdeckers bestimmte F. Trauth (1936):

Serpula sp.
? *Inoceramus crispus* Mant.
Lima (*Radula*) cf. *interplicosa* Stol.
Lima (*Mantellum*) cf. *coahuilensis* Böse
Pecten (*Chlamys*) sp.
Janira sexangularis d'Orb.
Janira cf. *substriato-costata* d'Orb.
Spondylus striatus Lam.
? *Unio cretaceus* Zitt.
Tapes sp.
Ampullina bulbiformis (Sow.)
Fusus torosus Zek.
? *Volutilithes acuta* (Sow.) Stol.
Pachydiscus (*Nowakites*) *linderi* Gross.
Epiaster trauthi Kühn
? *Epiaster variabilis* Kühn.

Aus diesen Bestimmungen leitet Trauth (1936) ein senonisches Alter (im weiteren Sinne, d. h. einschließlich des Coniaciums) des Vorkommens ab.

Erzvorkommen

Die Südhänge zwischen dem Hauptkamm und dem Ennstal bergen eine ganze Anzahl von Erzvorkommen, wenn auch derzeit kein einziges abgebaut wird. Diese Lagerstätten liegen teils in den paläozoischen Gesteinen des Grauwackengürtels, teils im Kalk der Trias. Die Ähnlichkeit der beiden Lagerstättengruppen in mineralogischer und chemischer Hinsicht beweisen ihre Zusammengehörigkeit und die gemeinsame Ursache ihrer Bildung. Aus diesem Grunde spricht man von der „Alpinen Vererzung“, die während der alpinen Gebirgsbildung und im Anschluß daran statthatte.

In dem hier geschilderten Abschnitt der Südhänge liegen zwei Lagerstätten. Die folgenden Einzelheiten gehen auf die Liebenswürdigkeit von Herrn Professor Dr. O. Friedrich, Leoben, zurück.

Auf dem Südwesthang des Rauchecks, zwischen den Punkten 1972 und 1518, nördlich der Blumeggkar- (Scharl-) Alm liegt ein alter, schon 1878 verlassener Schürfstollen auf Zinkspat (Galmei), wie Janisch berichtet. Im Dolomit finden sich außerdem Äderchen von Bleiglanz, etwas Schwerspat und Limonit.

Die alten Bergbaue Hierzeck (Fugger, Ehrlich) lagen auf dem Nordhang des Rettesberges, etwa dort, wo der südlich des Hofes Grundlehner in den Wald führende Weg auf der Karte gegen die Maier-Alm zu endet. Es sind dort etwa acht Stollenpingen, Reste eines kleinen Tagbaues und zahlreiche Halden vorhanden. Abgebaut wurde Arsenkies, als Begleitminerale finden sich auf den Halden Zinkspat, Kieselzinkerz, erdiger Bleiglanz, Schwefelkies, Kupferkies.

Ein weiterer, nahe gelegener Bergbau lieferte Eisenspat (Fugger), gehört also zur Gruppe der Eisenbergbaue von Filzmoos.

Wenig südlich des Kartenrandes, am Südhang des Rettesberges, liegt die Grube Meisslinger Halt, in der seit dem 16. Jahrhundert bis zum Jahre 1813 Kupfererze und Kiese abgebaut wurden. Die dazugehörige Schmelzhütte befand sich jenseits der Enns (Hießleitner).

Quartär

a) Gehängebreccie (Ramsauer Breccie)

Die Gehängerücken im Norden der Ramsau tragen Kappen von Brockenfels (Breccie), der von Böhm den Namen Ramsauer Breccie erhalten hat. Er bildete ehemals eine zusammenhängende Schutthalde, welche vom Kamm des Scheichenspitzes und des Hohen Gamsfeldspitzes ausstrahlte. Wir haben es hier mit einer fossilen Schutthalde zu tun, nach deren Verfestigung der Brockenfels zum großen Teil entfernt und die Landoberfläche durch Abtragung tiefer gelegt wurde. Lediglich auf den Rücken (Obermoos, Grubrücken, Rabenkogel, Hühnerkogel, Mitteregg) blieben die erwähnten Kappen erhalten. Die Rücken aber werden von breiten, lebendigen Schutthalden getrennt, die sich in wesentlich tieferer Lage befinden.

Eine eingehende Beschreibung des Brockenfelses verdankt man A. Böhm. Das Gestein besteht aus Bruchstücken mittlerer Größe bis zu feinem Schutt und Grus, wengleich auch metergroße Blöcke vorkommen. Die Bruchstücke sind meist eckig, nur selten kantengerundet. Wettersteinkalk herrschte als Schuttlieferer vor gegenüber dem Gutensteiner Kalk. In den tieferen Lagen findet sich auch Werfener Schiefer vor. Der Grad der Verfestigung durch kalkig-mergeliges Bindemittel ist sehr unterschiedlich, indem er von kaum verfestigtem Schutt bis zu hartem Fels von Werksteineigenschaften geht. Solches Gestein lieferte den Baustoff für die evangelische Kirche der Ramsau; der Steinbruch lag am Weg von der Austria-Hütte zum Karlbach (Trauth 1925).

Eine grobe Bankung des Brockenfelses wird hervorgerufen durch wechselnde Korngröße oder durch feingrusige bis sandige Lagen. Das Einfallen beträgt in der Nähe der Felswände etwa 30° und wird nach unten zu allmählich flacher. Von A. Meier (1930) stammt die Beobachtung, daß das Einfallen stets um einige Grade geringer ist als das der heutigen Schutthalden. Der Brockenfels ist wenige Zehner von Metern mächtig (20—30, höchstens 50 m). Ganz so wie die heutigen Schutthalden besteht er aus einzelnen Schuttkegeln, die gegen ihren Fuß zu einer zusammenhängenden Halde verschmelzen.

Westlich der Austria-Hütte ist die Platte aus Brockenfels in eine malerische Vielfalt von Zinnen, Türmen und Pfeilern aufgelöst, deren Bestand gewährleistet wird durch Deckplatten von stärker verkittetem Trümmergestein. Diesen Bildungen verdankt die Burgleiten ihren Namen. Dieser Teil der Gehängebreccie, das größte zusammenhängende Stück übrigens, reicht bis an den Fuß der Felswand. Kleinere Reste liegen bei den Brandhütten, nahe dem Pürstling und auf der Kuhpalven (nahe der Dachstein-Südwand-Hütte). Über das Alter des Brockenfelsens lassen sich nur Vermutungen anstellen. Daß er jedoch nur in einem Interglazial entstehen konnte, ist klar (Böhm).

Der Ennsschotter (siehe S. 38) erreicht zwar nicht im besprochenen Gebiet, wohl aber östlich davon beträchtliche Höhen: 1240 m am Sattelberg, 1530 m an der Kalch-

wand. Andererseits reicht die Ramsaubreccie an manchen Stellen tiefer herab: 1260 m am Obermoos (nördlich Feisterer), 1430 m auf dem Grubrücken. Zur Zeit ihrer Bildung reichte der Brockenfels zweifellos noch weit tiefer herab. Heute läßt sich das Altersverhältnis von Schotter und Brockenfels nicht unmittelbar beobachten. Wäre jedoch der hochgelegene Ennstalschotter älter, so müßten sich gelegentlich Gerölle davon im Brockenfels vorfinden. Dies ist aber bislang nicht beobachtet worden.

Allen Tatsachen gerecht wird eine Einordnung des Brockenfelses in die große Zwischeneiszeit (Mindel-Riß-Interglazial). Man befindet sich damit in Übereinstimmung mit den Deutungen vieler anderer Breccien der nördlichen Kalkalpen, besonders mit der Höttinger Breccie.

Bereits in der folgenden Eiszeit (Riß) müssen die aus den Karen des Kammes Gamsfeld—Scheichenspitze herabhängenden Gletscher an der Zerstörung der Breccie gearbeitet haben; dieser Vorgang hat sich fortgesetzt in der Würm-Eiszeit. Damals wurde die breite Fläche der Ramsau ausgetieft. An einer Stelle (im Bereich des Karlgrabens¹) ist diese Fläche etwas tiefer eingesenkt als die im Süden vorgelagerten Schotter- und Konglomeratlagen, so daß eine nachträgliche Vertiefung augenscheinlich wird. Dies umso mehr, als ja diese Austiefung seither zum Teil wieder wettgemacht wurde durch Bachaufschüttung. Es sind also wohl Würm-Moränen, die auf der Ramsauleiten (außerhalb des Bereiches der Karte) auf dem Schotter liegen, oder noch jüngere (Bühl nach Penck & Brückner).

b) Interglazialer Schotter der Enns

In den Südteil des Kartenblattes reicht der mächtige Schotter hinein, welcher die sogenannte Ramsauleiten bildet (Leithen, zwischen Schladming und der Ramsau).

Abrollungsgrad und Zusammensetzung lassen diesen Schotter unschwer als alten Ennsschotter erkennen, besteht er doch im allgemeinen aus gut gerundeten Geröllen, unter denen Quarz und kristalline Gesteine vorherrschen. In der Umgebung der Höfe Angerer und Fosensteiner liegt festes, waagrecht gebanktes Kalkkonglomerat.

Zur Zeit der Ablagerung dieser Schotter bildete das Gebiet von Vorberg (Oberlauf des Griebbaches; außerhalb der Karte) und Leithen eine Tallandschaft der Enns. Eine Flußschlinge reichte damals bis südlich des Karlwirtes, nachdem sie in langsamer Seitenabtragung den Dolomitzug Halserberg-Kulmberg durchsägte hatte. Im Bereich der Ramsau selbst fand nachträglich noch eine Ausräumung statt (siehe oben); dadurch erklärt sich, daß die Schotterbänke zwar deren Oberfläche etwas überragen, aber dennoch nicht weiter nach Norden vordringen konnten. Bei St. Rupert am Kulm versuchte sich eine ähnliche Flußschlinge an derselben Aufgabe, ohne hingegen die Durchschneidung des Mandlinger Dolomitzuges erfolgreich zu beenden.

Die Schotterlagen südlich des Karlwirtes bilden nur den obersten Teil einer Schichtfolge, welche etwa 170 m über dem Talboden der Enns beginnt. Sie besteht aus Konglomerat mit Sandlagen, welches bei 944 m S. H. ein weithinziehendes Kohlenflöz enthält². Es ist $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ m, ausnahmsweise auch 2 m mächtig und wird von Tonlagen begleitet. Die Untersuchung Schreiber's hat ergeben, daß es aus Moostorf, Schilftorf und Bruchtorf (Kiefern, Birken) entstanden ist. Darüber liegt der ins Kartenblatt hineinreichende Schotter. Im Bereich der Leithen liegt über dem Schotter die schon erwähnte Moräne.

Der Inhalt der Schladminger Torfkohle an Pollenkörnern wurde durch Firbas untersucht. Inzwischen hat die Kenntnis der quartären Pollendiagramme solche Fortschritte gemacht, daß aus dem Firbas'schen Untersuchungen wertvolle Schlüsse auf das Alter der Kohle gezogen werden können. Nach H. Gams³ umfaßt das Pollendiagramm von Schladming nur die erste Hälfte eines Interglazials oder höchstens zwei Drittel eines Interstadials. Gams möchte es vorerst durchaus offen lassen, ob es sich um die Riß-Würm-Zwischeneiszeit handelt oder um die Aurignac-Schwankung; ein Alter gleich Mindel-Riß oder jünger als Würm will er auf jeden Fall ausschließen. Er vermutet eine Gleichalterigkeit mit der Höhlenbärenschicht der Dachsteinhöhlen.

¹ Der sich in den Griesbach fortsetzt, welcher bei Pichl in die Enns mündet; die Karte des Alpenvereines weicht hier ab von der Topographischen Karte 1:25.000, Aufnahmeblatt 127/1, Süd.

² Eine Zusammenstellung des reichen Schrifttums findet sich bei F. Trauth (1925—26).

³ Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung.

Unter der Annahme eines Reiß-Würm-Alters der Torfkohle folgt für den hangenden Schotter ein wesentlich gleiches, nur wenig geringeres Alter.

Es soll hier nicht verschwiegen werden, daß im Schrifttum mancherlei Meinungen über das Alter dieses Schotters geäußert worden sind. Sie weichen nach oben und unten erheblich von der obigen Festlegung ab; es ist indes hier nicht der Ort, um diese verschiedenen Meinungen anzuführen oder gar gegeneinander abzuwägen.

Es ist nach Obigem klar, daß die Ablagerung der Schottermassen in einem bereits glazial vertieften Tal erfolgte. Die Ursache der Aufschotterung ist jedoch noch gar nicht einwandfrei erkannt. Man hat allerdings vermutet, daß die Enns durch Gletscherzungen des Bühlstadiums aus den Niederen Tauern gestaut worden sei, so daß ihr Bett immer höher und höher aufschotterte. Diese Ansicht fällt, sobald man den Schotter als zwischeneiszeitlich ansieht.

Man wird vielleicht eher an eine Ausgleichung (Nivellierung) des eisverwüsteten Flußbettes der Enns denken müssen. Es ist sicher, daß der Ennsgletscher zur Reißzeit¹ mit einer seiner Zungen² durch das Gesäuse floß (Endmoränen bei Reichraming). Es liegt daher die Vermutung nahe, daß vorübergehend während der Reiß-Schmelze eine Verstopfung des Gesäuses durch Moränen und Flußschotter statthatte und daß es diese zeitweilige Verstopfung gewesen sei, welche die Enns soweit staute, daß ihr Schotter bis in die Ramsau geschüttet wurde.

c) Jung- und nachglazialer Bachschutt und Konglomerat.

Der aus dem Edelgrieß kommende Bach hat sich auf $1\frac{1}{2}$ km seiner Länge (das ist vom Verlassen der Felsen bis unterhalb der Austria-Hütte) in ein grobes, breccienartiges Konglomerat eingeschnitten, welches beiderseits als ein schmaler Streifen bestehen geblieben ist. Dieser verfestigte Bachschutt liegt wesentlich tiefer als die Ramsauer Breccie (Burgleiten), ist also jünger (dennoch wurde er in der Karte mit denselben Zeichen angegeben). Andererseits ist er älter als die Grundmoräne des Südwandgletschers, denn am Scharfensteinerbach (am Knie oberhalb l. kt. 1154) liegt die Moräne über einem Konglomerat, das jedenfalls dem ersteren dem Alter nach entspricht.

Es ergibt sich also zwanglos, daß die beiden Konglomeratvorkommen dem ältesten Interstadial entsprechen.

Jünger als die Moräne des Südwand-Gletschers ist indes eine Schotterterrasse am oberen Teil des Scharfensteiner-Baches. Sie entstand, bevor der Bach die Moränenbildungen nahe Pkt. 1154 durchschnitten hatte.

d) Stadiale Moränen.

Die Südseite der Dachsteingruppe ist heute eisfrei bis auf den kleinen Edelgrieß-Gletscher (6 ha).

Zur ausgehenden Eiszeit jedoch lag vor den Südwänden und dem Raucheck ein breiter, wenn auch kurzer Gletscher. Seine Zunge reichte im Tal des Scharfensteinbaches bis zur Mühleben-Alm (1140 m), ohne dort einen Endwall zu hinterlassen. Die Moräne umfaßt das ganze Vorgelände des Rauchecks bis zum Schönbühel, doch gehörte zum Nährgebiet auch das ganze Vorfeld der Südwand. Es ist wohl auch der Marstein vom Eis überwältigt worden, nicht aber das Raucheck³.

Am oberen Marbach in 1450 m ist ein deutlicher Rückzugswall einer Zunge erhalten, die vom Marboden über das Garstel herunterhing. Es ist also der Marboden wie der Torboden als echtes Kar aufzufassen. Lerchet, Marboden und Hundsriese können in ihrem Verhältnis zueinander als Kartreppe bezeichnet werden. Es muß jedoch davon abgesehen werden, hier drei Rückzugphasen zu erblicken, da die Stufen dieser Treppe ja bedingt sind durch widerstandsfähigere Schichten.

Die Moräne dieses Südwand-Gletschers überlagert den verfestigten Bachschutt am Oberlauf des Scharfensteinbaches. Da dieser aber als altinterstadial angesprochen wurde, so ist die Moräne mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls als altstadial anzusehen.

¹ Übrigens wohl auch zur Würm-Zeit.

² Andere Zungen gingen über den Pyhrn und über den Buchauer Sattel.

³ Vielleicht gehören die S. 40 als Firnfeldgleitmassen angesprochenen Blockmassen auf den Marstein zum Teil ebenfalls dieser Moräne zu.

e) Die Moränen über dem interglazialen Ennsschotter

Auf dem alten Ennsschotter der Ramsau liegen wohlerhaltene Moränen, deren Stoffe zum Teil aus den Niederen Tauern herkommen. Sie sind nach Penck & Brückner aus der Zeit des Bühl-Vorstoßes, doch scheint ein etwas höheres Alter (Würm) durchaus im Bereich der Erwägung (vgl. Schleck).

Im Kartengebiet kommen solche Moränen zwar nicht vor, doch liegen in der Umgebung des Hofes Angerer (Ramsau, Nähe des Kartenrandes) bis rucksackgroße Irrblöcke, meist aus Kalk, aber auch aus kristallinen Gesteinen bestehend, welche mit den obenerwähnten Moränenwällen wohl zusammengehören. Sie zeigen, daß sich damals die Hanggletscher der Dachstein-Südseite trafen mit dem Hauptgletscher der Niederen Tauern (Sölch).

f) Die Kare der Südwände

Die Südwände der Dachsteingruppe enthalten eine lange Reihe von Karen: Windleger-Kar mit seinen beiden Ästen; die beiden wenig typischen Kare Tor- und Marboden; über letzterem die Hundsriese als höhere Stufe (siehe oben); weiters Schwadering, Edelgrieß mit dem Edelgrieß-Gletscher als höherer Karstufe; schließlich Fluder und Eiskar.

Eine Zuteilung dieser Kare zu einem bestimmten Abschnitt des eiszeitlichen Ablaufes fällt schwer, da Moränen darin fehlen (mit einer Ausnahme; siehe unten). Angelegt mögen diese Kare schon in der Eiszeit selbst sein und in allen Rückzugsstadien mag an ihnen geformt worden sein. Der Grund für das Fehlen der Moränen liegt vielleicht darin, daß die Zungen etwas über das Felsbecken herabhingen, so daß die Moränen dort abgelagert wurden, wo sie später leicht zerstört oder von Schutt überwältigt werden konnten.

Der kleine Moränenbogen im Eiskar bildet eine Ausnahme und mag seine Entstehung einem Blocksturz auf das Eis eines kleinen Gletschers im Egessen-Stadium verdanken (Vermutung von Dr. W. Senarclens-Grancy).

g) Geschichtliche Moräne

Im obersten Teil des Koppenkares, nördlich des Schmiedstockes, liegt eine bogenförmige Endmoräne, teilweise von Firn umgeben. Sie befindet sich in 2400 m Seehöhe und zeigt durch ihre Frische ihr junges Alter an (mittelalterlich oder — wahrscheinlicher — vom Vorstoß um 1850 herrührend).

h) Firngleitwälle

Im Torboden sowie im Kar zwischen Torstein und Raueck liegen Wälle und Blockanhäufungen, die durch Eisbeförderung nicht hinreichend erklärt werden. Der Wall im erstgenannten Kar liegt nicht quer zur Abflußrichtung aus dem Kar heraus, sondern gleichlaufend mit der Nordwand des Rauecks, muß daher entstanden sein durch Abgleiten von Sturzblöcken auf einem Firnfeld. Auch die großen Blöcke auf dem Marstein werden vielleicht besser durch Abgleiten auf Firn erklärt als durch Beförderung durch einen so kleinen Gletscher. Diese Firngleitwälle sind ganz jugendlichen Alters, vielleicht sogar rezent.

i) Zeitgenössischer Bergschutt

Schutthalden bilden im Bereich der südlichen Dachsteingruppe einen ganz besonders auffälligen Bestandteil der Landschaft. Dies hängt natürlich mit den steilen Felswänden zusammen, die Dutzende von Schuttströmen entsenden. Sie gehen über in den Bachschutt und -schotter, welcher die Fläche der Ramsau bedeckt. Nur an manchen Stellen ist eine Grenze angebar; anderenorts erfolgt der Übergang ganz allmählich.

j) Moosquelltuff

Nahe der Schlitzentaln überzieht eine Quelle den Boden mit Kalktuff.

Leider ist das darstellende Ringel auf der Karte um einige Millimeter nach Osten verschoben und schwarz statt blau gedruckt.

k) Torf

In der Ramsau kommen an mehreren Stellen Torfmoore vor; davon liegen im besprochenen Kartenteil: das Reiterermoos (8 ha) am Nordostfuß des Glutserberges und das Bernmoos (4 ha) nordwestlich des Kulmberges.

In beiden Fällen handelt es sich um Hochmoore mit Legföhrenbestand, an deren Rändern zuweilen noch das Niedermoor ansteht. Sie werden als Weide benützt und sind zum Teil entwässert.

Tektonik

Die im vorhergehenden Abschnitt (S. 22) gezogene Begrenzungslinie der Dachsteinmasse läßt sich nur durch einen Teil des hier besprochenen Gebietes mit derselben Deutlichkeit fortsetzen. Unbestritten bleibt dennoch ihre Bedeutung als tektonische Grenze ersten Ranges. Dies wird besonders deutlich durch Beachtung der sehr verschiedenen Ausbildungsweise der Trias beiderseits der Linie. Die Dachsteinmasse besteht nämlich aus folgendem:

Dachsteinkalk
Hauptdolomit
Wetterstein-und Steinalmkalk
Kalk und Mergel der Oberen Werfener Schichten
Werfener Schiefer.

Im Gegensatz hiezu besteht das südlicher liegende Gebiet der Schuppen von Werfen—St. Martin aus diesen Schichtgliedern:

Reingrabener Schiefer
Ramsaudolomit
Werfener Schiefer
Quarzit.

Die Verschiedenheit bei den Schichtfolgen in der Unter- und Mitteltrias beweist zur Genüge, daß sie nicht Bildungen unmittelbar benachbarter Meeresteile sind, sondern daß sie ihre heutige Nachbarschaft Schubbewegungen verdanken.

Im Windlegerkar ist die Grenzlinie zwischen der Dachsteinmasse und dem Schuppenlande aufzunehmen. Sie zieht nördlich des Rauchecks vorbei durch die Schuttlandschaft des Torbodens und Marbodens. Dem Schuppenlande ist hier die Dachsteinmasse mit ihren tiefsten Schichtgliedern aufgeschoben, nämlich mit Werfener Schiefer, Kalk der oberen Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk. Diese Schichten sind indessen nur am „Tor“ nördlich des Rauchecks und am Südfuß des Hühnerkogels vor der Südwand zu beobachten. Durch diese Gebirgsbewegungen sind sie aber in ihrer Mächtigkeit stark verringert. Die zwischenliegenden Teile werden durch breite Schutthalden verdeckt.

Darüber liegt ein fast zusammenhängender Streifen von Wettersteinkalk, der am Tor, am Hühnerkogel und Mitterstein aus demselben Grunde nur geringmächtig ist und erst im Scheiblingstein seine volle Stärke gewinnt. Zwischen den erstgenannten Vorgipfeln aber bildet er nur eine Art von Steilstufe, welche die weiten Schutthalden in einen unteren und einen oberen Teil zerlegt. Der letztere besteht aus schuttüberdeckten Schrofen aus Hauptdolomit.

Die Südgrenze der Dachsteinmasse ist die von Trauth erkannte, nach Süden gerichtete Hochgebirgsüberschiebung. Sie bildete sich erst in einem späteren Abschnitt der Entstehungsgeschichte der Kalkalpen, nämlich nach Ablagerung der Gosauschichten, also im Alttertiär (Meier-Trauth, Spengler 1943). An dieser Bewegungsfläche wurde die Masse des Dachsteins aufgeschoben auf das im Süden vorgelagerte Gebiet, welches hiebei zum „Werfen—St. Martin Schuppenland“ umgestaltet wurde. Die Schuppenbildung ist jedoch im mittleren Abschnitt der Südwände wesentlich weniger lebhaft als in dem westlich anschließenden Teil.

Im Bereich des Hohen Dachsteins und Torsteins ist die Dachsteinmasse auf den mächtigen Dolomitzug des Rauchecks und Marsteins (Profil 1) steil aufgeschoben; damit steht die erwähnte Verringerung der Schichtmächtigkeiten in Zusammenhang. In der Umgebung der Dachstein-Südwand-Hütte aber treten Verwicklungen im Bau ein, die von zweifacher Art sind, aber ursächlich zusammenhängen.

Zunächst wendet sich der Ramsaudolomitzug nach Südwesten (Schönbühel) und gewinnt einen räumlichen Abstand von den Südwänden, indem sich ein breiter Streifen von Werfener Schiefer zwischenschaltet (Kuhpalven), welcher demnach zur Dachsteinmasse zu rechnen ist. Die Hochgebirgsüberschiebung beschreibt hier einen scharfen Bogen bis zum Ende der Raucheck-Schuppe beim Gschwand. Infolge der Weichheit der darübergleitenden Werfener Schichten wurde der Reingrabener Schiefer nicht überall vom Dolomit abgeschruppt, sondern blieb erhalten, im Gschwand allerdings zum Teil als Folge von Einschuppung.

Als weitere Komplikation ist im Raume der Dachstein-Südwand-Hütte eine steilstehende, ESE streichende Verwerfung (oder wohl Blattverschiebung) vorhanden. Sie steht zweifellos in Zusammenhang mit dem erwähnten bogenartigen Umbiegen der Hochgebirgsüberschiebung. Diese Störung hat die Felsengruppe oberhalb der Hütte in den Werfener Schiefer hinein verschoben, ebenso die Gesteine der oberen Werfener Schichten, welche deren Liegendes bilden. Diese beiden Schichtglieder erscheinen also durch die Störung verdoppelt. Dasselbe gilt von dem schmalen Streifen von Wettersteinkalk, welcher die Zughalswand bildet. Steil steigt hier die Verwerfung in einem Felsenriß empor. In ihrem weiteren Verlauf schaltet sie einen Zug von Hauptdolomit in den tektonisch wiederholten Wettersteinkalk ein. Er hat östlich des Edelgrieß noch eine Fortsetzung. Auch weiterhin scheint die große Breite des Wettersteinkalkes im Kartenbild auf Zusammenstau zurückführbar zu sein.

Es ist bemerkenswert, daß diese Verwerfung annähernd dieselbe NW-Richtung hat, die bei der jungen Bruchzerstückelung des ganzen Dachsteingebirges eine große Rolle spielt. Sie ist in dieselbe Gruppe zu stellen wie die Staffelbrüche zwischen Hirlatz und Adamek-Hütte. Zum Unterschied von diesen ist sie aber durch die Abtragung bis tief hinunter zur mittleren und unteren Trias bloßgelegt.

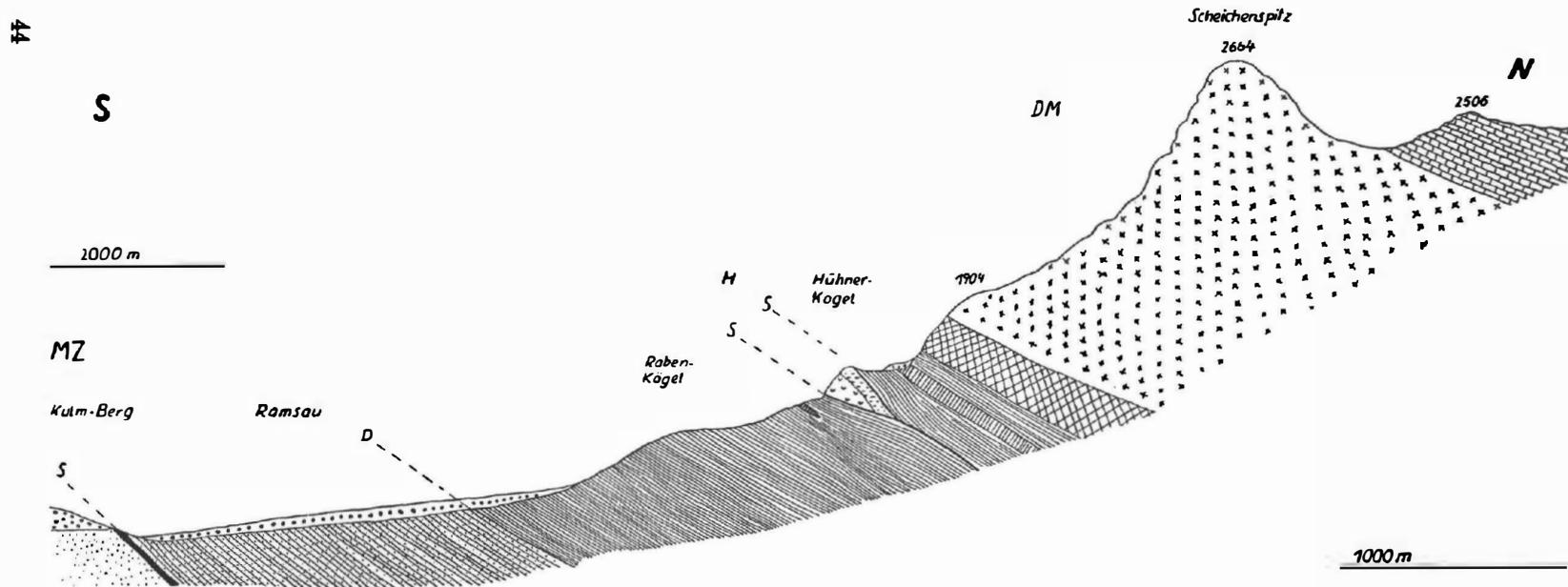
Im Kartenbild fällt auf, daß diese Verwerfung andererseits dieselbe Richtung hat wie der Hauptkamm zwischen Hohem Dachstein und Hunerscharte. Man geht gewiß nicht in der Annahme fehl, daß die geradlinige Wandflucht durch eine Verwerfung vorgebildet worden sei, der die Abtragung nachastend gefolgt sei. In gleicher Weise läßt sich die andere Hauptbruchrichtung (NE—SW) in Beziehung bringen zur Kammrichtung zwischen Kleinem und Großem Koppenkarstein. In weniger sinnfälliger Art entsprechen die Südwände vom Hohen Dachstein und Torstein dieser Richtung.

Es gilt nun, die Südgrenze der Raucheckschuppe aufzufinden. Im Liegenden des Ramsaudolomites wäre Gutensteiner Kalk und -dolomit zu erwarten. Daher ist die Liegendgrenze des Dolomites vom Schönbühel—Marstein—Raucheck als Schubfläche anzusehen. Die Raucheckschuppe endet im Westen am Sulzenhals (Schnittlauchmoosboden), wo sie von Gutensteiner Kalk und Werfener Schiefer mit Haselgebirge unterlagert wird. Es fällt nicht schwer, von hier aus den Anschluß an den Gutensteiner Kalk des Karhalses zu gewinnen; wir betrachten ihn daher lieber als Unterlage des Rettensteins und lassen es dahingestellt, ob der schmale Quarzitzug des Sollecks (nördlich Durchat) eine Schupe darstellt oder eine Einlage im Schiefer. Die Südgrenze der Raucheckschuppe aber können wir kaum anders als über die Neustatt-Alm ziehen, wo ein kleiner, nur durch Lesesteine angedeteter Schubspan von Grauwackenschiefer und -konglomerat vorhanden ist. Ob die Linie sich über den Pürstling fortsetzt (wo ein eingeschuppter Block von Ramsaudolomit eine Bewegungsfläche andeutet) ist nicht streng zu beweisen. Noch unsicherer werden die Schuppengrenzen weiter gegen Osten.

Das Gosauvorkommen am Ramsauer Hühnerkogel transgrediert auf Plassenkalk und wird von Werfener Schiefer überfahren (siehe Querschnitt, Abb. 3). Also ist hier die Begrenzung der Dachsteinmasse zu verlegen. Ob die Verbindungslinie zum Schönbühel über den Pürstling geht oder durch den schuttverhüllten Fuß der Felswände zieht, ist nicht leicht zu sagen. Erstere Verbindung ließe den Dolomitblock des Pürstling als Vertreter des Raucheckzuges erscheinen. Die zweite Art der Verbindung hingegen beläßt die Gipsvorkommen am Brandriedl, Ramsauer Hühnerkogel und Grubrücken in derselben Schuppe (so auch den Gips am Sulzenhals) und wird daher hier als wahrscheinlichere Lösung vorgeschlagen. Es gehört dann der nördliche Teil der Rabenkögel zur Hühnerkogelschuppe von Meier und Trauth; wohl ebenso auch ein Teil des Grubrückens. Wir halten diese Schuppe der Raucheckschuppe gleich. Den südlichen Teil der beiden genannten Rücken muß man dann ebenso wie Eberlehnerücken und Mitteregg zur selben tektonischen Einheit stellen wie den Quarzitzug des Brandriedls und des Durchat. Sie soll als Brandriedl-Schuppe bezeichnet werden, obwohl sie mit Spengler's Wurmegg-Schuppe wesensgleich ist.

Der kleinen Scholle von Plassenkalk am Ramsauer Hühnerkogel muß dieselbe Entstehungsgeschichte zugeschrieben werden wie dem Rettenstein. Plassenkalk gehört einer Gruppe von Gesteinen an, die man in ihrer Gesellung als „Hallstätter Gesteine“ bezeichnet. Mehrere Versuche wurden gemacht, um diese Gesteinsgesellschaft ihrer Lagerung nach zu erklären. Ihnen zufolge hat man eine Hallstätter Decke anzunehmen; deren zurückgebliebene Reste sind das erwähnte Vorkommen und weitere in der Südostecke des Kartenblattes. Diese Decke hing entweder über die Dachsteinmasse hinweg (Spengler) oder unter ihr hindurch (Kober) mit den gleichartigen Gesteinen westlich von Hallstatt zusammen. Um der Annahme weitreichender Deckenverfrachtung zu entgehen, kann man auch mit F. Trauth eine Bildung dieser Gesteine in einem eigenen „südjuvavischen“ Meeresbereich annehmen. Die kleine Hühnerkogel-Scholle soll nicht zum Anlaß genommen werden, die Frage der Hallstätter Decke aufzurollen. Dies ist von E. Spengler (1943) in klarer und übersichtlicher Weise getan worden.

Der Ramsaudolomitzug des Kulmberges mit dem kleinen anhaftenden Fleckchen von Lunzer Sandstein gehört zur südlichsten Einheit der Kalkalpen, nämlich zum Mandling-Zug, welcher mit der Grauwackenzone tektonisch verschuppt ist. Er schneidet im Bereich der Ramsau nicht nur den breiteren, nördlichen Teil des Grauwackengürtels, sondern auch das Schuppenland von Werfen—St. Martin schräg zum Streichen ab.



 Pinzgauer Phyllit

 Werfener Schiefer

 Gips

 Obere Grenzschichten der Werfener Sch.

 Gutensteiner Kalk und Dolomit

 Wettersteinkalk

 Ramsadolomit

 Lunzer Schichten

 Hauptdolomit

 Plassenkalk

 Gosauschichten

 Terrassenschotter

 Schutt

D = Diskordanz

S = Schubfläche

DM = Dachsteinmasse

H = Hühnerkogelschuppe

MZ = Mandlingzug

Abb. 3. Profil Mandlingzug-Scheichenspitze

Der Ostabschnitt der Südwände

(Tafel III)

Von O. Ganss

I. Allgemeines

Stratigraphisch und tektonisch ist der östliche Teil der im Blattgebiet gelegenen kalkalpinen Südwand eng mit dem mittleren Abschnitt verbunden. Um also Wiederholungen zu vermeiden, sei — besonders im stratigraphischen Teil — auf die Beschreibungen von Fr. Kümel verwiesen.

Gruberkar und Feistererbach begrenzen das zu beschreibende Gebiet im Westen. Die aus Dachsteinkalk gebauten massigen Gipfel des Eselstein und des Sinabel umsäumen den einprägsamen Hintergrund, wenn man durch das Tal des Feistererbaches zum Guttenberg-Haus emporsteigt. Weiter ostwärts verlieren die Gipfel an Bedeutung und damit wird das Guttenberg-Haus zur äußersten Unterkunftshütte des Dachsteingebietes. Etwas abseits vom Touristenstrom gelegen, kann man von hier aus so manche vergessene Schönheiten in den stillen Kesseln des Silberkares und des Luserbaches entdecken. Schroff brechen die Felsen der Luserwand landschaftlich äußerst wirkungsvoll, nach Süden ab. Eigenartige Reize vermittelt das weite Dolomitgebiet zwischen dem Luserbach und dem Feistererbach mit seinen übersteilen Hängen und tiefen Runsen. Eine ähnliche Dolomitlandschaft finden wir in den Formen des Sattel- und Resingberges wieder. Zwischen diesen und dem kalkalpinen Südrand verengt sich die Hochfläche der Ramsau und endet schließlich dort, wo der Resingberg mit dem kalkalpinen Südrand fast zusammenstößt.

II. Stratigraphie

A. Paläozoikum

1. Pinzgauer Phyllit (s. S. 13)

Im östlichen Teil der Ramsau dürfte unter dem Schutt nördlich des Sattelberges noch etwas Phyllit anzunehmen sein, der dann ostwärts zwischen dem Ramsaudolomit des Mandling-Zuges und den Werfener Schichten des kalkalpinen Südrandes untertaucht.

Auf der Südseite des Resingberges ist der Phyllit im Liegenden des Mandling-Zuges verbreitet. Die besten Aufschlüsse liegen im Talhang bei Innerweg. Der Steilhang des Nassach-Waldes zeigt gleichfalls Phyllit, der im Norden vom Schutt des Ramsaubaches und im Süden von den interglazialen Schottern der Enns verhüllt wird.

B. Das Mesozoikum der Dachsteineinheit

1. Untertrias

a) Werfener Schichten

Die Gesteinsausbildung ist die gleiche wie auf S. 32 beschrieben wurde. Oberhalb des Gehöftes Feisterer enthalten die graugrünen Schiefer dünne Gipslagen und vereinzelt sind auf den Schichtflächen unregelmäßige Fließspuren sowie verdrückte Steinkerne der Schnecke *Naticella (Naticaria) costata* Mstr. verbreitet.

Der Südhang des Kampspitz wird überwiegend von Werfener Schiefen aufgebaut, die, wie südöstlich des Grünriesl, völlig unter Schutt begraben sein können.

Südlich der Torbach-Klamm und beiderseits der „Weißen Kögel“ vermindert sich die Mächtigkeit der Werfener Schichten aus tektonischen Gründen. Östlich des Jagersperger wird unter der mächtigen Moränenüberlagerung eine weitere Verfolgung der Werfener Schichten unmöglich¹.

¹ Obwohl nicht mehr im Bereich des kalkalpinen Südrandes gelegen, so seien hier dennoch die Werfener Schichten des Hölftales erwähnt. Diese kleinen, tektonisch an Klüften und Ruschel-

2. Mitteltrias

a) Gutensteiner Kalk und Dolomit

Bereits aus größerer Entfernung sind die dunklen, schroffenbildenden Kalke und Dolomite am Fuße des Kampspitz augenfällig. Die nur einige 10 m mächtigen Kalke gehen allmählich in dunkle Dolomite über, deren Mächtigkeit im östlichsten Teil bis auf 250 m anschwillt.

Am Fuß des Grünriesl fehlen die Gutensteiner Schichten. Sie sind hier vielleicht durch tektonische Bewegungen unterdrückt worden, und der Wettersteinkalk steht mit Werfener Schichten offenbar in unmittelbarem Kontakt. — Fossilien wurden nicht gefunden.

b) Reiflinger Kalk

Zwischen dem Grünriesl und dem Luserbach sind innerhalb des Gutensteiner Dolomits an vier Stellen geringmächtige linsenartige Körper von Hornsteinkalken verbreitet. Die Kalke sind meist gebankt und die Kieselsäure ist in knolligen Konkretionen zusammengeballt. Die Farbe der als Reiflinger Kalke bezeichneten Gesteine ist grau, doch sind auch rötliche Farbtöne verbreitet. Ähnliche Kalklinsen sind auch in den östlichen Wänden der Torbach-Klamm an der Basis des Wettersteinkalkes schön aufgeschlossen, während sie auf der gegenüberliegenden Seite der Klamm fehlen. Die fast senkrecht aufgerichteten Hornsteinkalke stehen dem umgebenden Wettersteinkalk völlig fremdartig gegenüber. Die Kontaktflächen sind durch Bewegungen aufgelockert und wahrscheinlich ist der Hornsteinkalk als tektonischer Körper dem Wettersteinkalk eingeschuppt worden. Eine ähnliche Deutung möchte ich auch für die beiden Hornsteinkalklinsen beiderseits des Langtales annehmen.

c) Wettersteinkalk

Der hellgraue, massige oder dickgebankte Kalk tritt in der Landschaft immer als felsbildendes Element hervor. Seine Mächtigkeit wird im östlichen Teil immer geringer und beträgt dann nur noch 100—200 m.

Fossilien wurden nicht gefunden.

Das rote Kalkband an der Basis des Wettersteinkalkes (Schreyeralm-Kalk) ist nur mehr auf der Westseite des Kampspitz schwach angedeutet. Der zum Guttenberg-Haus führende Weg quert die rote Basis des Wettersteinkalkes, der den Südrand des Feister-Tiefkars begrenzt.

d) Ramsaudolomit

Weißer, feinkristalliner Dolomit, im Aussehen völlig dem Ramsaudolomit des Mandlingzuges gleichend, steht inmitten des Wettersteinkalkes auf der Höhe westlich der Torbach-Klamm an. Das kleine Vorkommen liegt am Weg, der von der Silberkar-Hütte über die Torwand führt und beim Reitbauer die Hochfläche der Ramsau erreicht.

3. Obertrias

a) Lunzer Schichten

Gesteine der karnischen Stufe konnten im südöstlichen Raum des Dachsteingebietes nicht kartiert werden. Der Wettersteinkalk wird unmittelbar von Hauptdolomit überlagert, der sich petrographisch nicht gliedern läßt. Immerhin ist es möglich, daß der tiefere Teil des Hauptdolomits als Äquivalent des karnischen Niveaus angesprochen werden kann. Schließlich wäre auch noch zu erwägen, ob in der karnischen Stufe in diesem Raum nicht die Sedimentation unterblieben ist.

zonen hervorgepreßten Vorkommen von rötlichen Werfener Schiefen sind in ihrer Struktur völlig verändert worden. Das Gestein hat eine Art von Metamorphose erfahren, die ihm ein phylitisches Aussehen aufgeprägt hat. Außerdem ist das Gestein völlig regellos verdrückt und zerfällt beim Anschlagen an zahllosen, äußerlich oft kaum erkennbaren Harnischflächen.

b) Hauptdolomit¹

Der graue, beim Anschlagen bituminös riechende Dolomit ist durch seine strukturelle Veranlagung tektonisch immer stark verdrückt und damit den Einflüssen der Verwitterung leichter zugänglich. Die breite Hauptdolomitzone östlich des Koppenkarsteins streicht über das Koppen-Kar und das Landfried-Tal und verengt sich beim Guttenberg-Haus, um dann zwischen Kampspitz und der Luserwand das weite, von Runsen durchzogene Bergland zu durchziehen. Reichlicherer Latschenbewuchs und Rasenbildung geben diesem Gestein einen auffälligen floristischen Überzug. Östlich des Luserbaches ist die Mächtigkeit des Hauptdolomits wiederum auf etwa 250 m reduziert.

Organische Einschlüsse wurden nicht erkannt.

Eine besonders auffällige, tektonische Zerrüttung hat den Hauptdolomit des Kampspitz und des Grünriessl erfaßt. Der Dolomit ist stellenweise zu einer Breccie zerbrochen, deren eckige Bruchstücke in einer neugebildeten Kalzitmasse schwimmen. Die Bildung dieser Breccie kann durch örtlich ausgelöste tektonische Spannungen erklärt werden. Zum Teil ist auch noch der Wettersteinkalk von dieser Zertrümmerung ergriffen worden.

c) Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk erreicht nur mehr in den Luserwänden und südlich davon den eigentlichen kalkalpinen Südrand, während Eselstein, Sinabel und Wasenspitz mehr den landschaftlichen Hintergrund umrahmen. Der hellgraue Kalk ist grob gebankt und dann felsbildend. Östlich des Hölltals ist eine zuckerkörnige Ausbildung häufiger. Gleichzeitig tritt eine unregelmäßig verteilte Rotfärbung in zarten Tönen auf, die an den Hallstätter Faziesbereich erinnert.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk ist in diesem Gebiet ziemlich scharf und der Übergang aus der dolomitischen in die kalkige Sedimentation erfolgt innerhalb weniger Schichtbänke.

Eigentliche Fossilfundpunkte fehlen dem Dachsteinkalk. Nur die Querschnitte der weit verbreiteten, dickschaligen Megalodonten sind auf den Schichtflächen nicht selten zu beobachten. Megalodon lebte gesellig und bildete in den Kalkschlammgründen Kolonien von oft einigen Metern Ausdehnung. Die Muschelansiedlungen beschränken sich fast immer nur auf eine Kalkbank, während die darunter und darüberliegenden Bänke fossilieer sind. Durch die im Dachsteinkalk wechselnden Lebensbedingungen, die sich in der rhythmischen Bankung ausprägen, war die Lebensdauer einer Megalodon-Kolonie zeitlich begrenzt. Neben der „Dachsteinbivalve“ (wie die Megalodonten auch bezeichnet werden) sind auch die verästelten, fingerdicken Stöcke der Koralle *Thecosmilia clathrata* als weiße Querschnitte im grauen Kalk nicht selten.

Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes nimmt in südöstlicher Richtung ab. Aus der Überlagerung durch Juragesteine auf dem Plateau der Luserwand ergibt sich eine Gesteinsmächtigkeit von 200—300 m.

4. Jura

a) Radiolarit

Der einzige Rest von Juragesteinen liegt in 2100—2130 m auf der flach nordfallenden Hochfläche der Luserwand. Unter Ausfall der liassischen Hirlatzkalke oder Fleckenmergel liegen unmittelbar auf dem Dachsteinkalk die dünngebankten Kieselgesteine.

¹ Chemisch besteht der Hauptdolomit aus einem Gemenge von Calcium- und Magnesiumkarbonat. Die Analysen mehrerer österreichischer Vorkommen ergaben im Durchschnitt:

CaCO ₃	=	56.00%
MgCO ₃	=	39.00%
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃	=	3.80%
Organische Substanzen	=	1.20%
S	etwa	1.00%

Die geringmächtige Gesteinsdecke ist völlig in kleinstückigen Hornsteingrus verwittert. Infolgedessen ist auch der ursprüngliche Transgressionsverband zum Dachsteinkalk nicht mehr zu erkennen. Für die Rekonstruktion der mitteljurassischen Transgressionsfläche ist dieses Radiolaritvorkommen sehr wichtig¹.

C. Die Trias und Gosau der Kalchwandschuppe (Schuppen von Werfen—St. Martin)

1. Hallstätter Kalk

Die Felsen der Kalchwand bestehen aus einem grauen bis gelben Kalk mit glattem Bruch. Schichtung wurde nicht beobachtet. Das zähe Gestein ähnelt den norischen Hallstätter Kalken der Plassenscholle. Altersmäßig dürfte es dem Dachsteinkalk entsprechen. Fossilien wurden nicht gefunden.

Die größte Scholle dieses Hallstätter Kalkes ist die Kalchwand. Zwei weitere kleine Schollen liegen zwischen Kalchsachen und Kamp-Riesen. Beiderseits des Kesselnrinn wurden die östlichsten Schollen dieses interessanten Zuges kartiert.

2. Gosau

Ähnlich dem Vorkommen am Ramsauer Hühnerkogel (S. 36) wurden auch im Mittelteil der Kalchwand Gosauschichten nachgewiesen. Es fand sich ein grauer bis rötlichgrauer, kalkhaltiger und feinkörniger Sandstein, der auf der geologischen Karte nicht dargestellt wurde. Der Sandstein ist tektonisch stark verdrückt und in Rissen und Spalten des Hallstätter Kalkes verknüpfet. Das ursprüngliche Lagerungsverhältnis kann aus dem kleinen, jedoch wichtigen Vorkommen unter den beobachteten Aufschlußverhältnissen nicht mehr herausgelassen werden. Fossilien scheinen diesen Gosauschichten zu fehlen.

D. Das Mesozoikum des Mandlingzuges

1. Untertrias

a) Werfener Schichten

Im Gegensatz zu der mächtigen Folge am kalkalpinen Südrand, sind die an der Basis des Mandlingzuges (Südseite des Sattel- und Resingberges) erschlossenen Werfener Schichten nur von geringer Mächtigkeit. Fazial gehören sie einer quarziti-schen Entwicklung an, bei der grünliche Farben vorherrschen. Fossilien wurden bisher nicht bekannt.

Bemerkenswert ist, daß die Werfener Schichten des Mandlingzuges infolge der starken Gleitbewegungen eine leichte Metamorphose erlitten haben. Auf den Schichtflächen zeigt sich ein deutlicher Seidenglanz, der auf Mineralneubildungen (Serizit u. ä.) zurückzuführen ist.

2. Mitteltrias

a) Gutensteiner Kalk

Der Sattel- und Resingberg wurden in tiefer Schlucht vom Ramsaubach durchsägt. Bevor der Bach diese Schlucht verläßt, erodiert er in gut gebankten grauen Kalken, die nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern erreichen. Auf der rechten Talseite werden die mittelsteil nordwärts fallenden Kalke von einigen Metern Werfener Quarziten und schließlich von Phylliten unterlagert. Auch westlich von Innerweg liegen im Hangenden

¹ Nach Winkler-Hermaden (1950, S. 264 u. Abb. 5 auf S. 259) liegen die Radiolarite auf sekundärer Lagerstätte „schon tief unter ihrer ursprünglichen Bildungstätte“. In den kurz gefaßten Erläuterungen möchte ich mich mit dem von Winkler-Hermaden angeschnittenen Fragenkomplex nicht auseinandersetzen, möchte aber eine primäre Mächtigkeitsabnahme des Dachsteinkalkes weiterhin vertreten. Bei den von Winkler-Hermaden geforderten Erosionsbeträgen, wäre der Radiolarit abtransportiert worden, mindestens aber mit anderen Gesteinen intensiver vermischt worden. Die Abb. 5 ist ein zu hypothetisches Schema.

der Werfener Schichten die gleichen gebankten nordfallenden Kalke, die als Gutensteiner Kalke auf der Karte eingetragen wurden. Auf der Südseite des Resingberges und beiderseits des Luserbaches lassen sich die gleichen Kalke verfolgen. Sie sind jedoch aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen und sind an Blattverschiebungen in den hangenden Ramsaudolomit geraten. Am östlichen Talhang des Luserbaches tritt eine wohl tektonisch verursachte Verdoppelung des Kalkzuges auf. Fossilien wurden nicht beobachtet.

b) Ramsaudolomit (Dolomitmylonit) des Mandlingzuges

Der bereits S. 34 beschriebene Dolomit ist fast immer von weißer Farbe und zuckerkörniger Struktur. Durch besonders intensive Druckbeanspruchung, die der Mandlingzug erlitten hat, ist der Dolomit völlig zermahlen und der ganze Zug kann als ein riesiger Mylonit angesprochen werden. Dieses feinbrecciöse Gefüge verhärtete nach der Hauptbewegung wieder. An jüngeren Bewegungsflächen wurde das Gestein erneut zerstückelt und so sehen wir, wie der Mylonit von glatten, oft spiegelnden Harnischen durchschnitten wird. Das feingrusige Verwitterungsprodukt des Ramsaudolomits bestimmt den morphologischen Charakter des Sattel- und Resingberges. Nördlich des Letzteren greift der Dolomit auf den Hang bei den „Weißen Kögeln“ über, wo er mit den Werfener Schichten des kalkalpinen Südrandes in tektonischem Verband steht.

Eine Schichtung oder Bankung fehlt dem Ramsaudolomit völlig und wenn sie auch vorhanden gewesen wäre, so hätte die starke Durchbewegung alle Spuren verwischt. Aus diesem Grunde und infolge der starken Dolomitisierung kann mit Fossilfunden nicht gerechnet werden.

3. Obertrias

a) Hallstätter Kalk

In 1200—1500 m steht auf der Südseite des Resingberges inmitten des Ramsaudolomits eine Linse von grauem Kalk mit kristallinem Gefüge an. Dieses Gestein ähnelt durchaus den Hallstätter Kalken. Obwohl keinerlei Fossilspuren gefunden wurden, möchte ich den Kalk für obertriadisch halten. Ein Vergleich dieser Scholle mit dem Gestein der Kalchwand ist naheliegend.

b) Dachsteinkalk

In den „Weißen Kögeln“ wird der Ramsaudolomit von einem grauweißen, klüftigen Kalk überlagert, den ich als Dachsteinkalk ansprechen möchte. Zu dem unterlagernden Dolomit steht der Kalk in stratigraphischem Verband. Danach müßte der Ramsaudolomit auch noch einen Teil des Hauptdolomits vertreten, gleichfalls müßte die karnische Stufe mitenthalten sein.

Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes in den „Weißen Kögeln“ beträgt etwa 50 bis 100 m. Ein Fossilinhalt wurde nicht bekannt.

4. Jura

a) Hornsteinkalke

Über dem Dachsteinkalk der „Weißen Kögel“ liegen bei der Höhe 1236 graue, dünnbankige Hornsteinkalke, die vermutlich dem Lias oder Dogger entsprechen. Mit diesen kieselsäurereichen Gesteinen schließt die stratigraphische Folge des Mandlingzuges ab.

5. Tertiär

a) Augensteine

Die bis auf den kalkalpinen Südrand übergreifenden Einzelvorkommen von Quarzgeröllen sind auf S. 68 näher behandelt.

E. Quartär

1. Interglaziale Schotter der Enns

Über die interglazialen Schotter der Enns sei auf das S. 14 und S. 38 gesagte verwiesen. Im östlichen Teil der Ramsau, auf der Südseite des Sattel- und Resingberges sind diese kleingerölligen Quarzschotter besonders verbreitet. Der Sattel auf der Nordseite des Resingberges verrät durch diese Schotter gleichfalls seine frühe Anlage. Am Sattelberg erreicht das Verbreitungsgebiet der alten Ennsschotter fast die Gipfelhöhe (1242 m) und der höchst gelegene Terrassenrest mit Geröllen von Gangquarz und kristallinen Schiefen wurde auf der Kalchwand (1484 m) entdeckt. Wenn man jüngere Schollenbewegungen für dieses Vorkommen ausschließt, so müßte das gesamte Ennstal bis zu dieser Höhe in der letzten Zwischeneiszeit aufgeschottert worden sein.

2. Stadiale Moränen

Der heutige Feisterer-, Tor- und Luserbach entspringen aus ehemaligen kesselartig gestalteten Karräumen. Die Anlage dieser Kare kann wohl in die letzte Eiszeit verlegt werden, die Ausgestaltung und treppenförmige Gliederung erfolgte jedoch während der Rückzugsstadien (Ganss, 1941).

Der untere Karraum wird durch den Mitterstein in eine östliche (das Feister-Tiefkar) und in eine westliche Hälfte gegliedert, die als „Hochofen“ auf der Karte bezeichnet ist. Die Karsohle, die noch im Feister-Tiefkar die ehemalige Form einer rückläufigen Mulde erkennen läßt, liegt im östlichen Teil bei 1850 m und im westlichen Karraum bei 1860—1880 m. Zeitlich dürfte dieses Kar während des Bühlstadiums entstanden sein.

Etwa 300 m höher folgt das nächstjüngere Stadialkar, das durch den Südsporn des Eselsteins zweigeteilt ist. Das östliche Kar hat einen Durchmesser von 400 m. Auf dem aus Hauptdolomit bestehenden Zentralbuckel steht das Guttenberg-Haus (2137 m). Das westliche Gruberkar ist etwas weiträumiger. Das Nährgebiet des Gruberkar-Gletschers war nach Süden nicht so frei gelegen wie das des Guttenberg-Haus-Gletschers. Altersmäßig kann man die beschriebenen Kare dem Gschnitz-Stadium zurechnen.

Das Tor- und Luserkar ist durch einen besonders auffälligen Kesselcharakter, verbunden mit besonderer Tieflage, gekennzeichnet. Infolge der starken Gesteinszerrüttung kann sich ein Kar tiefer in den Felsgrund einsitzen, so daß es zu abnorm tiefen Karlagen kommen kann. Das Torkar wird durch den gleichnamigen Bach entwässert, der in über 100 m tiefer Klamm die Karschwelle (Torbach-Klamm) durchbricht. Der Boden des zugehörigen Kars, in dem sich die Silberkar-Hütte befindet, ist völlig mit Schutt verhüllt. Die Felssohle muß tiefer als 1160 m liegen. Das Kar wird allseits von Felsen und Schroffen umrahmt und die nächsthöheren Firnbecken müssen etwa um 1700 m (Stangalm) gelegen sein¹. Die entsprechenden Firnbecken sind im Luserkar bei den Luser-Hütten in rund 1600 m anzunehmen. Die Gletscherzungen hingen über die Dachsteinkalkfelsen des Kesselschachen herab, an deren Fuß sich bis heute ein schön geschwungener Moränenwall erhalten hat.

Im Zusammenhang mit den besprochenen Karen soll auch das Hölltal erwähnt werden. Diese über 1 km lange westöstliche Hohlform hat in ihrem tiefsten Teil eine Breite von etwa 200 m. Die Umrahmung des Hölltals steigt bis 2100 m an und der tiefste Punkt des Rahmens liegt noch immer 130 m über dem Spiegel des kleinen Hölltalsees (1820 m). Diese gewaltige, allseits geschlossene Felswanne kann nicht durch einen Eisstrom ausgeschürft worden sein, vielmehr ist hier das stark zerrüttete Gestein durch Lösungsvorgänge weggeführt worden.

¹ Die auf der Karte eingetragenen erratischen Blöcke bei „Grubach“ sind größere Kalkgeschiebe, die vom Gletscher auf den Hauptdolomit vertragen wurden.

3. Rezenter Schutt

Schuttbildungen werden überall in weiter Verbreitung angetroffen. Mächtige Schuttströme schieben sich vom kalkalpinen Südrand nach Süden. Die heute eisfreien Kare mit ihren ursprünglich übersteilen Rändern boten der Verwitterung günstige Angriffsflächen und so sind alle Karräume mit jungen Schuttmassen erfüllt.

Die reiche Schuttbildung des Ramsaudolomits wurde bereits hervorgehoben. Auf der Karte wurden diese Schuttmassen nicht immer gekennzeichnet, da die fließende Grenze zwischen Schutt und Mylonit bei schlechten Aufschlußverhältnissen oft nicht eindeutig ist.

4. Moore

Im östlichen Teil der Ramsau (1 km nordöstlich von St. Rupert) liegt das einzige Sumpfbereich in diesem Raum. Der kleine Sumpf breitet sich innerhalb rezenter Schuttmassen aus und grenzt nur an seinem Südrand an den Fuß des Sattelberges. Es ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Wasserundurchlässigkeit an dieser Stelle durch einen phyllitischen Untergrund bedingt ist.

III. Tektonik

Im südöstlichen Teil des Dachsteingebietes lassen sich von Norden nach Süden folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

1. Die Dachsteinmasse
2. Die Hallstätter Schuppenzone der Kalchwand (Hühnerkogelschuppe)
3. Die Werfener Schichten der Brandriedel-Schuppe
4. Der Mandlingzug.

Die erstgenannten drei Einheiten streichen in westöstlicher Richtung. Sie erscheinen als morphologische Einheit der Dachsteingruppe. Als Fremdkörper streicht in Ost-nordost-Richtung der Mandlingzug heran, der im Raum der „Weißen Kögel“ an die Dachsteinmasse angeschoben ist, wobei die Zonen 2 und 3 nicht mehr erkennbar sind.

1. Die Dachsteinmasse (s. Profile I—IV auf Tafel III)

In großen Zügen ist diese mächtige Gesteinsplatte einfach gebaut. Der Kleinbau zeigt jedoch zahlreiche Modifikationen, die vom Feisterer Bach im Westen bis zum Kartenrand im Osten verfolgt werden sollen.

Im Profil des Feisterer Baches fallen die Werfener Schichten im allgemeinen mittelsteil nach Norden ein und werden gleichsinnig von Gutensteiner Dolomiten überlagert. Darüber folgt der Wettersteinkalk der Hohen Rams, der infolge seiner massigen Entwicklung keinerlei Struktur erkennen läßt. Nur eine schmale, jedoch lange Zone von Hauptdolomit in der Ostwand der Hohen Rams deutet einen Faltenbau an, dem der Wettersteinkalk seine scheinbare Mächtigkeit verdankt. Ein tektonischer Kontakt zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk ist auch im Gruberkar festzustellen. So sieht man oberhalb des Weges vom Guttenberg-Haus im Hauptdolomit einige Schollen von Wettersteinkalk schwimmen und umgekehrt stecken im Wettersteinkalk des Gruberkars Einfaltungen von Hauptdolomit. Er erstreckt sich in nordwestlicher Richtung über das Landfried-Tal und das Koppenkar in die Südflanke des Koppenkarsteins und zieht durch die Südwände des Hunerkogels, der Dirndl und des Hohen Dachsteins bis zum Torstein. Der tektonisch immer stark verdrückte Hauptdolomit läßt eine Schichtung nicht mehr erkennen und deswegen sind Faltungen oder Verwerfungen in diesem Gestein nicht nachweisbar. Mit dem überlagernden Dachsteinkalk steht der Dolomit teils in normalem stratigraphischen Verband, teils grenzen beide Gesteine an mehr oder weniger lokalen Verwerfungen messerscharf aneinander. Besonders deutlich ist eine derartige Verwerfung in der Südwand des Landfriedsteins zu erkennen sowie östlich des Landfried-Tales, wo Dolomit und Kalk scharf aneinanderstoßen. Die beiden, nicht ganz gradlinig verlaufenden Verwerfungen gehören der gewaltigen West-Ost verlaufenden Störungszone des Höltales an.

Im Profil des Kampspitz und des Sinabel wird die verhältnismäßig flach nach Nordosten fallende Folge von Werfener Schichten bis zum Hauptdolomit von einem steil nach Westen fallenden, Nordnordwest streichenden Bruch (Kampspitz-Verwerfung) betroffen, an dem der östliche Flügel gesenkt wurde. Zu diesem Bruchsystem gehört vielleicht auch der wenig bedeutende Bruch an der Westseite des Eeselstein. Parallel der Kampspitz-Verwerfung verläuft 350 m östlich ein zweiter Bruch, an dem die Masse des Grünriesl als tiefere Scholle zurückgeblieben ist.

Bereits S. 47 wurde die starke Mylonitisierung erwähnt, von der die südöstliche Masse des Kampspitz sowie das Grünriesl ergriffen wurden. Die Breccie ist ganz auffällig auf den auf der Karte eingetragenen Raum lokalisiert. Eine sinnfällige Beziehung zu der erschlossenen Tektonik scheint nicht zu bestehen. Nördlich vom Grünriesl schwimmen im Hauptdolomit zwei Schollen von Wettersteinkalk. Weiter nördlich erscheint nochmals ein schmaler Zug von Wettersteinkalk, der sich in der Karwand mit dem südlichen Hauptzug vereinigt. Dieser Zug bildet wohl eine Aufsattelung, die tektonisch stark verschliffen ist. Auch der Dachsteinkalk ist zwischen Wasenspitze und der Silberkar-Hütte teilweise von den Dolomitmassen umflossen worden, sodaß tektonische Kontakte entstanden.

Im Profil des Torbaches (s. Profil II) ist der kalkalpine Südrand stark nach Norden zurückgebogen und die Schichten stehen sogar senkrecht. Offenbar ist durch die Anschuppung des Mandlingzuges diese Rückverbiegung verursacht worden. Beginnend mit den Werfener Schichten über die Gutensteiner Kalke und Dolomite bis in den Wettersteinkalk ist die ganze Schichtfolge im Talprofil gut erschlossen. Besonders auffällig ist die Hornsteinkalkschuppe der Halswand (s. S. 46), die als tektonische Einschuppung angesehen werden muß. Für den Bewegungsmechanismus dieser Schuppe sowie derjenigen des Langtals müssen keine größeren Beträge angenommen werden, da die Hornsteinkalkfazies in nicht zu großer Entfernung im Süden zur Ablagerung gekommen sein kann. Die Einschuppung muß jünger als die Steilstellung der ganzen Schichtfolge sein. In der mächtigen Hauptdolomitmasse des Luserriedels können etwaige tektonische Komplikationen nicht erkannt werden. Der hangende Dachsteinkalk steht in normalem stratigraphischen Verband und zeigt eine ruhige Lagerung.

Im Profil des Luserbaches sind die Verhältnisse vermutlich ähnlich wie im Torbach-Profil. Infolge der starken Moränenüberlagerung und Schuttbildung zwischen dem Jagersperger und der Breiten Ries ist der Felsuntergrund stark verhüllt. Östlich des Luser-Baches steht unterhalb des Wettersteinkalkes nur Ramsaudolomit in kleinen Vorkommen unter der Moräne an und man könnte vermuten, daß hier die Mandlingtrias unmittelbar dem Wettersteinkalk aufgeschoben ist. Der Hauptdolomit ist tektonisch stark reduziert und an der östlichen Karumfassung sind Wettersteinkalk und Dachsteinkalk nur durch einen schmalen Schuttstreifen voneinander getrennt. — Der Dachsteinkalk der Luserwand fällt steil nach Süden ein und bildet den Südflügel eines breiten Gewölbes, in dessen Scheitel der Hauptdolomit des Roßfeldes zu Tage tritt. Die Dachsteinkalke des Grafenberger Miesberges fallen mittelsteil nach Nordwesten ein und begrenzen somit eindeutig das Gewölbe im Norden (s. Profil IV).

2. Die Hallstätter Schuppenzone der Kalchwand (= Hühnerkogelschuppe im mittleren Abschnitt der Südwände)

Bereits von der Ramsau aus gewahrt man die Felsen der Kalchwand, die den gleichförmigen, aus Werfener Schiefern gebauten Hang unterbrechen. Außer dem Hauptfelsen liegt eine Kalkscholle noch nordöstlich von diesem und drei weitere in östlicher Fortsetzung. Es besteht kein Zweifel darüber, daß alle diese Reste die Späne einer einzigen Schuppe sind, die durch eine südgerichtete Bewegung der Dachsteinmasse in die Werfener Schichten geraten ist. Den gleichen Überschiebungseffekt erhält man auch, wenn man sich die Dachsteinmasse als unbeweglich vorstellt und eine nordgerichtete Bewegung des Untergrundes annimmt.

Die östliche Fortsetzung der Kalchwand-Schuppe ist bis zum Torbach im Gehängeschutt verhüllt und dann vom Mandlingzug überschoben.

Für das Alter der Schuppenbildung sind die auf der Kalchwand abgelagerten Gosauschichten (s. S. 48) von besonderer Wichtigkeit. Sie beweisen das postgosauische, wahrscheinlich alttertiäre Alter dieser Einschuppung. Während der Transgression des Kreidemeeres müssen die Kalke der Kalchwand freigelegt gewesen sein und auf der unregelmäßigen Oberfläche kam es zur Ablagerung der Gosauschichten.

3. Die Werfener Schichten der Brandriedl-Schuppe

Über den Verlauf dieser Schuppe im mittleren Abschnitt der Südwälde sei auf S. 43 verwiesen. Im östlichen Teil müssen ihr jene Werfener Schichten zugezählt werden, die unterhalb der Kalchwand-Schuppe liegen. Nachdem die Werfener Schichten unter- und oberhalb der Kalchwand-Zone keinerlei Verschiedenheit aufweisen, kann auch der Betrag der Verschuppung nicht sehr groß sein.

4. Der Mandlingzug (s. Profil I—IV)

Er ist die bedeutsamste tektonische Einheit am kalkalpinen Südrand und man geht wohl nicht fehl, wenn man für diese Zone ein besonders wechselvolles Schicksal annimmt. Die Trias des Mandlingzuges gehört dem südlichsten kalkalpinen Bereich an. Der Zug streicht heute in ONO-Richtung und erreicht in der Südostecke des Blattgebietes die Dachsteinmasse. Er ist tief in die Phyllite der Grauwackenzone eingefaltet gewesen, aus der er als Härtling von der Erosion herauspräpariert wurde. Nur am Nordfuß des Kulmberges und am Südfuß des Sattel- und Resingberges ist unter den derzeitigen Aufschlußverhältnissen der Kontakt zu den paläozoischen Gesteinen zu erkennen.

Die Trias des Mandlingzuges fällt steil nach Nordnordwest ein. Das Schichtpaket ist völlig gegen Norden gekippt, so daß man gegen die Dachsteinmasse in immer jüngere Schichten gelangt. Die Anschuppung des Mandlingzuges gehört wohl zu den jüngsten tektonischen Ereignissen. Der oberste Teil des Ramsadolomits mit dem aufgelagerten Dachsteinkalk und den Jura-Hornsteinkalken ist den Werfener Schichten der Dachsteinmasse zwischen dem Torbach und dem Luserbach in steiler, nordfallender Kontaktfläche aufgeschoben. Teile des Dachsteinkalkes und der Hornsteinschichten stehen sogar mit den Gutensteiner Dolomiten im Kontakt (s. Profil III). Östlich des Luserbaches ist der Ramsadolomit offenbar direkt auf den Wettersteinkalk aufgeschoben. So verstärkt sich der Eindruck, daß die Aufschiebung des Ramsadolomits bereits auf ein Relief erfolgte, dessen Ähnlichkeit mit dem des kalkalpinen Südrandes auffällig ist.

Das Plateau und der Nordabhang

Von O. Ganss

I. Allgemeines

Das zu besprechende Gebiet wird im Norden von West nach Ost vom Gosauseen, dem Plassen und dem Hallstätter See sowie durch das Trauntal begrenzt. Die Südwestumrahmung wird durch die Linie „Vorderer und Hinterer Gosausee—Dachstein“ beschlossen. Von hier aus verläuft der Südrand des Plateaus an der Linie Koppenkarstein—Landfriedstein—Hölltal—Grafenberger Miesberg. Dieses ganze Gebiet ist eine geologische Einheit, die der Dachsteinmasse angehört. Ein einziges Gestein — der Dachsteinkalk — baut diese gewaltige Kalkplatte auf, die infolge ihrer Starrheit nur in großräumigen Verbiegungen auf die tangentialen Druckbeanspruchungen reagiert hat. Umso häufiger sind aber zahlreiche Verwerfungen, die den Charakter der ganzen Landschaft bestimmen. Den großen Verwerfungszonen verdanken die einzelnen Großschollen ihre heutige Höhenlage und damit auch ihr landschaftliches Gepräge.

Außer dem Dachsteinkalk kommt den anderen Gesteinen in der sichtbar aufgeschlossenen Architektur eine nur untergeordnete Bedeutung zu.

II. Stratigraphie, Tektonik und Morphologie

A. Trias

1. Werfener Schichten und Haselgebirge

Die an tektonischen Ruschelzonen emporgepreßten Werfener Schichten des Hölltales (Profil I) sind auf S. 45 näher beschrieben worden. Außer diesem tektonisch wichtigen Vorkommen sind Werfener Schichten im übrigen Raum nicht mehr anzutreffen.

Haselgebirge ist außer im Plassengebiet (S. 71) nur noch an einer einzigen Stelle innerhalb des Kartenblattes bekannt geworden. Am Weg von der Koppenwinkel-Alm (im Trauntal) zur Obertrauner Landfried-Alm führt der Steig oberhalb der Brunngrube über verkarsteten, mit humosem Boden bedeckten Dachsteinkalk. An einer kleinen Stelle sind am Weg schwarze und rot geflammte Tone aufgeschlossen, die durchaus mit dem Haselgebirge des Hallstätter Salzberges verglichen werden können. Ein ursprüngliches Verbandsverhältnis läßt sich angesichts der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nicht feststellen¹.

2. Hauptdolomit

Der bereits in früheren Abschnitten ausführlicher besprochene Hauptdolomit ist im Landschaftsbild der Dachsteinkalkplatte nicht von Bedeutung. Als stratigraphisch Liegendes des Dachsteinkalkes ist er jedoch von großer Wichtigkeit, da er durch sein Auftreten die Unterkante dieses mächtigen Gesteins kennzeichnet. Es ist wohl kein Zufall, wenn der Hauptdolomit nur an der Peripherie der Dachsteinkalkplatte zu Tage streicht.

Das westlichste Vorkommen von Hauptdolomit liegt am Fuße des Klauskogels, 250 m nördlich vom Westende des Vorderen Gosausees. Die Grenze gegen den Dachsteinkalk liegt bei etwa 980 m; doch ist zu berücksichtigen, daß der Kontakt durch eine kleine Verwerfung verschoben ist.

Im gesamten nördlichen Raum des Dachsteingebietes ist außer im Nordosten kein Hauptdolomit erschlossen. In dem tief eingeschnittenen Trauntal zwischen dem Saarstein und dem Rauhen Koppen liegt die Oberkante des Hauptdolomits um etwa 600 m. Die Grenze zum Dachsteinkalk verläuft etwas unregelmäßig, doch konnten größere Verwerfungen nicht festgestellt werden.

Am Weg von Obertraun zu den Dachsteineishöhlen gelangt man bei etwa 750 m an einen schmalen Ausbiß von Hauptdolomit, der bald in Dachsteinkalk übergeht. Aus dieser Beobachtung folgt, daß ein großer Teil des Hangschuttes südlich der Traun auf Hauptdolomit liegt. Auch die auffallend gleichförmige Neigung sowie die großflächige Entwicklung der Schuttkegel deuten bereits auf einen dolomitischen Untergrund.

Der Hauptdolomit auf der Südseite des Plateaus wurde bereits im östlichen Abschnitt der Südwände besprochen. Während er aber im Raum zwischen Koppenkarstein und Grafenberger Miesberg bereits als Übergangsglied zur Südrandtektonik zu bezeichnen ist und somit auch dort erwähnt wurde, gehört das Gelände der Grafenberger-Alm noch zum Plateau. Unter den hier flach gelagerten Dachsteinkalken streicht der Hauptdolomit ungestört in einem Niveau von rund 1750 m aus.

¹ Aus tektonischen Gründen muß dem Haselgebirge bei der Brunn-Grube eine ganz besondere Bedeutung beigemessen werden. Das Haselgebirge liegt hier auf dem Dachsteinkalk und man kann es — ähnlich der Plassendeckscholle — als kleinen Rest einer juvavischen Deckscholle auffassen, die von Süden über das Plateau an seinen heutigen Platz gelangte.

Eine weitere Lösung bestünde darin, das Haselgebirge mit der NW-SO verlaufenden Zerrüttungszone des Dachsteinkalkes in Zusammenhang zu bringen. Ähnlich wie im Hölltal die Werfener Schichten, könnte auch hier das Haselgebirge an tektonischen Lockerungszonen emporgepreßt worden sein. Aus regionalen Gründen scheint jedoch die erstere Deutung von größerer Wahrscheinlichkeit zu sein.

3. Dachsteinkalk

Als scheinbar gleichförmiges und doch interessantes Gestein, bestimmt der Dachsteinkalk völlig den Charakter des Dachsteingebietes. Bei schwankender Mächtigkeit erreicht er bis über 1000 m. Infolge seiner Verwitterungsbeständigkeit wird der Dachsteinkalk zum wichtigsten Element in der Landschaft.

Innerhalb der Dachsteinkalkplatte lassen sich vier Faziesbezirke unterscheiden, die ineinander übergehen. Der normale Dachsteinkalk ist grauweiß, weiß oder auch gelblich. Das Gestein ist gebankt; die Mächtigkeit der Bänke kann von einem Dezimeter bis weit über einen Meter betragen. Durch seine regelmäßige Bankung erweist sich der Dachsteinkalk als ein rhythmisches Sediment, wobei es offen ist, welchem zeitlich regulierenden Faktor diese Bewegungen zuzuschreiben sind. Die Bankungsfugen sind der Ausdruck eines immer wiederkehrenden Sedimentationswechsels. Die Bildung des Gesteins wurde von B. Sander (1936) für das Dachsteingebiet genauestens untersucht. Es zeigte sich, daß der Kalk als foraminiferenführendes Gestein in tieferem Wasser zur Ablagerung gekommen ist, während die einen höheren Tongehalt führenden Bankungsfugen im Dünnschliff Ostracoden führen, deren Hauptverbreitungsgebiet im küstennäheren Brackwasser gelegen ist. Jede Bankungsfuge drückt also eine Verflachung des Meeres aus. Stellenweise wurden einzelne Räume sogar über den Meeresspiegel gehoben und der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt. Der Kalkschlamm war bereits erhärtet und verhielt sich bereits wie ein Fels. Es begann also unter dem Einfluß der Atmosphärien die Zerstörung des Gesteins. Hauptsächlich waren es die kalklösenden Vorgänge, die das Gestein zersetzten und die Oberfläche korrodierten. Solche angelösten Schichtflächen kann man an angebrochenen Bänken öfter beobachten. Besonders schöne Aufschlüsse wurden zwischen Taubenkogel und Gjaidstein sowie am Gr. Schwarzkogel gefunden. Das Relief des korrodierten Kalksteins ist hier mit dem Terra rossa ähnlichen Rückstand ausgefüllt, den der aufgelöste Kalk zurückgelassen hat. Chemisch ist dieser Lösungsrückstand ein eisenreiches Tonerdesilikat. Dieses wurde bei der neuerlichen Überflutung durch die Strömung vertragen und in den genannten Korrosionsmulden oder sonstigen Unebenheiten bis zu einer Mächtigkeit von mehreren Zentimetern zusammengeschwemmt. Der Rotschlamm ist immer deutlich geschichtet oder gar gebändert, da die durch den Eisengehalt bedingte Färbung von gelben Farbtönen bis zum Ziegelrot alle Übergänge aufweist¹. In diese Rotablagerungen sind nicht selten kleine eckige Brocken von Dachsteinkalk eingebettet, der in keinem Fall eine Abrollung zeigte. Auffallend sind im Gjaidsteingebiet kleine Trümmer eines dunklen bituminösen Dachsteinkalkes, der im Anstehenden nicht bemerkt wurde.

In den Gebieten ihrer Hauptverbreitung ist die Rotablagerung in den Bankungsfugen — oft mit Unterbrechung — auf einige 10 m zu verfolgen; in anderen Gebieten ist sie überhaupt nur stellenweise erhalten. Im weißen oder grauen Dachsteinkalk sieht man dann einzelne scharf begrenzte, meist nur wenige Zentimeter große Zusammenschwemmungen, die als „Schwimmende Scherben“ bezeichnet wurden. Alles spricht dafür, daß der Rotschlamm durch Bodenströmungen weit vertragen wurde und zum Teil auch in Riffhöhlungen und ähnlichen Hohlräumen zum Absatz kam.

Inmitten normaler Dachsteinkalkprofile sieht man dann und wann einzelne Bänke, die bei näherem Zusehen sich als monomikte sedimentäre Breccien erweisen. Da die kleinen, eckigen Komponenten die gleiche Farbe wie das Bindemittel aufweisen, kann man nur an besonders günstig angewitterten Flächen, oder dort, wo Verwitterungslösungen färbend eingedrungen sind, die näheren Strukturverhältnisse studieren.

¹ Diese Farbabwechslungen sind vom Wassergehalt des eisenreichen Tonerdesilikates abhängig, das nach Leuchs und Udluft (Leuchs, K. u. Udluft, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen, Senckenbergiana, Bd. 8, H. 3/4, 1926, S. 174—199) bis zu 2.13% erreichen kann. Die intensivste Rotfärbung war bei geringstem Wassergehalt zu beobachten. In welcher Form das Wasser an SiO₂, Al₂O₃ und Fe₂O₃ gebunden ist, konnte nicht bestimmt werden. Mg-Gehalt und färbende rote Substanz scheinen sich auszuschließen. Diese Beobachtung konnte auch im Blattgebiet immer wieder bestätigt werden, da in den dolomitischen Dachsteinkalken nie eine Rotfärbung bemerkt wurde.

Im nordöstlichen Teil des Dachsteingebietes ist ein dolomitisches Faziesgebiet herrschend, dessen Verbreitung nur in grober Annäherung wiedergegeben werden konnte. Bezeichnend für diesen Ablagerungsbereich ist die immer wiederkehrende Wechsellagerung von Kalk mit Dolomit. In oft unregelmäßiger Folge wechseln Kalkbänke von üblichem Charakter des Dachsteinkalkes mit grauen Dolomiten ab, die dem Hauptdolomit gleichen. Weit verbreitet ist auch ein feinhrythmischer Wechsel von etwa 1 mm dünnen Kalklagen mit ebenso mächtigem Dolomit. Bei solchen Beispielen könnte man an einen jahreszeitlich beeinflussten Sedimentationsrhythmus denken. Der Kleinrhythmus schließt den Bankungsrythmus nicht aus, der sich somit als Rhythmus höherer Ordnung zu erkennen gibt.

Das Verbreitungsgebiet des mit Dolomit wechsellagernden Dachsteinkalkes liegt um den Hallstätter See, hauptsächlich gegen den Saargebiet zu, sowie im Gebiet des Hohen Koppen. Südlich des Traunflusses erstreckt sich eine bis zu 1 km breite dolomitische Zone. Gegen Westen erreicht sie mit einer Breite von 300 m das Echerntal. Es ist sehr wahrscheinlich, daß Teile dieser Dolomit-Kalk-Folge bereits dem Niveau des Hauptdolomits entsprechen, so daß dieser mit dem Dachsteinkalk normaler Fazies durch eine mächtige Übergangszone verbunden ist. 3 km südlich tritt in den Südhängen des Niederen Krippensteins bis zum Nieder-Speikberg und darüber hinaus, wieder eine schmale dolomitische Zone im Dachsteinkalk auf. Ihre Deutung erklärt sich wohl am besten durch tektonische Aufbrüche, an denen diese tieferen Schichten hochgeschleppt wurden. Vom Niederen Krippstein verbreitert sich die Dolomitzonierung in den Raum des Rumpfers und jenseits des Gjaidsteins bis an den Eissee.

In der normalen Dachsteinkalkfazies entwickelt sich besonders im Südosten (Umgebung der Grafenberger-Alm und des Grafenberger Miesberges) eine Fazies, die stellenweise mit der Hallstätter Entwicklung in größter Übereinstimmung steht. Ähnliche Anklänge bzw. Einschaltungen sind auch östlich des „Gosau-Schmied“ sowie am Nordufer des Vorderen Gosausees zu beobachten. Letzteres Vorkommen hat sogar eine Fossilinze enthalten, deren Inhalt Kittl (1916) beschrieben wurde. Am Torsteineck bei der Schneeberg-Wand ist gleichfalls ein vereinzeltes Vorkommen einer Hallstätter Einlagerung kartiert worden. Die fazialen Einschaltungen von Hallstätter Kalk zeigen immer eine petrographische Änderung gegenüber dem Normaltyp des Dachsteinkalkes. Das Gestein ist feinkristallin, zuckerkörnig-homogen, meist weiß und stellenweise unregelmäßig von fleischroten Farbtönen geflammt. Die Buntfärbung ist wolzig verteilt und gegen den weißen Kalk unscharf abgegrenzt. Eine Schichtung wird durch die Verfärbung in keinem Fall angedeutet. Die Kalke sind gebankt, jedoch nicht so augenfällig wie der normale Dachsteinkalk. Das feinkristalline Gefüge der Hallstätter Einschaltungen deutet auf eine Änderung der Bildungsbedingungen. Die chemisch-physikalischen oder biologischen Verhältnisse müssen in diesen Kalken andere gewesen sein als in der Normalfazies. Da der Hallstätter Habitus nur immer lokalisiert auftritt, müssen auch die ändernden Bedingungen lokaler Natur gewesen sein. Ob die Roteinschwemmung mit den Terra rossa-Bildungen in der Normalfazies zusammenhängt, kann nur vermutungsweise bejaht werden.

Als viertes Hauptfaziesgebiet ist der Dachsteinsriffkalk zu nennen, der bereits S. 19 ausführlich beschrieben wurde. Dieser ungeschichtete Korallenriffkalk ist auch noch nordöstlich der beiden Gosauseen verbreitet und geht dort in den normalen Dachsteinkalk über.

Eine besondere Fazies stellen die Hornsteinkalke im Gebiet der Gosauseen dar. Sie erstrecken sich vom Halskogel im Südosten bis zum Kriegsstellen-Wald im Nordwesten. Die grauen, gut gebankten Kalke sind reich an Hornsteinknauern. Bei abnehmendem Kieselsäuregehalt gehen sie in Hangenden in normalen Dachsteinkalk über. Fossilien konnten nicht nachgewiesen werden und auch die Ursachen der Kieselsäureanreicherung könnten erst durch sedimentpetrographische Untersuchungen geklärt werden.

Am Westende des Kriegsstellen-Waldes sind die Hornsteinkalke stark gefaltet und erscheinen unter den normalen Dachsteinkalk herabgebogen. An dieser Stelle ist der

Kontakt tektonischer Natur und der Nordwestflügel dieser Verwerfung ist an einer mittelsteilen, nach Nordwesten gerichteten Bewegungsbahn abgesunken.

Das Alter der Hornsteinkalke kann aus dem Lagerungsverhältnis mit einem gewissen Vorbehalt als unternorisch bezeichnet werden.

B. Jura

1. Hirlatzkalk und Fleckenmergel

Die roten Hirlatzkalke wurden von G. Geyer (1886) vom Hirlatz (3 km südwestlich von Hallstatt) eingehend beschrieben. Die besonders an Brachiopoden reiche Fossilfundstelle liegt bei der gleichnamigen Alm in Spalten des Dachsteinkalkes. Die kartographische Verfolgung der Liasablagerungen ließ immer wieder ihr spaltenförmiges Vorkommen erkennen (nähere Einzelheiten bei Hlauschek [1922] und Ganss [1938]). — Die Spalten liegen in Nordwest-Südost-Richtung, ihre Breite schwankt von einigen Dezimetern bis zu 10 m. Die größte Tiefe wurde in den Wänden des Ochsenkogels und des Langtalkogels beobachtet. Der Bildungsgang dieser Liaskalke, die sich auf einen Raum von etwa 20 km² verteilen, sei kurz skizziert: Die Ablagerung des Dachsteinkalkes wurde am Ende des Rhät durch eine Regression des Meeres unterbrochen und das Gebiet wurde im unteren Unterlias trockengelegt. Während einer antiklinalen Aufwölbung des Dachsteingebietes zerriß die Dachsteinkalkplatte und die nachfolgende Karstverwitterung erweiterte die Zugspalten und löste Teile des obersten Dachsteinkalkes auf. Aus dem Lösungsrückstand bildete sich Terra rossa, der das Liasgestein seine rote Farbe verdankt. Während der Transgression des oberen Unterlias versank die Dachsteininsel; ihren antiklinalen Charakter bewahrte sie jedoch auch im submarinen Zustand, wie aus der Verteilung der Fazies hervorgeht. Bereits auf der Südseite des Echerntales liegen über dem Dachsteinkalk Liasfleckenmergel. Diese grauen Mergel sind die Ablagerungen eines tieferen Meeres. Die einzigen häufigeren Fossilreste sind Nadeln von Kieselschwämmen sowie seltene Ammoniten, deren Alter auf oberen Unterlias weist. Meist nicht deutbare organische Überreste verursachen im Gestein kleine dunkle Flecken, die den Namen gegeben haben. In anderen Gebieten konnte nachgewiesen werden, daß es offenbar chitinöse Wurmröhren waren, deren Bewohner in diesen Schlammgründen ein günstiges Lebensmilieu gefunden haben. Der Wurmbau setzte sich aus kleinen ringförmigen Segmenten zusammen, deren Höhe und Durchmesser etwa 1 cm betragen haben. Nach dem Tode des Tieres fielen die Wurmröhren auseinander und die einzelnen Bauteile wurden verschwemmt und im Sediment verdrückt, um schließlich als schwer bestimmbare Reste fossil zu werden.

Für das Gebiet des heutigen Plassen müssen wir also eine ruhige Schlicksedimentation annehmen, deren toniges Material von Norden eingeschwemmt wurde. Südlich davon kam es in seichterem Wasser zur Bildung des roten organogenen Hirlatz-Kalkes. Auf dem felsigen, zerrissenen Untergrund des Dachsteinkalkes gediehen üppige Wälder von Seelilien, deren Zerfallsprodukte im roten Kalk häufig sind. Daneben lebten besonders häufig Brachiopoden, kleine Schnecken, Muscheln und auch Ammoniten. Die Fauna ist zum Teil kleinwüchsig und die Lebensbedingungen mußten nicht gerade günstig gewesen sein. Zeitweilig, vielleicht bei Sturmkatastrophen, wurde der durch Terra rossa verfärbte Schlamm zusammengefeht und mit den Tiergehäusen in den Klüften und Spalten abgesetzt.

Eine flächenhafte Verbreitung hat der Hirlatzkalk nur im Umkreis des Ursprungkogels, wo das rote Sediment einem karrenartig zerfressenen Relief von Dachsteinkalk aufliegt. Diese Lagerungsform trifft man auch am Weg „Hallstatt—Simony-Hütte“ zwischen dem Waldbach-Ursprung und „Im Schnecken“ an. Östlich der Linie Hallstätter See—Hallstätter Gletscher scheint der Lias nicht zur Ablagerung gekommen zu sein.

Eine Sonderstellung nehmen die bisher fossilfreien Fleckenmergel nördlich des Hinteren Gosausees ein. Sie sind allseits von Schutt umgeben und nur östlich des Punktes 1420 ist das Lagerungsverhältnis zum Dachsteinkalk zu sehen. Letzterer liegt hier über den Mergeln, die an einer Stelle sogar in den Dachsteinkalk hereingepreßt zu sein scheinen. Danach sind diese Fleckenmergel als ein tektonisches Fenster anzusehen (Tafel II, Profil 2). — Ähnlich stark verdrückte Gesteine stehen unter schlechten Aufschlußverhältnissen auch in der Störungszone des Langtales an. Die Fleckenmergelzone Langtal—Hinterer Gosausee ist auf Grund ihrer Lagerung das stratigraphisch Hangende einer Schuppe des kalkalpinen Südrandes.

2. Klauskalk und Radiolarit

Zwischen dem Lias und den zu besprechenden Doggergesteinen liegt eine Ablagerungslücke. Den mittleren Jura vertreten zwei faziell verschiedene Gesteine. Der Klauskalk (s. Spengler 1918, S. 323—326) ist ein massiger, ungeschichteter roter Kalk, der sich durch seine dunklere Farbe und die schwarzen Manganflecken oder Rinden vom Hirlatzkalk unterscheidet. Die Vorkommen sind räumlich sehr beschränkt und gruppieren sich hauptsächlich um das „Klausloch“, aus dem eine reiche Fauna beschrieben wurde. Das östlichste Vorkommen ist am Franz-Josef-Reitweg bei „Hohe Düren“ erschlossen, wo die Doggerkalke gleichfalls einer verkarsteten Oberfläche des Dachsteinkalkes aufliegen. Im Westen erstreckt sich das Verbreitungsgebiet der Klauskalke bis an den Schachen-Kogel (Umgebung des Schnittler-Mooses). Aus dem Brieltal (=Katzenhofgraben der topogr. Karte) ist das bekannteste Doggervorkommen mit Ammoniten der *Macrocephalus*-Stufe zu erwähnen (Spengler 1918, S. 326—327).

Der Radiolarit ist in kleinen Einzelvorkommen verbreitet und durch seinen kantigen, grusigen Verwitterungsschutt leicht zu erkennen. Das Kieselsäuresediment knirscht beim Auftreten und verrät sich sofort jedem Bergwanderer. Die Mächtigkeit des Radiolarits war nie bedeutend und dank seiner schweren Löslichkeit im Wasser bleibt der Verwitterungsgrus an geschützten Stellen konserviert. In frischem Zustand ist das Gestein ein rotbrauner oder grünlicher, dünngebankter Hornstein, der an zahlreichen, senkrecht zur Schichtung stehenden Rissen zerfällt, so daß es schwer fällt gute Handstücke zu schlagen.

Im Dünnschliff sieht man eine amorphe Kieselsäuremasse, in der zahlreiche Skelette von Radiolarien schwimmen. Dieser Radiolarienschlick deutet immerhin auf ein tieferes Meerwasser, das jedoch keine ausgesprochene Tiefsee gewesen sein muß.

Die größten Verbreitungsgebiete des Radiolarits liegen im Gebiet des Plassen. Besonders schöne Aufschlüsse trifft man auf der Westseite des Hühnerkogels an. Im zentralen Dachsteinstock ist die Radiolaritdecke noch an folgenden Stellen erhalten: Niederer und Hoher Grünberg, Grubalm, Westfuß des Bärwurzkogels und Südseite der Hoßwand-Scharte. Kleiner, stark verwitterter Schutt von Radiolarit liegt auch noch der Plateaufläche des Taubenkogels auf. Das Vorkommen wurde auf der Karte infolge der starken Verwitterung nicht eingetragen. Für die Rekonstruktion der prädoggerischen Landoberfläche ist dieses Relikt jedoch sehr wichtig.

Das große Plateaugebiet „Am Stein“ ist frei von Juraablagerungen und erst auf der nach Süden geneigten Hochfläche der Luserwand liegt das südöstlichste Radiolaritvorkommen.

C. Gosau

Auf der Hochfläche des Niederen Kreuzes liegen an zwei Stellen konkordant über dem Dachsteinkalk dünnplattige, gelbe, feinkörnige und etwas eisenschüssige Sandsteine. Sie sind hauptsächlich aus Quarzkörnchen und Glimmer zusammengesetzt. Das Bindemittel ist kalkig. Die Korngröße der Quarzgeröllchen überschreitet selten 1 mm. Gegen die Basis wird der Sandstein ungeschichtet und geht in ein geringmächtiges Basalkonglomerat über, dessen Bestandteile nur aus aufgearbeitetem Dachsteinkalk bestehen. — Der Sandstein des Niederen Kreuzes zerfällt bei der Verwitterung zu kleinen eckigen Scherben, die bereits E. Sueß erwähnt, ohne dem Sandstein eine

nähere Deutung zu geben. Der Vergleich mit den basalen „Mittleren Gosauschichten“ im südöstlichen Becken von Gosau sowie mit den Gosauresten am Hühnerkogel und der Kalchwand zeigt eine derartige Übereinstimmung, daß man auch für diese hochgelegenen Reste ein gosauisches Alter annehmen kann. — Ein ähnlicher kleiner Sandsteinrest wurde auch durch das Abschmelzen des Schladminger-Gletschers freigelegt. Das gelbbraune Gestein liegt in unregelmäßiger Form dem Dachsteinkalk auf und füllt vermutlich ein prägosauisches Karrenrelief aus. Dieses unauffällige Vorkommen ist am Weg „Guttenberg-Haus—Gjaidstein-Sattel“ erschlossen.

In diesem Zusammenhang seien auch die Konglomerate des „Hohen Trog“ und des Niederen Gjaidsteins genannt. Diese meist groben Kalkkonglomerate enthalten kein exotisches Material, bestehen also nur aus aufgearbeitetem Dachsteinkalk. Damit ähneln sie den Basalbildungen der Gosau am Niederen Kreuz. — Das Vorkommen am Hohen Trog ist schlecht erschlossen, da das Konglomerat oberflächlich in einzelne Blöcke zerfallen ist. Vom Niederen Gjaidstein sind zwei Konglomeratvorkommen zu erwähnen. Das eine liegt nördlich des Gjaid-Kars bei Punkt 2399. Auch dieses Konglomerat ist infolge der Verwitterung in seine über kopfgroßen Komponenten auseinandergefallen und nur stellenweise ist der ursprüngliche Verband noch zu erkennen. Günstiger sind die Aufschlußverhältnisse im Sattel zwischen dem Hohen und Niederen Gjaidstein. Oberhalb der Südostwand des Niederen Gjaidsteins ist das Konglomeratprofil in einer Mächtigkeit von über 3 m erschlossen. Neben kopfgroßen Geröllen kommen auch größere Blöcke vor. In dieses grobe Konglomerat sind vereinzelt etwa dezimeterdicke Lagen eines horizontalgelagerten, feinkörnigen Sediments zwischengeschaltet, das aus feinem Kalkgrus oder Kalkschlammdetritus besteht. Die Schichtung dieses Konglomerats nimmt von Süden gegen Norden zu.

Auffallend ist die vergleichsweise ähnliche Lage der Konglomerate am Hohen Trog und am Sattel zwischen den beiden Gjaidsteinen. Beide Konglomerate liegen am Fuß eines südlichen Steilrandes. Südlich vom Hohen Trog erhebt sich der Hohe Ochsenkogel und südlich vom Gjaidstein-Sattel der Gipfel des Hohen Gjaidsteins. Wenn man die Konglomerate als Strandwall vor dieser alten Steilküste auffaßt, dann erklärt sich auch die mit zunehmender Entfernung immer deutlicher werdende Schichtung.

A. Winkler (1950) unternimmt den Versuch, den Konglomeraten am Niederen Gjaidstein ein pliozänes bis altdiluviales Alter zu geben, wobei er die Gerölle für den Schutt eines Wildbaches halten möchte. Winkler erwähnt nicht die Konglomerate am Hohen Trog sowie die Basalkonglomerate des Niederen Kreuzes. Es ist unwahrscheinlich, daß in einem jüngeren Konglomerat am Gjaidstein keine aufgearbeiteten Augensteine zu finden wären, die gerade hier auch flächenhaft verbreitet sind und in einem jüngeren Konglomerat unbedingt vertreten sein müßten. Im Pliozän dürfte außerdem die Dachsteinkalkplatte unseres Gebietes bereits an zahlreichen Verwerfungen zerbrochen gewesen sein und so wird die Entwicklung eines Wildbaches auch unter diesen Gesichtspunkten schwer vorstellbar.

D. Tertiär

1. Tertiäre Landoberflächen

Bereits aus der Topographie der Dachsteinkalkplatte lassen sich wesentliche Züge herauslesen, die einiges über das Werden der heutigen Landschaft verraten. Hauptsächlich zwei Richtungen, eine NW-SO und eine NO-SW verlaufende, zerteilen die Kalkplatte in ein Schollenmosaik, dem das Dachsteingebiet letzten Endes seine landschaftlichen Reize verdankt. An diesen Linien ist die alte vortektonische tertiäre Hügellandschaft zerstückelt worden und nur auf den höchsten Plateauflächen, die über der diluvialen Eisgrenze gelegen waren, hat sich der ursprüngliche Landschaftscharakter erhalten. In den Höhen von über 2300 m nimmt auch die Intensität des Verkarstungsphänomens ab und so wird auch dieser Zerstörungsfaktor auf ein Minimum gemindert.

Die Beziehungen zwischen den Verwerfungen und den Resten der alten Landoberflächen wurden an anderer Stelle (Ganss, 1939) ausführlicher beschrieben.

In der folgenden Zusammenstellung sollen die wichtigsten Flächen von Westen nach Osten genannt werden: Die Gipffläche des Langtal-Kogels (2044 m) dacht gegen Südosten ab und die Scholle ist offenbar an ihrer Nordwestwand gehoben und damit etwas gekippt worden. Die nächsten Flächen verteilen sich auf 5 Schollen mit den wichtigsten Punkten: 1. Grünkogel, 2. Gamskogel—Niederer Grünberg, 3. Hoher Grünberg, 4. Weittal-Gschlößl, 5. Hohe Hoßwand. Jede dieser Schollen bricht nach Nordosten mit steiler Wand ab und fällt nach Südwesten ein. An den Nordostwänden sind die Schollen zerbrochen und nach Süden gekippt worden (antithetische Bewegungen). Auch die alten Landoberflächen, deren Anlage sich auf den Grünbergen durch die Juraauflagerung als mesozoisch erweist, sind von diesen Bewegungen erfaßt worden. Die südlichste Landoberfläche auf der Schreiberwand ist von den antithetischen Bewegungen unberührt geblieben. Dagegen wurde die Scholle der Schreiberwand gegenüber ihrer Umgebung horstartig herausgehoben, so daß sich in den grabenartigen Flanken einerseits der Schneeloch-Gletscher und andererseits, wenigstens zum Teil, der Gosau-Gletscher günstig entwickeln konnten.

Die Zone vom Niederen Ochsenkogel (2210 m) bis zum Niederen Kreuz (2654 m) ist von den Kippbewegungen gleichfalls unberührt geblieben. Die Landoberfläche steigt hier von Norden nach Süden um etwa 450 m an, wobei auch Verwerfungen an diesem Relief in geringem Maße mitbeteiligt sind.

Die unversehrteste und einheitlichste alte Landoberfläche ist zwischen dem Hohen Gjaidstein (2792 m) und dem Taubenkogel (2301 m) erhalten geblieben. Allseits von hohen, etwas unregelmäßig verlaufenden Brüchen umgeben, ist diese Scholle gegenüber ihrer Umgebung durch eine besondere Hochlage ausgezeichnet. Auch hier liegt ein Reliefunterschied von 490 m vor, der etwa demjenigen zwischen Niederm Ochsenkogel und Niederm Kreuz entspricht.

Östlich der Gjaidsteinmasse breitet sich das Plateau „Am Stein“ aus, das sich von einer Durchschnittshöhe von 2000 m im Westen, allmählich auf 1800 m im Osten abdacht. An seiner nördlichen Umrahmung wird das Plateau vom Hohen Krippstein, Däumelkogel, Speikberg und Hirschberg um einige 10 m überragt und die Gipfflächen dieser Berge können auch wieder als alte Landoberflächen angesprochen werden. Den Südrand des Plateaus umrahmt ein ähnlicher Gipfelkranz mit alten Landoberflächen, die noch am Sinabel und besonders am Roßfeld erhalten sind. Grafenberger Miesberg und Luserwand sind die Schenkel einer Dachsteinkalkantiklinale, die etwas gegen Süden überkippt ist. Im Scheitel dieser Antiklinale ist, wie bereits früher erwähnt wurde, der geringmächtige Dachsteinkalk erodiert und der Hauptdolomitkern freigelegt worden. Auf diesem erodierten Scheitel (näheres s. S. 52) sind Augensteinkonglomerate verbreitet, deren Lagerung ich als primär ansehen möchte. Der Dachsteinkalk der Luserwand (2138 m) ist in ursprünglicher Mächtigkeit erhalten, da er noch den aufgelagerten, durch Verwitterung allerdings stark vergrusteten Radiolarit trägt¹. Damit ergibt sich im Bereich des Roßfeldes, von der Jurabasis der Luserwand bis zu den Konglomeraten des Roßfeldes, der geringe Erosionsbetrag von etwa 100 m. Auch auf der Landoberfläche des Taubenkogels kann infolge der zwar stark vergrusteten Radiolaritauflagerung, von einer bedeutenderen Abtragung des Dachsteinkalkes abgesehen werden. Roßfeld und Taubenkogel—Gjaidstein sind die einzigen Flächen, auf denen der Dachsteinkalk von Radiolariten und Augensteinen überlagert wird. Trotz ihrer verschiedenen Höhenlage möchte ich die Flächen für gleichaltrig ansehen und genetisch gleichsetzen. Ähnlichen Alters müssen auch die Flächen des Grün- und Ochsenkogels sein, nur daß in diesem Raum des Dachsteingebietes die Augensteine fehlen.

¹ A. Winkler (1950) nimmt an, daß der Radiolarit ursprünglich auf einer um viele hunderte von Metern höheren Dachsteinkalkfläche aufgelegt war. Nach Abtragung dieses Dachsteinkalkes bis zu der heute sichtbaren, nach Winkler pliozänen Einebnungsfläche, wäre der Radiolaritgrus sekundär angereichert worden. Die Augensteine des Roßbodens sind nach Winkler als Spaltenfüllungen aufzufassen. Der hypothetische Charakter der Winkler'schen Annahme wurde auf S. 48 hervorgehoben.

2. Bruchtektonik¹ (Taf. I)

Beseits im Abschnitt über die alten Landoberflächen mußten einige Verwerfungen erwähnt werden, da eine Darstellung dieser konservierten Hügellandschaft ohne eine Erwähnung der zahlreichen Brüche nicht möglich ist. Aus der tektonischen Entwicklungsgeschichte des Dachsteinmassivs ergibt sich für die Hauptbewegungen ein vorgosauisches Alter und es ist fast unwahrscheinlich, daß es während dieser Bewegungsphasen nicht auch zu einer Bruchtektonik in der starren Dachsteinkalkplatte gekommen wäre. Die heute auffälligen Verwerfungen scheinen alle jünger zu sein als die Bildung der tertiären Landoberfläche, für die man mit größter Wahrscheinlichkeit ein miozänes oder pliozänes Alter annehmen kann. Es ist wohl nicht zu verneinen, daß ein Teil dieser jugendlichen Verwerfungen bereits während der älteren Gebirgsbildungsphasen angelegt wurde.

Trotz der starken Zerstückelung der Dachsteinmasse halten sich die Sprunghöhen aller Verwerfungen innerhalb gewisser Grenzen. Wenn wir in Betracht ziehen, daß der Spiegel des Hallstätter Sees bei rund 500 m noch im Niveau des Dachsteinkalkes gelegen ist und die höchsten Gipfel gegen 3000 m erreichen, so muß die Gesamtmächtigkeit der Triaskalkplatte bis zu 3000 m betragen. Die Wandbildungen innerhalb der Dachsteinmasse erreichen 200—300 m; das sind auf die Gesamtmächtigkeit der triadischen Kalkplatte bezogen höchstens 10%.

Die wichtigste Störungslinie im westlichen Teil des Dachsteinmassivs ist die Verwerfung des Langtals. Sie erstreckt sich vom Hinteren Gosausee in nordöstlicher Richtung über die Kogelgasse und das Langtal bis zur Radltal-Alm, wo sie abzuklingen scheint. Die Langtal-Verwerfung hat den Charakter einer Ruschelzone, an der das Gestein stark mylonitisiert und damit die Veranlassung zu der breiten Auswitterung („Gassen“-Bildung) gegeben wurde. Bereits früher wurde die Bedeutung der Liasfleckenmergel hervorgehoben, die an dieser Zone hervorgepreßt wurden. — Westliche Parallelstörungen sind die Nordwestwand des Angerkogels und vielleicht auch der Südosthang des Kleinen Schwarzkogels sowie die nördlichen Abbrüche des Großen Schwarzkogels mit der Fortsetzung in der Langwand (Breiningtal). Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch die Südostwände des Plankensteinplateaus diesem Störungssystem angehören.

Bis an den Talrand von Gosau fallen noch einige Verwerfungen auf, wie z. B. die bereits erwähnte Störung des Kriegsstellen-Waldes und die Störungen des Rabensteig- und Ebenkogel-Waldes, die bereits zu den Randverwerfungen des Gosauseckens gehören. Morphologisch sehr hervortretend ist die NW-SO-Störung, die vom Langtal bis zum Gosauseck streicht und die Seekarwand sowie die Nordostwände des Modersecks und des Rabenstein-Waldes bedingt hat.

Östlich der Langtal-Verwerfung ist an einem NO-SW-Bruch der Langtalkogel gehoben worden. Eine anhaltende Verwerfungsstruktur mit abgesenktem Nordwestflügel wird durch die Wände des Grünbergkogels, der Hohen Hoßwand sowie des

¹ Um die schöne Felszeichnung der Dachsteinkarte nicht zu sehr zu stören, wurde nur ein kleiner Teil der im Dachsteinkalk des Plateaus auftretenden Brüche in der Karte mit roten Linien bezeichnet. Nicht nur die kleinen Brüche wurden weggelassen, sondern auch viele große wurden nicht mit roten Linien versehen, wie z. B. derjenige, welcher die NW-Wand des Gams- und Grünkogels verursacht, oder die SO-NW streichenden Brüche, welche die Kippschollen nordwestlich der Ochsenkögel trennen. — Es muß hier ein Irrtum von E. Seefeldner (1952, S. 187, Z. 2—7 von oben) berichtigt werden, den das Fehlen der Bruchsignatur auf der Dachsteinkarte bereits zu einer in seinem Sinne gelegenen Umdeutung veranlaßt hat. Soweit ich Seefeldner zu verstehen glaube, möchte er bald jede Bruchtektonik im kalkalpinen Bereich anzweifeln und auf diese Weise eine tektonische Beeinflussung seiner Flächensysteme ausschließen. Wie Seefeldner die Morphologie zwischen Grünkogel und Hoßwand ohne tektonische Zuhilfenahme erklären möchte, ist wohl für die meisten alpinen Geologen unverständlich. Zu welchen Amplituden sich die zahlreichen Verwerfungen innerhalb des zentralen Dachsteinstockes summieren, geht daraus hervor, daß im Raum des Ursprung-Kogels die Trias-Lias-Grenze bei etwa 1200 m gelegen ist, während kaum 8 km südlich der Dachsteinkalk die 3000 m Grenze erreicht.

Gams- und Grünkogels angezeigt. Ihre Fortsetzung gegen den Hallstätter See scheint in der Hirlatzwand zu liegen.

Eine kleine Parallelverwerfung erstreckt sich von der Grub-Alm bis zur Tropfwand. An dieser Verwerfung ist am Fuße der Dachsteinkalkwand ein kleines Radiolaritvorkommen eingepreßt. Im Zusammenhang mit den Fleckenmergeln der Langtal-Zone könnte man an eine tektonische Einpressung von unten denken. Der Radiolarit kann aber auch als Hangendes der südöstlichen Scholle aufgefaßt werden, das von der Masse des Ursprungkogels an steiler Bewegungsfläche eingeklemmt wurde.

Die nächstöstliche Parallelverwerfung zieht durch die NW-Wände der Ochsenkögel.

An den beiden letztgenannten, 2 km voneinander entfernten Verwerfungen haben sich die bereits erwähnten antithetischen Bewegungen abgelöst. An der Stirnseite der nördlichsten Verwerfungstreppe (Martinswand) und dem Hirlatz ist im Raum der Tiergarten-Hütte die Scholle des Hochdürren grabenartig zurückgeblieben. Die besonders auffällige Kluftzone der „Herrengasse“ gehört gleichfalls dieser Scholle an. Man könnte geneigt sein, die depressive Lage auf die Tätigkeit des eiszeitlichen Hallstätter Gletschers zurückzuführen, der über die Wies-Alm und das Dürrenbachtal zum Hallstättersee abgeflossen ist. Die Überlagerung des Dachsteinkalkes durch Lias- und Doggergesteine beweist aber auch in der Scholle des Hochdürren die geringe Abtragung. Die Tiefenzone, die sich nach Nordwesten zum Ursprungkogel fortsetzt, muß also auf tektonische Ursachen zurückzuführen sein.

Die höchsten Schollen, die sich um den Hallstätter Gletscher gruppieren, sind im Osten die Masse des Gjaidstein—Taubenkogels und im Westen die Zone vom Ochsenkogel bis zum Niederen Kreuz. Der dazwischenliegende Hallstätter Gletscher erfüllt eine Senkungszone, deren Anlage zum Teil tektonisch ist. Inwieweit die Gipfelzone des Hohen Dachsteins (2993 m) mit seinen Trabanten durch Schollenbewegungen prädestiniert war, kann man infolge der Vergletscherung nicht genauer erkennen. Brüche sind immer wieder anzutreffen und jede Scharte ist tektonischer Veranlagung. Welche Bedeutung aber jedem Bruch tatsächlich zukommt, kann nur aus günstigsten Aufschlußverhältnissen abgelesen werden.

Nördlich der Simonyhütte zieht in WNW-Richtung zum Wildkar eine Kluft, die sich in dem Felsengebiet gut verfolgen läßt. Ein Bewegungssinn konnte an dieser Kluft nicht erkannt werden. Eine ähnliche Störungszone verläuft von der Zirmgrube über die Seichenklamm zum Tiefkar.

Östlich der horstartig gehobenen Scholle des Gjaidstein—Taubenkogels weitet sich das Plateau „Am Stein“. Auch hier gibt es „Gräben“ und „Gassen“, die ausgewitterte Störungszone verraten und die heute häufig mit Moränenmaterial erfüllt sind. Hier haben Lösungsvorgänge oft tektonische Linien deutlich gemacht, die sonst schwer erkennbar wären. Im Kartenbild ist besonders die NO—SW-Kluftrichtung zwischen dem Krippenstein und dem Zunderinnkopf klar herausgearbeitet, so daß sich die geologische Hervorhebung erübrigt. Einer größeren Verwerfung entspricht die NW-Wand des Hohen Krippensteins. Auch das Gebiet im Umkreis der Eishöhlen ist stark gestört. Die Wände des Mittagkogels sind durch N-S-Verwerfungen vorgezeichnet und beim Abstieg durch den „Däumelgraben“ zur Eishöhlenhütte ist das Gestein an einer NNW-Störung stark mylonitisiert.

Die mit Moräne erfüllten Depressionen des Tiefkars, der Gjaid-Alm und der Hirzkar-Alm, setzen sich vom Fuße des Niederen Krippensteins weiter nach OSO fort. Offenbar scheint an dieser Linie die Zone des Niederen Krippensteins und des Zunderinnkopfes hochgekippt zu sein.

Die wichtigste Verwerfung am Südrand des Plateaus, die Hölletal-Störung, wurde bereits im Zusammenhang mit den Werfener Schichten erwähnt. Diese fast 500 m breite Zone hat einen westöstlichen Verlauf. Die gesamte Trias wurde weitgehend zerrüttet und so wurde den unter Druck stehenden plastischen Schieferen das Empordringen ermöglicht. Jenseits des Landfriedtales verliert sich diese Störung im Hauptdolomit. Die Kluftzone zwischen dem Gjaidstein und dem „Kratzer“ wird auf S. 63 in anderem Zusammenhang nochmals erwähnt.

Das Trauntal und der Hallstätter See sind vermutlich gleichfalls durch eine Bruch- oder Zerrüttungs-Zone vorgezeichnet gewesen. Die Gletschererosion und die lösende Wirkung der Schmelzwässer haben diese Zone derart gestaltet, daß von der ursprünglichen tektonischen Anlage nichts mehr zu erkennen ist.

3. Bohnerzlager

Etwa gleichaltrig, aber immerhin jünger als die Augensteinschotter des Gjadstein-Taubenkogels sind die Bohnerzvorkommen, die auf dieser besterhaltenen Landoberfläche das Ende des Tertiärs sowie das Diluvium überdauert haben. Wie in anderen Kalkgebieten, so hat sich auch hier unter dem Einfluß des tertiären Klimas aus dem Verwitterungsrückstand des Dachsteinkalkes in geringen Mengen Bohnerz (Brauneisenerz) gebildet. Diese kleinen, schokoladebraunen oft glänzenden Konkretionen liegen nesterweise verstreut, ohne eine größere Bedeutung zu erlangen. In diesen dünn-gestreuten Bohnerzlagern finden sich vereinzelt kleine $\frac{1}{2}$ bis 1 cm große Limonitwürfel, die Pseudomorphosen nach Pyrit darstellen. Ähnliche Brauneisensteinpseudomorphosen sind auch aus der Dachstein-Mammuthöhle bekannt geworden.

4. Aragonit

An einzelnen Klüften beobachtet man dann und wann Gangfüllungen aus einem hellen, durchscheinenden Aragonit mit langen, bis fingerdicken Kristallen, die jedoch bereits die Spaltbarkeit des Kalzits angenommen haben. Das größte Aragonitvorkommen ist westlich des Niederen Gjadsteins erschlossen. Der Aragonit ist hier nicht nur als Spaltenfüllung verbreitet, sondern auch als ausgedehnte Sinterdecke, die wohl auf thermalen Absatz deutet. Die Spalte steht vielleicht mit der morphologisch nicht hervortretenden, jedoch scharf den Dachsteinkalk zerschneidenden Kluft in ursächlichem Zusammenhang, die sich bis über den „Kratzer“ verfolgen läßt.

In dem Aragonitsinter des Niederen Gjadsteins wurden einige Augensteingeröllchen aufgefunden, die von diesem pliozänen Sinter umschlossen wurden.

Weitere Aragonitvorkommen wurden zwischen der Wies-Alm und dem Laubeckkogel, zwischen der Zirmgrube und dem Kreidgraben sowie in der Ostwand des Niederen Kreuzes festgestellt.

E. Quartär

Während der diluvialen Hauptvereisungen war wohl das ganze Dachsteingebiet von Firn und Eis bedeckt. Moränen aus dem älteren Diluvium sind jedoch nicht erhalten geblieben.

1. Interglaziale Deltaablagerungen des Echerntales

Südlich von Hallstatt sind am rechten Talrand des Echerntales unter Schutt und Würmmoränen kreuzgeschichtete Kalkgerölle und Kalkgrus erhalten, die der Rest eines zwischeneiszeitlichen Schwemmkegels sein können, der in den Hallstätter See vorgeschüttet wurde. Das heutige Talbodenniveau liegt bedeutend tiefer.

2. Moränen des Würm und der Rückzugsstadien

Die periphersten und damit ältesten Moränenreste der Würm-Vergletscherung liegen südlich von Hallstatt und bei der Koppenwinkel-Alm im Trauntal. Die Moränen setzen sich überall in der Hauptsache aus Dachsteinkalkgeschieben wechselnder Größe zusammen, die in einer feingrusigen oder kreidig-schlammigen Grundmasse stecken. Letztere ist bei der Koppenwinkel-Alm als reine Gletscherkreide ausgebildet. Auch in den Moränen beim Vorderen Gosausee kommt Gletscherkreide vor.

Die Moränen um den zentralen Teil des Dachsteinmassivs gehören zweifellos alle in die Rückzugsstadien des Würm. Leider lassen sie sich zeitlich nicht gliedern, da ihre Ablagerungen nur dort angehäuft wurden, wo geeignete Hohlformen vorhanden waren.

Diese waren teils tektonischen Ursprungs, teils glazialer Entstehung. Die Ablagerung der Moränen ist häufig vom Gesteinsstreichen abhängig. Besonders beim Aufstieg von der Tiergartenhütte zur Simonyhütte sieht man, wie vor den Schichtköpfen der nach SW einfallenden Dachsteinkalkbänke Moränenmaterial liegengelassen ist. Auch am Plateau „Am Stein“ kann man immer wieder die gleiche Erscheinung beobachten.

Der Hallstätter Gletscher hat sich ursprünglich vor dem Kleinen Laubekogel geteilt und der linke Eisstrom ist gegen die Tiergartenhütte und das Echerntal abgeflossen, während der rechte Strom die Gjaid-Alm und das Tiefkar erreicht und vielleicht als Hängegletscher den Kessel der Hirschau erfüllt hat. — Die wohlausgeprägten Moränen bei der Simonyhütte entsprechen möglicherweise dem Stand von 1850 und in historischer Zeit war vielleicht auch noch das Gjaidkar mit Eis erfüllt.

Die wenigsten Moränen hat der Schneeloch-Gletscher abgelagert und der Raum gegen den Grünbergkogel zu, ist völlig reingefegt.

Vor der Stirn des Gosaugletschers laufen prächtige Endmoränenwälle von der Schneebergwand und der Schreiberwand spitz aufeinander zu. Diese mit scharfem Grat erhaltenen Moränen gehören vielleicht auch dem Vorstoß von 1850 an.

Der Schladminger Gletscher ist heute nur noch ein kleines Relikt des großen Plateaugletschers, der im Westen vom Gjaidstein—Taubenkogel und im Norden vom Felswall des Krippensteins bis zum Zunderinnkopf begrenzt war. Im Raum zwischen dem Sonntagkar und der Gjaid-Alm waren der Hallstätter Gletscher und der Plateaugletscher zeitweilig miteinander verbunden. Der Plateaugletscher muß nicht nur aus dem Kar des Schladminger Gletschers, sondern auch aus dem Koppenkar und dem Landfriedtal einen beträchtlichen Zustrom an Eismassen erhalten haben. Während des Würmglazials wird der Plateaugletscher auch nach Süden abgeflossen sein; in der Zeit der Rückzugstadien wurden die Miesberge jedoch nicht mehr vom Eis überwältigt und der Gletscher bewegte sich in seiner Gesamtheit gegen die Tiefenzone der Grafenberger-Alm.

Heute befinden sich alle Dachsteingletscher in starkem Rückgang und man kann nur hoffen, daß die Gletscher, denen die landschaftliche Schönheit des Dachsteingebirges zu verdanken ist, wenigstens in ihrem jetzigen Umfang erhalten bleiben mögen.

3. Rezenter Schutt und Bergsturztrümmer

Schuttbildung ist am Fuße der Dachsteinkalkwände weit verbreitet. Die größten Schuttkegel liegen beiderseits des Traunflusses und im Echerntal. Auch das Tal zwischen den beiden Gosauseen ist stark verschüttet. Ebenso ist Schuttbildung an den tektonischen Zerrüttungszonen wie Langtal, Grub-Alm, Brunngrube u. v. a. häufig.

Bergsturztrümmer sind im Echerntal und am Hang vor dem Schafeckkogel nicht selten. Die Schutthalden der Schreiberwand, der Hoßwand und zahlreicher anderer Wände sind oft Trümmerlabyrinth. Besonders die Westwand des Taubenkogels ist einem raschen Zerfall ausgesetzt. Die Dachsteinkalkplatte des letzteren ist an zahlreichen Brüchen zerrüttet, an denen der Berg seinem Zerfall entgegengeht. Dabei mußte es auch zu erdbebenartigen Erscheinungen kommen, denn westlich von Punkt 2398 klafft eine tiefe scharfe, mehrere 10 m lange und bis über 1 m breite Spalte, die wohl während einer stärkeren Erschütterung aufgerissen ist.

4. Talauen und Schwemmkegel

Die einzigen Talauen und Schwemmkegel breiten sich im Echerntal und im Traun- tal aus. Von größerer wirtschaftlicher Bedeutung ist die weite Talaue der Traun. Zu Beginn des Postglazials war der Talboden der Traun bis an die Koppenwinkel-Alm Seeboden und auch das Echerntal war mit einer Seebucht erfüllt. Durch das Vorschieben der Schwemmkegel hat der See allmählich den heutigen Zustand erreicht.

Hochkarst und Höhlenbildung im Dachstein

Von O. Schaubberger

Auf der 574 km² umfassenden Gesamtfläche der Dachsteingruppe¹ (wovon die Karte nur 307 km² darstellt), werden 313 km² vom Dachstein-Platten- und Riffkalk eingenommen. Das bedeutet, daß eine annähernd ebenso große, nahezu geschlossene Fläche — rund 54% der Gesamtfläche — oberirdisch abflußlos und dadurch als Karstlandschaft gekennzeichnet ist. Die Wasserlöslichkeit des Kalkes und seine tiefreichende Zerklüftung bilden die Voraussetzung für die Entwicklung des Hochkarstes, der sich (nach Rathjens) in zwei Stockwerke gliedert. Im unteren herrschen Dolinen vor, im oberen Karrenfelder mit Rillen- und Kluftkarren.

Zufolge der überwiegend flachen Lagerung ist die „Karrige Plattenlandschaft“ (Lehmann) zwischen 1700 m und 2100 m weit verbreitet, insbesondere auf der Hochfläche „Am Stein“ und am Westplateau (Hochalmplattert). Darunter reicht die Dolinenlandschaft bei entsprechend flachem Gelände bis auf 1400 m, also noch erheblich unter die Waldgrenze hinab. Gebietsweise entfallen 40—50 Dolinen auf 1 km², mit Tiefen bis zu 20 m.

Die langgestreckten Karstwannen, welche den Poljen des küstenländischen Karstes entsprechen, ohne ihre Größe zu erreichen, sind am Koppenstock (der schon außerhalb des Kartenblattes liegt) häufiger als anderswo. Durch Residua der Kalkauflösung und ehemaligen Jurabedeckung ist ihr Boden zuweilen so weit abgedichtet, daß sich darauf kleine Gebirgsseen (Meeraugen) zu halten vermögen, die aber ausnahmslos unterirdisch abfließen. Eine der eindrucksvollsten dieser Hohlformen ist das 1,3 km lange und nur 200 m breite, jedoch nahezu 300 m tiefe Höllkar (oder Hölltal) nächst dem Südrand der Hochfläche „Am Stein“.

Gewissermaßen die Verbindung zwischen dem Oberflächenkarst und dem unterirdischen Karst bilden die Naturschächte (Grundlöcher). Sie treten in der Regel an den Kreuzungspunkten von Spalten auf, können aber auch wie ein glattwandiges Rohr das anscheinend fugenlose Gestein durchsetzen. Nicht selten öffnen sie sich am Grund von Dolinen und bleiben dann ganzjährig mit Schnee oder Eis erfüllt. Die Verbindung mit einem Höhlensystem macht sich durch lebhaften Kaltluftaustritt und Nebelbildung an der Schachtmündung bemerkbar (Windlöcher).

Über die Verteilung und Tiefe der Schächte des Dachsteingebietes ist noch wenig bekannt. Lediglich vom „Zaglauer Loch“ (nördlich des Großen Schwarzkogl) weiß man, daß es ohne Absetzen bis auf 100 m Tiefe hinabreicht.

Für die Entwicklung der Höhlen waren außer den im Dachsteinkalk besonders wegsamen Schichtfugen die sich gitterartig überschneidenden Kluftsysteme raum- und richtunggebend, wobei die Hauptrichtungen: NW-SO bis NNW-SSO (herzynisch) und SW-NO (karpathisch), die auch im Oberflächenrelief deutlich hervortreten², bevorzugt erscheinen.

Bis Ende 1953 waren im Dachstein rund 130 Höhlen (ohne Schächte und Halbhöhlen) bekannt. Wenn auch mit Neuentdeckungen in allen Teilen des Gebirges noch gerechnet werden kann, ist eine Anhäufung der Höhlenvorkommen im nordöstlichen Sektor schon jetzt unverkennbar³.

¹ Mit der Begrenzung: Gosautal—Hallstättersee—Koppentraun—Ödenseer Traun—Riedlbach—Salza (Paß Stein)—Gröbmingbach—Enns—Ramsaubach—Schildehenbach—Warme Mandling—Neubach—Weißbach—Elendbach—Rußbach—Paß Geschütt—Gosautal.

² Eine der bemerkenswertesten Bruchspalten mit herzynischem Streichen ist jene, welche sich vom Hohen Trog (2354 m) auf 9 km Länge bis gegen die Waasenspitze (2254 m) verfolgen läßt. Sie quert die alte Rumpffläche des Nd. Gjaidstein und ist hier in einer Breite bis zu 28 m mit Augensteinen von Nuß- bis Brotlaibgröße gefüllt.

³ Auffallend ist auch die auf den östlichen Teil der Dachsteinhochfläche beschränkte, ungefähr von der Linie: Karlseisfeld—Taubenkar—Seichenklamm—Bloßkogel—Schafeokalm begrenzte oberirdische Verbreitung der Augensteinvorkommen. Ein Zusammenhang mit den

In der Verteilung der Höhlen nach ihrer Höhenlage ist eine deutliche Bevorzugung der Region zwischen 1500 m und 2000 m Meereshöhe mit einem Schwerpunkt zwischen 1500 m und 1700 m vorhanden. Diese Höhenlage entspricht der „Gotzenfläche“ (Seefeldner) und dem obersten Talboden; das heißt, der Höhlenbildungsprozeß muß zur Zeit, als diese Flächensysteme mit der Erosionsbasis noch in organischer Verbindung standen, seinen Höhepunkt erreicht haben. Über 2300 m werden keine Höhlen mehr angetroffen. In dieser Höhe liegt also die oberste Grenze der Höhlenbildung — oder vielleicht richtiger, der Höhlenerhaltung.

Nur 10% aller Höhlen sind heute noch dauernd oder zeitweilig aktiv an der unterirdischen Entwässerung des Gebirgsstockes beteiligt. Alle übrigen Höhlen liegen bereits so hoch über der heutigen Erosionsbasis, daß nur mehr unbedeutende Sickerwässer durch sie ihren Weg nehmen.

Gegenwärtig kennt man aus dem ganzen Dachsteingebiet nur 10 permanente Eishöhlen, von denen keine unter 1400 m liegt. Das zeigt, daß die physikalischen Bedingungen für die ganzjährige Erhaltung von Höhleneis relativ selten erfüllt werden.

Unter den 130 Höhlen des Dachsteingebietes können nach der Größeneinteilung¹ des österreichischen Höhlenkatasters derzeit nur sechs als Großhöhlen und eine als Riesenhöhle angesprochen werden. Es folgen ihre Namen und wichtigsten Daten:

Name der Höhle (Lage)	Ein- gangs- höhe(n) Meeres- höhe	Die Höhle verläuft in einer absoluten Meereshöhe zwischen	(Runde) Summe aller Ganglängen Meter	Haupt- richtung(en) der Höhlengänge	Art der Höhle (Erforschungsjahr)
Koppenbrüllerhöhle (Koppental b. Obertraun)	565	540—600	750	SW—NO S—N	aktive Wassersch. (1869 durch Fr. Simony)
Ob. Brandgrabenhöhle (Echerntal)	713	700— 760	900	NW—SO WNW—OSO	zeitweilig akt. Wasserhöhle (1928, 1949)
Hierlatzhöhle (Echerntal)	865	865—1050	4000	W—O N—S	Trockenhöhle (1949)
Dampfende Schächte (Sauries)	935 950	900— 950	560	N—S	Stufenhöhle mit kleinem aktiven Gerinne (1913)
Mammuthöhle (Schönbergalpe)	1338 1383	1330—1480	5300	NW—SO ONO—WSW	Trockenhöhle (1910) (Schauhöhle)
Dachstein-Eishöhle (Schönbergalpe)	1420 1453	1355—1450	2000 davon 500 vereist	SW—NO NNW—SSO	(Schauhöhle) (1910)
Petrefaktenhöhle (Landfriedtal)	1500	1500—1550	ca. 750	N—S NO—SW	Trockenhöhle (1910)

Auch in den vom Wasser schon längst verlassen Höhlen sind die von ihm geschaffenen Profilformen wenigstens streckenweise noch vorzüglich erhalten. Teils sind es elliptische bis kreisförmige Profile, die auf Erosion und Korrosion unter Druck zurückzuführen sind, teils klammartig eingeschnittene Profile, die der oberirdischen Fließweise des Wassers entsprechen. Die häufige Erscheinung, daß das Röhrenprofil

Höhlen ist insofern gegeben, als die Augensteine in den zahlreichen Höhlengängen, die heute „Am Stein“ vielfach als „Höhlenruinen“ offen zu Tage liegen, besser erhalten blieben als auf dem relativ höhlenarmen Westplateau.

¹ Darnach werden Höhlen mit einer Gesamtlänge von 500 bis 5000 m als Großhöhlen, solche mit einer Länge von mehr als 5000 m als Riesenhöhlen bezeichnet.

nach unten in ein Klammprofil übergeht, beweist, daß die anfänglichen Druckgerinne in einem späteren Stadium durch Sohlengerinne abgelöst wurden.

In Höhlen aller Höhenlagen findet man Augensteinsedimente in Form von Schotter, Konglomerat und Sanden bis zur Feinheit eines schluffigen Mehlsandes. Der Augensteinsand kommt stellenweise in solchen Massen vor, daß ihm eine bedeutende mechanische Wirkung bei der Eforation (Ausbohrung der Höhlentunnels) zugeschrieben werden muß. Weniger häufig sind Kalkschotter (und -Konglomerate), die nach der Art ihrer Lagerung später in die Höhlen gelangt sein müssen als die Hauptmasse der Augensteinsedimente. Aber sowohl die Augenstein- wie auch die Kalkkonglomerate sind wieder zerstört und neuerdings vom Wasser transportiert worden. Daraus lassen sich mindestens drei Hauptphasen der Höhlenentwicklung — jeweils markiert durch eine Zeit stärkerer Durchströmung — ableiten.

Das Alter der Dachsteinhöhlen läßt sich aus ihren mehrmals umgelagerten Sedimenten nicht ablesen; es muß aus der morphologischen Entwicklung der Kalkalpen im Jungtertiär und Diluvium erschlossen werden. Sicher ist, daß die Verkarstung des Dachsteinkalkes erst im vollen Umfang einsetzen konnte, als das im Untermiozän aufgeschüttete Augensteinschotterfeld mitsamt der darunterliegenden Jurabedeckung schon wieder weitgehend abgetragen war. Zunächst konnten Wasserläufe aus den Zentralalpen den bereits in Hebung begriffenen Dachsteinstock noch überqueren; sie legten in den Taleinschnitten die Kalkoberfläche bald bloß und versanken an Klüften, die zum Teil schon als Zugspalten aus liassischer Zeit (Ganss) vorhanden waren. Dieserart dürfte die unterirdische Verkarstung der oberirdischen um geraume Zeit vorangeeilt sein. Mit dem Ablauf der etappenweisen Hebung des Gebirges im Pliozän vollzog sich auch eine stufenweise Tieferlegung der Höhlengerinne, und mit der fortschreitenden Isolierung der Dachsteingruppe ging auch diese erste und längste Phase der Höhlenbildung zu Ende.

Der Beitrag des Eiszeitalters zur weiteren Entwicklung der Höhlen war weniger nachhaltig, weil die Wässer nicht mehr gesammelt in die Tiefe geleitet wurden. Immerhin darf die Wirkung der großen Schmelzwassermengen, welche das alpine Inlandeis zu Beginn der Zwischeneiszeiten lieferte, nicht unterschätzt werden. Die Vereisung der Täler bewirkte eine Plombierung der unter dem Gletscherniveau liegenden Höhlenmündungen; dadurch erfolgte ein bedeutender Rückstau der Schmelzwässer in die präglazial vom Wasser bereits verlassenen Höhlensysteme, so daß es zu einer zeitweiligen Wiederbelebung der Korrosion und beim Wiederabfluß der Wässer zu neuerlicher Druckerosion kommen konnte. Das Auftreten von Höhlengängen mit ganz jugendlichen hydrischen Formen knapp unter der Oberfläche in 1900 m bis 2200 m Höhe beweist ferner, daß die subglaziale Höhlenbildung, wie sie unter den großen Schildgletschern Norwegens auch heute noch vor sich geht (G. Horn, 1937)¹, am Dachstein ebenfalls wirksam war.

Unabhängig von diesen mehr lokalen Regenerationen und Neubildungen erfolgte das weitere Absinken der Karstentwässerung in immer tiefere Horizonte und dauert dort noch an, wo die gegenwärtige Erosionsbasis oder die Hauptdolomit-Unterlage noch nicht erreicht ist.

Die heutige unterirdische Entwässerung des Dachsteinstockes erfolgt zum kleineren Teil gegen Westen in die Furche der Gosauseen, sondern in der Hauptsache, dem generellen Schichtfallen folgend, nach Norden, zum Hallstättersee und ins Koppental. Hier entspringen auf einer Front von 12 km zwischen 510 m und 950 m Meereshöhe sieben Riesenquellen (Koppenbrüller, Koppenwinkelpüller, Kessel, Hirschbrunn, Dürnbachursprung, Brandgrabenhöhle und Waldbachursprung), von denen aber nur vier ständig aktiv sind. Da sich aber die von diesen Quellen gelieferte Wassermenge mit den am Plateau versinkenden Niederschlagsmengen (jährliche Niederschlagshöhe rund 2000 mm) bei weitem nicht deckt, dürfte eine Anzahl von Karstquellen, deren Auslauf infolge der letzten Talverschüttung unter das Talniveau geraten ist, direkt in das Grundwasser, bzw. unter dem Seespiegel austreten.

¹ G. Horn, Über einige Karsthöhlen in Norwegen, Mitt. f. Höhlen- u. Karstforschung 1937, H. 1.

Augensteine und tertiäre Schotter

Von Adolf Meier, Wien

Über die ganze Hochfläche verstreut findet man Gerölle, die vorwiegend aus hellen bis trüben Quarzen verschiedener Färbung bestehen: Die mit gelber Verwitterungskruste überzogenen sind die häufigsten. Daneben treten aber auch Gerölle aus anderem Material auf, wie Grauwackenschiefer, Phyllit, Gneise, gelbe bis rote Sandsteine. Sie sind meist schön gerollt, doch kommen auch flache Geschiebe vor. Die hellen Quarze und die Hornsteine sind oft gut poliert. Die Größe dieser Gerölle ist sehr schwankend. Die Humusdecke ist an manchen Stellen ganz durchsetzt von nur kubikmillimetergroßen Geröllchen. Nur die wasserhellen bis durchscheinenden, hochpolierten Quarze werden von den Einheimischen als „Augensteine“ bezeichnet, weil sie ihnen als Mittel zur Entfernung von Fremdkörpern aus dem Auge galten. Meist haben die Augensteine 1—3 cm Durchmesser. Nicht selten kommen halbf Faustgroße Gerölle vor; kopfgroße hingegen sind nur an wenigen Stellen und da nicht zahlreich anzutreffen. Außer diesen losen Augensteinen findet man sie häufig als Bestandteil grober Sandsteine oder Konglomerate. Gemeinsam mit diesen, an einigen Stellen auch ohne sie, Gjäidkamm, Däumelkogel, beobachtet man Knollen von Brauneisenerz, die nicht selten Umwandlungskristalle von Pyrit zeigen. Sie sind fast nie auf dem Gotzenniveau, sondern nur auf den Randbergen und im Kargebirge, die den oberen Niveaus nach Seefeldner angehören, anzutreffen. Auch gut polierte Gerölle an ockerigem Brauneisenerz sind vorhanden, stellenweise einen Gemengteil polygener Augesteinkonglomerate bildend.

Die Augensteinvorkommen sind meist an das Auftreten von Karstklüften und Schloten, eingestürzten Höhlengängen oder an das Vorhandensein von gelbem oder rotem Verwitterungslehm gebunden. In Dolinen liegen sie meist auf der Hangfläche oder auf dem Riegel zwischen mehreren Dolinen, selten am Grunde, wo sich in verlehnten Dolinen perennierende Seelein bilden (Schneeberg-S., Rumpler-S., Wurzkar-S.). In der Nähe von Quellen (die AV Karte weist „Am Stein“ nicht alle auf) findet man immer größere Lager von Augensteinen. Nur selten sind Vorkommen ohne sichtlichem Zusammenhang mit der Bodengestaltung. Der Menge nach gibt es Fundstellen, wo nur wenige Augensteine beisammenliegen und solche mit flächenhafter Ausdehnung (Niederer Gjäidstein, Roßfeld, Rumplerseelein, Augesteindlgrube, Feisterscharte). Die Vorkommen sind der Horizontalen nach auf den Raum sö der Linie Kreuzkamm—Krippenstein beschränkt. Westl. des Kreuzkammes kommen keine Augensteine mehr vor. Bei der Angeralm und am Fuße des Scheibwandeck finden sich einige Gerölle und Konglomerate eines schwarzen Kalkes. Die Randberge im S und N weisen zahlreiche Fundstellen auf. Die Häufung gegen NO steht im Zusammenhang mit dem Fallen und Absinken der Dachsteinkalkschichten in dieser Richtung und der unterirdischen Karströhrenentwässerung. Eine ähnliche Erscheinung ist im östl. an die AV-Karte anschließenden Kammergebirge zu beobachten. Der vertikalen Lage nach sind die Vorkommen von den höchsten Gipfelregionen bis 80 m unterhalb der Eishöhlehütte herab anzutreffen. In der Koppenbrüllerhöhle reichen sie bis auf den heutigen Talboden hinab. Ihre maximale Verbreitung finden sie auf der Hochfläche in 1800 m.

Die frühere Anschauung, die Augensteine befinden sich auf primärer Lagerstätte, ist heute wohl vollkommen fallen gelassen und die Ansicht Winklers durchgedrungen: die heutigen Augensteine und Schotter sind die Reste einer mittel- bis jungtertiären Schotterdecke, deren Geröllmaterial größtenteils aus den Zentralalpen herangeführt wurde und nur zum geringeren Teil aus mesozoischen Ablagerungen stammt. Winkler erhärtet diese Ansicht u. a. durch die Beschreibung von zehn Augesteinfundstellen aus dem Dachsteingebiet. Die neu aufgefundenen Stellen beweisen ebenfalls, daß die Erhaltung der Augesteinschotter in erster Linie der Karstentwässerung zu danken ist, in zweiter Linie der Einklemmung längs tektonischer Linien. Längs der karsthydrographisch wirksamen Röhren wurden Augensteine durch Schmelz- und Niederschlagswasser durch den ganzen Gebirgsstock transportiert und erfüllen ihn nun raumartig

in allen Höhenlagen. Auf horizontalen Wegstrecken mit entsprechend weitem Querschnitt bildeten sich wohlgeschichtete Sandstein- und Konglomeratbänke von meist geringer Ausdehnung. Auf stärker geneigten bis vertikalen Wegstrecken kam es an Querschnittsverengungen zur Ausfüllung der Karstschlote und -Röhren mit Augensteinmaterial. Die Reste solcher Ausfüllungen sind dann kleine Sandstein- und Konglomeratvorkommen, die hautartig die Karströhren auskleiden. Häufig findet man an solchen Stellen Kolke, z. B. s. d. Krippenaubaracken. Auf dem rotbezeichneten Weg zum Soldatenkreuz auf dem Krippenstein bildet ein verstürzter Höhleneingang ein natürliches Felsentor. Der Dachsteinkalk zeigt dort Kolkbildungen, die mit einer dünnen Schicht von grobem Sandstein und Augensteinkonglomerat überzogen sind. Die Augensteine sind besonders schön polierte, sehr kleine Quarze, von denen einige aus dem grünen, tonigen Bindemittel bereits herausgewittert sind.

Daß die Augensteine nicht in primärer Lagerung anzutreffen sind, sondern mehrfach umgelagert wurden, ist an folgendem Vorkommen besonders deutlich zu sehen: SSW vom Moderstein führt von einer kleinen Verebnungsfläche ein eingestürzter Höhleneingang in NNW-Richtung 70 Schritte steil in einer Doline hinab. Der Gang ist bedeckt mit einem Augensteinsandstein von hellgelbem Zement und geringem Verfestigungsgrad. In diesem findet man eckige und wenig gerundete Trümmer eines stark verfestigten, dunkelbraunen Sandsteins, der ebenfalls kleine Augensteine führt. In der erwähnten Doline liegen herausgewitterte Augensteine, einer neuerlichen Umlagerung harrend. Die selbstverständlich auch noch andauernde Umlagerung der Augensteine beweisen u. a. zwei Vorkommen: 1. SW vom Niederen Krippenstein. In einer NNO ansteigenden Dolinenreihe sind in etwa acht Gruben Gerölle, darunter auch bis 7 cm große, flache Geschiebe aus grobem Augensteinsandstein, zu finden. In einer dieser Dolinen kommt längs einer Kluft eine Quelle zum Vorschein, an der man nach starken Niederschlägen das Hervorsprudeln von Augensteinen beobachten kann, die in dem kurzen oberirdischen Wasserlauf zur Ablagerung kommen. Sollte diese Kluftquelle karsthydrographisch mehrmals unwirksam werden, dann entsteht an der erwähnten Stelle ein geschichteter Augensteinsandstein. 2. Östlich der Grafenbergalm, nicht mehr auf dem Gebiete der AV-Karte, liegt eine Halbhöhle, in die von oben ein Schlot mündet. Nach länger andauerndem Regen fallen mit dem Tropfwasser durch diesen Schlot kleine Augensteine in den roten Höhlenlehm.

Die Vorkommen auf dem Kamm des Gjaidstein gehören zu den reichsten und höchstgelegenen. Eine seichte Mulde unweit des Gipfels des Niederen Gjaidsteins zieht gegen den Punkt 2399 und bricht dann steil gegen das Gjaidkar ab. Diese Mulde ist vollkommen mit Geröll und Geschiebe aller Größen gepflastert. Kleine echte Augensteine bis mannkopfgroße Quarzgerölle, Gerölle von Gneis, Phyllit, Hornstein, Lydit. Auffallend viel Gerölle eines harten roten Sandsteins und Knollen von Brauneisenerz. Auffallend ist das Zurücktreten von Konglomeratstücken und das vollständige Fehlen von anstehendem Sandstein oder Konglomerat. Das Vorkommen ist nicht tektonisch veranlagt, auch an keine Doline gebunden. Die Gerölle scheinen sich, ähnlich wie die tiefer gelegenen Kalkkonglomerate (Gosau?) im Schutze des Steilhanges des Hohen Gjaidsteins erhalten zu haben. Auf dem Steilhang selbst sind einige Vorkommen, die wieder deutlich an Klüfte gebunden sind. Nahe dem Punkt 2487 sind in einer Kluft größere Blöcke, die mit Kalksinter überzogen sind. In diesem Sinter sind Sintergerölle und Augensteine eingebacken. NNO vom Hohen Gjaidstein sind kleine Kolke mit einer feinen Konglomerathaut überzogen. Also auch nahe der höchsten Gipfel liegen die Augensteine nicht auf primärer Lagerstätte. Eine Fundstelle SSW vom Hohen Tag zeigt Konglomerat, das kleine Harnischflächen aufweist, ein kleiner Beweis, daß nach der Bildung des Konglomerates Verschiebungen stattgefunden haben.

Besondere Erwähnung verdient das Vorkommen auf dem Roßfeld, einer Mulde im Dolomit zwischen Miesberg und Luserwand. Das Roßfeld ist von einer etwa 30 cm dicken Humusschicht bedeckt. Wo die Grasnarbe durch den Viehgang verletzt ist, liegen zahlreiche Gerölle von kleinster bis mittlerer (8 cm) Größe zutage. Am obersten Ende jener kleinen Dolinenreihe, in die das zusammenhängende Vorkommen eingelagert

ist, befindet sich ein kleiner Aufschluß, der neben vielen kleinen Geröllen auch einige mannskopfgroße, gut polierte und gerundete Quarzgerölle zeigt. Am tiefsten Punkt dieser Dolinenreihe, wo auch von W ein kleines Dolinentälchen mündet, ist Konglomerat anstehend, dessen überwiegende Komponente kleine $\frac{1}{2}$ cm große, schwach gerundete Kalkbröckchen darstellen, die in einem Mengenverhältnis von etwa 1:100 wenig gerundetes kristallines Gerölle führt. Das Konglomerat weist eine Bankung von etwa 12 cm mächtigen Schichten auf, die mit der Hangrichtung leicht gegen Norden einfallen. Die Ähnlichkeit dieser Vorkommen mit dem Aussehen des Ennstalertertiärs bei Lengdorf ist groß. Weiters weisen die Lagerungsverhältnisse, nämlich Einklemmung an Staffelbrüchen, auf eine Verwandtschaft mit dem Tertiär am Stoderzinken hin. Es haben sich hier in tektonischer Schutzlage die Reste der tertiären Schotterdecke am ursprünglichsten erhalten.

Die so nahe dem Ennstal gelegenen Vorkommen auf dem Roßfeld und auf dem Rettenstein schlagen gewissermaßen die Brücke vom Tertiär des Stoderzinkens zu jenem von Radstadt. Die Augensteine selbst gehen größtenteils aus dem Ennstaler Tertiär hervor. Das Aussetzen der Augensteine im W erklärt sich durch die in diesem Teil stärker arbeitende junge Erosion und dadurch, daß zur Zeit der einheitlichen Abdachung von Zentral- und Kalkalpen die Lücke von St. Martin die zentralalpinen Gewässer an sich gezogen und vom westlichen Dachsteingebiet abgelenkt hat.

Die starken Unterschiede in der Korngröße der Schotter zeigen an, daß schon zur Zeit ihrer Ablagerung die Reliefenergie ihrer Ursprungslandschaft beträchtlich gewesen sein muß.

Die Deckscholle der Plassengruppe

Von E. Spengler

In der am nördlichen Rande der Karte gelegenen Plassengruppe liegt ein Rest der durch Hallstätter Fazies ausgezeichneten Hallstätter Decke der Dachsteinmasse auf. Von dieser Deckscholle liegt nur die südliche Hälfte im Bereiche der Karte. Ich habe im Jahre 1919 eine sehr ausführliche geologische Monographie der „Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut“ (mit einer geologischen Karte 1:25.000) im Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt Wien, 68. Band, veröffentlicht. Da die Neubegungen durch Dr. O. Ganss nur sehr unbedeutende Änderungen gegenüber meiner damaligen Karte ergeben haben, ist eine eingehende Neubeschreibung dieses Gebietes nicht erforderlich. Es sollen nur ganz kurz die wichtigsten Ergebnisse der Stratigraphie und Tektonik aus meiner älteren Arbeit wiederholt werden. Wichtige Neuerkenntnisse verdanken wir dem Bau des Hallstätter Erbstollens und den Bohrungen beim Gosauschmied.

A. Stratigraphie

Die Hallstätter Fazies weist in dem im Bereiche der Karte gelegenen Teile der Deckscholle folgende Schichtenfolge auf:

Skythische Stufe

1. Meist rote, glimmerreiche Werfener Schiefer.
2. Haselgebirge, siehe: „Haselgebirge (Hallstätter Salzberg)“ von O. Schaubberger (S. 75).

Anisische Stufe

3. Gelbliche, hellgrünliche, graue oder rötliche, meist feinkörnige, fossilere Dolomite gehören nach ihrer Lagerung in die anisische Stufe. Mächtigkeit: 100—150 m am Südhang des Sommerau- und Solingerkogels, 200 m an der Niederen Kaunwand.

4. Im Hangenden dieser Dolomite treten am Südhang des Sommerau- und Solingerkogels 100 m mächtige graue oder bräunliche Plattenkalke auf, welche eine Bank mit Stielgliedern von *Encrinurus liliiformis* enthalten. An der Hohen Kaunwand wird der Dolomit von un deutlich gebankten, weißen oder rötlichen fossilere Kalken überlagert, welche weingelbe oder rote Hornsteinknollen führen. Diese beiden von einander sehr verschiedenen Kalke wurden auf der Karte als Reiflinger Kalke ausgedrückt, denen sie im Alter entsprechen dürften.

Karnische Stufe

5. Über diesen Kalken (am Plankensteinplateau unmittelbar über dem anisischen Dolomit) liegen 200 m mächtige weiße, rot geaderte Riffkalke, die — abgesehen von undeutlichen Korallen und kleinen, an *Posidonia* erinnernden Muscheln — fossilere sind, aber nach ihrer Lagerung in die karnische Stufe gehören dürften.

Norische Stufe

6. Gegen oben geht der Riffkalk in die etwa 200 m mächtigen roten gebankten Hallstätter Kalke des Sommerau- und Solingerkogels über, die an der in der Karte bezeichneten, aber jetzt ausgebeuteten Stelle die berühmte, reiche 1919, S. 347—353 angeführte unternorische Fauna geliefert haben. Durch eine Längsstörung (Roßalpenbruch) getrennt, tritt der meist grau gefärbte Hallstätter Kalk des Steinbergkogels auf, der die 1919, S. 359—361 angeführte obernorische Fauna geliefert hat (Fossilzeichen in der Karte). W. Schwarzacher (1946) hat die Hallstätter Kalke des Sommerau- und Steinbergkogels sedimentpetrographisch untersucht und gefunden, daß es sich — im Gegensatz zu der älteren Ansicht — um Seichtwasserablagerungen handelt.

Eine fossilere Fazies der norischen (?) Stufe tritt in der überkippten Schichtenfolge zwischen dem Plankensteinplateau und dem Plassen auf. Als das stratigraphisch

Hangende (aber infolge der Überkipfung Liegende) der Riffkalke der Hohen Scheibe befinden sich im Sattel zwischen der Hohen und Niederen Scheibe 80 m mächtige graue mergelige Plattenkalke und auf der Niederen Scheibe 180 m mächtige weiße oder rötliche Hornsteinkalke.

7. Im Hangenden der Hallstätter Kalke des Sommeraukogels liegen sehr geringmächtige, jetzt schlecht aufgeschlossene Zlambachmergel, welche die 1919, S. 353—354 angeführte Korallenfauna geliefert haben. Auch westlich vom Lauterbach treten korallenführende Zlambachschichten auf.

Lias

8. Fleckenmergel. Im Hangenden der Zlambachschichten sind im Graben „Zwischen den Kögeln“ (Sommerau- und Steinbergkogel) geringmächtige hellgraue Kalkmergel aufgeschlossen, welche mit dünnblättrigen Mergelschiefern wechsellagern und eine Fauna des Lias γ enthalten (1919, S. 355 und 358). Westlich vom Lauterbach haben ähnliche Mergel *Arietites ceratitoides* (Lias β) geliefert. Auch am Strennhagsattel (1493 m) treten Liasfleckenmergel auf.

9. Rote Mergel. Im Hangenden der grauen Kalkmergel liegen „Zwischen den Kögeln“ rote, an Adneter Schichten erinnernde Mergel, welche eine reiche Fauna des Lias δ geliefert haben (1919, S. 355—356). Eine zweite Fundstätte liegt am Ostfuß des Plassen (1919, S. 376—378). Beide Stellen sind in der Karte als Fossilfundorte gekennzeichnet.

Malm

10. Plassenkalk. Der nach dem Plassen auch in anderen Teilen der Nordalpen als Plassenkalk bezeichnete Tithonkalk ist ein rein weißer, seltener gelblicher, auch im verwitterten Zustande sehr heller Kalkstein. Die „blasse“ Farbe des Gesteins hat dem Berg den Namen gegeben. Der Plassenkalk ist ein meist massiger Riffkalk, nur am Vorderen Plassen zeigt er Schichtung; hier fallen die Bänke steil nach Süden ein (Fallzeichen in der Karte). Die Fauna setzt sich aus Korallen, Hydrozoen, Bryozoen, Muscheln (*Diceras*) und Schnecken zusammen, unter denen die Gattung *Nerinea* am häufigsten und durch mehrere Arten vertreten ist.

B. Tektonik

Daß die oben beschriebene Schichtenfolge eine der Dachsteinmasse aufgeschobene Deckscholle ist, ergibt sich:

1. Aus dem sehr scharfen, durch keinerlei Übergänge vermittelten Gegensatze zwischen der Hallstätter und der Dachsteinfazies.

2. Aus der Tatsache, daß die Dachsteinkalke unter die Gesteine der Hallstätter Fazies einfallen und daher die jüngsten Gesteine der Dachsteinserie (Jura und oberste Lagen des Dachsteinkalkes) mit den ältesten Schichtgliedern der Hallstätter Fazies (Werfener Schiefer und Haselgebirge) in Berührung kommen. Das sieht man an folgenden Stellen:

	Dachsteinmasse:	Hallstätter Decke:
Westabhang des Hühnerkogels	Radiolarit	Werfener Schiefer und Haselgebirge
Im Franz-Josefs-Stollen (1919, Taf. XV, Profil IX)	Dachsteinkalk	Werfener Schiefer und Haselgebirge
Fuß des Klauskogels (Taf. I)	Dachsteinkalk und Liasfleckenmergel	Haselgebirge
Nördlich Spitzetkogel	Liasfleckenmergel	Haselgebirge
Bei „Im Wurf“	Radiolarit	Werfener Schiefer
Westhang des Brieltales	Klauskalk mit (<i>Macrocephalus</i> fauna 1919, S. 327)	Haselgebirge und anisischer Dolomit

Sonst ist die Überschiebungsfläche im Bereiche der Dachsteinkarte nirgends aufgeschlossen, sie ist entweder an jüngeren Brüchen versenkt (Schlaipfenmoosstube), oder durch Schutt, Moräne oder durch über die Schubfläche transgredierende Gosauschichten verhüllt. Diese Stellen sind von besonderer Wichtigkeit, denn sie zeigen, daß die Überschiebung der Hallstätter Decke vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist. Die wichtigste dieser Stellen liegt im Westgehänge des Brieltales, wo eine einheitliche, ziemlich flach gelagerte Platte von Gosauschichten aus dem Hangenden der Hallstätter Decke (anisischer Dolomit des Brielwandls) in dasjenige der Dachsteinmasse (oberhalb der Hinteren Brielstube) zieht (1919, Taf. XV, Profil I). Bei Punkt 1224 sind die Gosaukonglomerate in ein obercretazisches Karrenfeld im Megalodonten führenden Dachsteinkalk eingelagert (1919, Taf. XVI, Fig. 1). Eine andere Stelle, an der die Gosauschichten die Überschiebungslinie überdecken, liegt beim Schnittermoos an der Westseite des Plankensteinplateaus.

Die Hallstätter Decke muß von Süden über die Dachsteinmasse geschoben worden sein, da am Südrand der Dachsteinmasse Anzeichen eines Faziesüberganges aus der Dachstein- in die Hallstätter Fazies zu erkennen sind.

Die Hallstätter Decke bildet in der Plassengruppe keine einfache Schichtplatte, sondern ist in sich in mannigfaltiger Weise gefaltet und verschuppt (1919, S. 410—417, Taf. XV, Profile II—VII) und von vorgosauischen Brüchen durchsetzt. Zu diesen gehört z. B. der das Plankensteinplateau in NW—SO Richtung durchziehende Plankensteinbruch (1919, S. 419—420), an der der Nordostflügel abgesunken ist. Das vorgosauische Alter ergibt sich daraus, daß die Gosauschichten zu beiden Seiten der Verwerfung gleich hoch liegen.

Außerdem ist aber die Deckscholle samt ihrer Unterlage von nachgosauischen Brüchen durchsetzt, an denen die Bewegungen bis ins Pliozän angedauert haben (1919, S. 457). Der bedeutendste ist der O—W streichende Roßalpenbruch (1919, S. 425—427), der — noch außerhalb der Dachsteinkarte — die Trias des Leutgebkogels bei Gosau von den südlich angrenzenden Gosauschichten trennt, bei Punkt 972 im Brieltal in den Bereich der Dachsteinkarte eintritt, im Roßalpengraben gegenüber von „Blaicken“ als mächtige geschliffene Wand (Harnisch) im anisischen Dolomit schön aufgeschlossen ist, WNW der Roßalpe und am Strennhag die Liasfleckenmergel im N begrenzt, die steile, geradlinig W—O verlaufende Südwand des Plassen (Profil Abb. 6) verursacht und dann weiter über die Dammhöhe und durch den Graben „Zwischen den Kögeln“ zum Karlsbrunnen am Hallstätter Salzberg zieht. Die sich über dieser Quelle erhebende glatte Südwand des Steinbergkogels ist durch diesen Bruch bedingt. Die weitere Fortsetzung verursachte das Tal des Mühlbaches, in dem die unteren Berghäuser des Hallstätter Salzberges liegen, und zieht vom Rudolfsturm durch die „Höll“ nach Hallstatt hinab. Jenseits des Hallstätter Sees liegt der W—O gerichtete Südabhang des Sarsteins und des Koppen bis in den Koppenwinkel hinein in der Streichungsfortsetzung des Roßalpenbruches. Es ist daher möglich, daß auch dieses Stück des Trauntales durch den Bruch vorgezeichnet ist. Am Roßalpenbruch ist der Südflügel gesenkt, und zwar beträgt die Sprunghöhe am Südabhang des Leutgebkogels bei Gosau 600—700 m, an der Südwand des Plassen 400—500 m, zwischen Hoher Sieg und Hühnerkogel etwa 250 m. Daß der Südflügel nicht nur gesenkt sondern gleichzeitig auch gegen W verschoben wurde, zeigen 30° W fallende Rutschstreifen an dem oben erwähnten Harnisch im Roßalpengraben.

Von besonderer Bedeutung ist aber der Roßalpenbruch dadurch, daß er eine Schwächezone in der Erdrinde erzeugte, an der sich der Salzstock des Hallstätter Salzberges bilden konnte. Wie eine Eruptivmasse ist das Haselgebirge auf der ganzen Strecke vom Roßalpengraben bis zum Hallstätter Salzberg von der Basis der Deckscholle bis zum Plassenkalk emporgedrungen und hat Bruchstücke der umgebenden Gesteine abgerissen und gänzlich umschlossen („zentrale Einlagerung“ im Hallstätter Salzberg). Im Profil Taf. I ist auch der Salzstock geschnitten, aber nicht die weiter östlich gelegene zentrale Einlagerung (1919, S. 430—437, Taf. XV, Profil VI). Der

schmale Haselgebirgszug zwischen Hoher Sieg und Kreuzberg, auf dem die tieferen Berghäuser des Hallstätter Salzberges liegen, ist offenbar von WNW in eine durch Brüche hervorgerufene Zerrüttungszone im Dachsteinkalk eingepreßt.

Von den N—S streichenden jungen Querbrüchen ist der wichtigste der Schlaipfenmoosbruch, der beim Leopoldstollen den Hallstätter Salzberg quert und über den Sattel des Schlaipfenmooses (1092 m) zum Binderwirt im Echerntal zieht, wo man in der Echernwand sieht, daß er eigentlich aus fünf parallelen Brüchen besteht (1919, Taf. XVI, Abb. 2). Am Schlaipfenmoosbruch ist der Westflügel um etwa 250 m abgesenkt.

Neue wichtige Aufschlüsse hat der Bau des in Lahn in 512 m Seehöhe beginnenden Hallstätter Erbstollens gebracht, der am 15. Februar 1952 vollendet wurde. Überraschenderweise hat dieser Stollen nach dem mir von Herrn Bergrat Schaubberger mitgeteilten Profil und Lageplan unter dem Dachsteinkalk des Siegkogels an zwei Stellen Salzgebirge samt Schollen von Liasfleckenmergeln, Crinoidenkalken und anderen Juragesteinen angetroffen. Das Stollenprofil zeigt, daß der Haselgebirgsstreifen, der an der Erdoberfläche zwischen Siegkogel und Kreuzberg bis in die Nähe des Rudolfsturms zieht, mindestens bis in das Niveau des Hallstätter Sees hinabreicht und sich in der Tiefe sogar gegen Süden verbreitert. „Das scheinbare Unterteufen des Dachsteinkalkes durch das Salzgebirge ist nichts anderes als ein seitliches Hineinspießen des aufsteigenden Salzes in ein System von Brüchen“ (nach O. Schaubberger, briefliche Mitteilung vom 10. I. 1953). Die Plassendeckscholle ist daher viel tiefer eingesenkt, als ich bisher glaubte.

Wie mir Herr Dr. J. Schadler (Linz) mitteilte, hat eine 100 m südwestlich vom Gosauschmied abgeteufte Bohrung in 60 m Tiefe unter den Gosauschichten Gips führende Werfener Schiefer angetroffen und ein östlich davon gelegener Stollen steil westfallenden Jura-Radiolarit unter den Gosauschichten erreicht. Im Beereiblgraben traf Schadler zwischen Gosauschichten und Dachsteinkalk Werfener Schiefer an. Diese Aufschlüsse beweisen, daß die vorgosauische Plassen-Deckscholle unter den Gosauschichten bis zum Gosauschmied reicht oder daß sich dort eine andere Deckscholle der Hallstätter Decke erhalten hat.

Haselgebirge (Hallstätter Salzberg)

Von O. Schauburger

Das in den natürlichen Aufschlüssen zu Tage tretende Haselgebirge ist eine durch restlose Herauslösung der chloridischen Salze entstandene tonig-gipsige Rückstandsbildung, die als Ausgelaugtes bezeichnet wird. In einem — je nach Feuchtigkeitsgehalt — zähplastischen bis bröckeligen Letten von grünlich- bis graublauer Farbe mit charakteristischer rotbrauner Striemung (Lebergebirge) stecken nuß- bis kopfgroße Brocken von Ton, Mergel, seltener Sandstein und Gips. An stärker geneigten Hängen verrät sich das Ausgelaugte durch Rutschungen, sonst auch durch flache Sumpfwiesen mit einer typischen Flora, in der Schachtelhalmgewächse und Wollgräser vorherrschen. Recht häufig verbergen sich die Haselgebirgsausbisse unter Moränenbedeckung.

In den Grubenaufschlüssen des Hallstätter Salzberges folgt auf das 40—60 m mächtige Ausgelaugte, das an den Flanken des Salzstockes von Glanzschiefer abgelöst wird, das Salzgebirge, von dem aber nur ein Anteil von etwa 60% als Haselgebirge mit der bezeichnenden pseudokonglomeratischen Struktur angesprochen werden kann: In einer Grundmasse von feinst miteinander verwirktem Ton und Steinsalz schwimmen anscheinend regellos eckige bis kantengerundete Einschlüsse, die zum weitaus überwiegenden Teil aus Salzton, weniger häufig aus Anhydrit und Polyhalit, selten aber aus Sandstein bestehen. Einschlüsse von salzfernen Gesteinen treten — abgesehen von den großen Schollen der „Zentralen“ und „Nördlichen Einlagerung“ — im Haselgebirge nur vereinzelt in der Nähe der Salzgrenze auf. Beim Salzton werden zwei Hauptarten, der Schwarze Salzton und der Grüne Salzton unterschieden, wovon der erstere als Absatz im Beckentiefsten, der zweite als solcher der Beckenränder aufzufassen ist (O. Schauburger, H. Ruess, 1951). Der Grüne Salzton enthält als Seltenheit verkohlte Pflanzenabdrücke, aus denen eine *Equisetites*-Art bestimmt werden konnte (E. Hofmann, 1951).

Das Haselgebirge enthält im Mittel 40—60% Steinsalz, kann aber im Laugverfahren noch bis zu einem Mindestgehalt von etwa 25% ausbenutzt werden. Übersteigt der Salzgehalt 75% (womit auch der Haselgebirgscharakter verloren geht), so spricht man von Kerngebirge (Kern = bergmännische Bezeichnung für Steinsalz). Es bildet den Übergang zu den \pm reinen Steinsalzzügen (Kernstriche), die sich mit linsenartig an und abschwellenden Mächtigkeiten von 0,5 bis 20 m in das Haselgebirge einschalten. Trotz der starken fließtektonischen Verformung zeigen die Steinsalzbänke eine von millimeterdünnen Tonanhydrit-Zwischenschichten gebildete regelmäßige, zweifellos primäre Bänderung, die gleich den „Jahresringen“ des Zechsteinsalzes einen Jahresrhythmus der Salzabscheidung ausdrückt.

Als ein nicht unwesentlicher Bestandteil des Salzlagers ist noch das Blättersalzgebirge zu nennen, das sind grobe Salztonbreccien, die ausschließlich mit sekundären Salzen (Blättersalz, Fasersalz, Tonwürfelsalz, Muriazit und Faserpolyhalit) durchwachsen sind. Es handelt sich um primäre Tonzwischenhorizonte, die erst nach ihrer Zertrümmerung mit Salzlaugen durchtränkt wurden.

Während die alpinen Salzstöcke bisher als ungliederbare Massen betrachtet wurden, ist man durch neuere Untersuchungen (O. Schauburger, 1949) zu einer Unterteilung des alpinen Salzgebirges gelangt, wobei die Frage der Altersfolge allerdings noch zu beantworten bleibt. Das umfangreichste Profil lieferte der Hallstätter Salzberg. Es umfaßt (in annähernder Reihung von Süden nach Norden) folgende Schichten:

1. Grausalzgebirge (Übergangsschichten).
2. Rotsalzgebirge (nebensalzreich, insbesondere Polyhalit).
3. Graugrünes Salztongebirge.
4. Buntes Salztongebirge.
5. Stinkdolomitisches Kerngebirge.

Unter diesen Salzgebirgsarten, die wegen des knappen Raumes hier nicht näher beschrieben werden können (vgl. Lit. Schauburger, 1931, 1949), ist das Bunte Salztongebirge als der Prototyp eines Haselgebirges besonders hervorzuheben.

Nur in ihm liegen die altbekannten Vorkommen von Melaphyr wie auch die erst in jüngster Zeit nachgewiesenen Tuffite (Zirkl, 1949). Die Tuffitbänder durchsetzen gruppenweise das Haselgebirge und lassen sich trotz ihrer fließtektonisch-bedingten Zerreißung und Auflösung in Brockenzüge weithin im Streichen verfolgen. Sie beweisen, daß die Melaphyr-Eruption während der Salz-Sedimentation erfolgte, dann aber auch, daß für das Bunte Haselgebirge die Annahme einer rein tektonischen Entstehung nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Zumindest dieses Haselgebirge ist als eine sedimentäre Breccie zu betrachten, die im Verlaufe des Salzaufstieges fließtektonisch überarbeitet wurde. Eine erhebliche deckentektonische Beanspruchung — etwa als „Schmiermittel“ einer Schubbahn — kann das Hallstätter Salzlager nicht erfahren haben, sonst wäre seine Schichtfolge keinesfalls so gut erhalten geblieben.

Von dem bis auf 900 v. Chr. zurückreichenden Bergbau ist das Salzlager von seinem höchsten Ausbiß auf der Dammwiese (1370 m) bis zur Talsohle (510 m Meereshöhe), somit über eine Höhe von 860 m durch zahlreiche Stollen erschlossen. Im Maria-Theresia-Horizont (rund 900 m Meereshöhe) erreicht das Salzlager eine größte Breite von 670 m und eine Länge von 2,7 km. Da das westlichste Feldort dieses Stollens bereits 580 m südwestlich des Plassengipfels noch im Salzgebirge steht, kann der Zusammenhang mit den Haselgebirgsausbissen bei der Roßalpe als sicher angenommen werden.

Wir haben es also mit einem relativ schmalen, aber langgestreckten Salzstock zu tun, den man als Salzlücken bezeichnen könnte. Dieser Hallstätter Salzstock hebt sich in seinem östlichen Teil, wo er durch den Querriegel des Rudolfturmes begrenzt wird, mit steil nach Norden übergeneigten Flanken aus der Tiefe. Weiter gegen Westen hängt er — offenbar unter dem Druck des auflastenden Plassenmassivs — etwas nach Süden über, mit bis zu 30° geneigter Nordabdachung und sehr steiler Südflanke, woraus sich eine erhebliche Verbreiterung des Querschnittes nach unten ergibt.

Die vorangeführte Schichtenfolge läßt erkennen, daß der Hallstätter Salzlücken einseitig gebaut und somit nicht als Salzsattel aufzufassen ist. Für die Annahme, daß der fehlende Flügel tektonisch völlig reduziert worden sei, fehlt vorherhand jeder Beweis.

Die Entstehung des Hallstätter Salzlagers hat man sich ähnlich wie die der übrigen alpinen Salzvorkommen durch Eindunstung von Meerwasser unter einem semi-ariden Klima in einem lagunenartigen Becken zu denken, das vom offenen Ozean durch eine flache Schwelle getrennt war (Barrentheorie). Die regelmäßige Zufuhr frischen Meerwassers durch die Gezeitenhochwässer ermöglichte eine kontinuierliche Salzabscheidung. Diese wurde aber durch Süßwasserzuflüsse aus einem weiten kontinentalen Hinterland häufig gestört und mehrmals ganz unterbrochen (Tonzwischenschichten). Der reichlich mitgeführte Schlamm verbreitete sich als feinste Trübe über das ganze Becken und sedimentierte je nach den Konzentrationsverhältnissen gleichzeitig oder abwechselnd mit dem Salz. In Küstennähe bereits früher abgelagerte Tonschichten (Werfener?) wurden durch die Zuflüsse wieder aufbereitet und infolge des relativ kurzen Transportweges zum Teil noch in Form von wenig abgerollten Brocken in das Becken eingeschüttet. (Haselgebirgsbildung). Wahrscheinlich haben einige dieser Wasserläufe auch den Inhalt weiter landeinwärts gelegener Salzseen zur Wiederauflösung gebracht und dem Hauptsalzbecken zugeführt, wodurch der vorwiegend sulfatische Charakter der alpinen Salzlager seine Erklärung findet.

Das allen Salzaufbrüchen eigentümliche Durchspießen wesentlich jüngerer Schichten sowie das Fehlen von Leitfossilien im alpinen Salzgebirge läßt auch für den Hallstätter Salzberg noch immer keine absolut sichere Alterseinstufung zu. Sprachen bis jetzt noch die meisten Argumente — (häufige Verknüpfung salinärer Gesteine mit den Werfener Schichten, Identität des Hallstätter Melaphyr mit anderen Eruptiv-Vorkommen im Werfener Horizont, Artgleichheit der Pflanzenfunde im Salzton mit solchen in Werfener Tonschiefer) — für ein skythisches Alter des Hallstätter, bzw. der alpinen Salzlager überhaupt, so hat die seit 1950 von W. Klaus durchgeführte Untersuchung des reichen Sporeinhaltes der alpinen Salzgesteine eine so weitgehende Übereinstimmung mit den Sporenspektren der Bellerophonschichten und des deutschen Zechsteinsalzes ergeben (Klaus 1953), daß zumindest der Beginn der alpinen Salzbildung noch ins Perm zu verlegen ist.

Das Becken von Gosau

Von O. Ganss

I. Allgemeines

Auf der geologischen Karte der Dachsteingruppe erscheint nur die südliche Hälfte des Gosaubeckens. Die Beckenfüllung besteht hier vornehmlich aus Schichten der Oberen Gosau, die im südwestlichen Beckenteil von Nierentaler- und Zwieselalmschichten überlagert werden. Die Untere Gosau, die mit geringen Anteilen von Mittlerer Gosau die Nordhälfte des Beckens erfüllt, ist in dem hier dargestellten Raum nur mit wenigen Resten vertreten.

Die Stratigraphie und die tektonischen Verhältnisse des Beckens von Gosau wurden von O. Weigel (1937) eingehend bearbeitet. In dieser Arbeit wurde auch eine Zusammenstellung des früheren Schrifttums gegeben, so daß im folgenden nur die wesentlichsten Züge dieses klassischen Kreidebeckens gebracht werden sollen.

Die bekannten Fossilpunkte der Gosau verteilen sich fast ausschließlich auf die Untere und Mittlere Gosau, liegen also außerhalb des hier zu besprechenden Gebietes.

II. Stratigraphie

A. Die Kreide des Gosaubeckens

1. Untere Gosau

a) Grundkonglomerate der Unteren Gosau

An die anisischen Dolomite der Hallstätter Fazies legt sich westlich des Brielgrabens ein schmaler, nur wenige 10 m mächtiger Streifen von Konglomeraten, die in diesem Kartenbereich die ältesten Gosauschichten vertreten. Während diese Bildungen im Nordteil des Beckens eine Mächtigkeit von 200 m erreichen, sind sie im Ostteil nur auf das genannte Reliktvorkommen beschränkt.

Die Konglomerate sind hier nicht so grob entwickelt wie in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiet und auch die braunroten und braunen Farbtöne treten zurück. Hauptsächlich sind Sandsteine und sandige Feinkonglomerate vertreten. Das Material ist ausschließlich kalkalpiner Herkunft. Exotische Gerölle wurden in den Grundkonglomeraten des gesamten Beckenbereiches nicht gefunden.

Fossilien fehlen in den Grundkonglomeraten.

b) Mergel und Konglomeratbänke in der Unteren Gosau

Auch diese Bildungen greifen nur in einer schmalen Zone in den östlichen Bereich des Beckens. Die grauen, dunklen Mergel entwickeln sich allmählich aus den Grundkonglomeraten zu einer petrographisch ziemlich gleichförmigen Schichtfolge, die man auf Grund der reichen Fauna noch weiter gliedern kann. Im unteren Teil der Mergelgruppe, in der auch noch Konglomeratlagen auftreten (Streiteck-Schichten, Mächtigkeit rund 50 m), finden sich unter den Korallen, kleinen Schnecken und Muscheln, keine stratigraphisch verwertbare Formen. Erst die darüberliegenden Grabenbach-Schichten (Mächtigkeit 300—500 m) haben eine reichere Fauna von Ammoniten und Inoceramen geliefert. Petrographisch besteht diese Schichtstufe meist aus Mergeln, denen stellenweise dünne feinplattige Sandsteinbänke zwischengeschaltet sind.

Mit den Hochmooschichten¹, die aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergeln mit Sandsteinbänken bestehen, wird die Schichtfolge der Unteren Gosau beschlossen. Im Bereich der Dachsteinkarte wurden in den Mergeln der Unteren Gosau keine Makrofossilien nachgewiesen.

¹ Die bekannten Fundpunkte Edlbach, Stöcklwald-Graben und Franzanger-Graben liegen in diesen Schichten. Besonders *Cyclolites undulata* Blainv. und die Schnecke *Volvulina laevis* d'Orb. sind für diese Schichtstufe bezeichnend.

Die Mikrofauna¹ erbrachte eine Alterstellung zwischen dem ob. Coniac und dem mittl. Santon. Die wichtigsten Formen sind:

Neoflabellina praerugosa HILTERM.
Neoflabellina deltoidea pachydisca WEDEK.
Ventilabrella decoratissima DE KLASZ
Stensiöina exsculpta (REUSS)
Stensiöina exsculpta granulata (OLBERTZ)
Globotruncanen des *lapparenti*-Typus
Globotruncana canaliculata (REUSS)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globorotalites multisepta (BROTZEN)

2. Mittlere Gosau

Die Mittlere Gosau ist faziell stark differenziert. Nur Äquivalente der Unteren Mittelgosau (Stöcklschichten) treten an der südöstlichen Beckenumrahmung des Kartenblattes auf, während die Obere Mittelgosau (Randschichten) hier nicht anzutreffen ist.

a) Untere Mittelgosau (Stöcklschichten)

Diese Schichtstufe besteht aus Basalschichten, die bis zu 50 m mächtig werden. Darüber liegen 50—200 m mächtige Fossilmergel².

Für die Basalschichten ist das reiche Vorkommen von Hippuriten, Riffkorallen, Actaeonellen und Nerineen besonders auffällig. Die erstgenannten bauen charakteristische Riffe, deren Lebensbedingungen durch H. Zapfe eingehend studiert worden sind.

Im Kartengebiet ist nur das Hippuritenriff beim Gosauschmied zu erwähnen. Die Hippuriten bilden mit ihrem Detritus oft massige Kalke, die sich auch im Landschaftsbild aus den weichen Geländeformen der Gosauermelg deutlich abheben. Organogene Trümmerkalke, in denen der ursprüngliche Fossilgehalt nicht mehr leicht zu erkennen ist, liegen dem Dachsteinkalk zwischen dem Kesselwald und dem Plankenstein-Plateau auf. Die weißen, gelblichen oder rötlichen, fein bis grobkristallinen Kalke sind mit dem Dachsteinkalk fest „verwachsen“, da sie in einem prägosauischen Karrenrelief vor Ablagerung gekommen sind. Diese Trümmerkalke enthalten auch kleinste Komponenten des aufgearbeiteten Dachsteinkalkes, wodurch die Ähnlichkeit der beiden Gesteine sehr groß werden kann und stellenweise eine Unterscheidung nicht mehr leicht ist. E. Spengler (1914) erkannte diese Schichten als Gosau und verglich sie mit dem Forellenmarmor vom Untersberg bei Salzburg. Diese Kalke erstrecken sich ostwärts bis zu den Plankenstein-Almen und bis zur Durchgang-Klamm. Für die Altersdeutung der Hallstätter Plassenscholle sind diese Gosaureste insofern von größter Bedeutung, als sie den Überschiebungskontakt zwischen basalem Gebirge und der genannten Scholle transgressiv überlagern und damit die Annahme einer vorgosauischen Bewegung zur Gewißheit erheben.

Konglomerate der Mittleren Gosau kommen im Blattgebiet nicht mehr vor. Vollständigkeitshalber sei jedoch betont, daß auch diese Konglomerate kein exotisches Material führen. Die Gerölle erreichen nur bis 5 cm Durchmesser und sind immer gut gerundet. Fossilfunde beweisen die marine Natur dieser Strandgerölle. Die hellgrauen Mergel (gleichfalls außerhalb der Karte) sind besonders reich an marinen Versteinerungen,

¹ Im Sommer 1953 habe ich gemeinsam mit Kollegen Dr. H. C. G. Knipscheer im Becken von Gosau Proben für eine mikropaläontologische Untersuchung aufgesammelt. Das Hauptziel dieser Begehungen war eine stratigraphische Klärung der Nierentaler- und Zwieselalmschichten. Als Ergänzung zu diesen Profilen wurden auch aus den Gosauschichten Proben entnommen. Für die auf Grund der Mikrofauna gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse sowie die Angaben der wichtigsten Leitformen möchte ich den Herren Dr. H. Hiltermann und Dr. H. C. G. Knipscheer aufrichtig danken.

² Hierher gehören die durch Korallen und Mollusken ausgezeichneten Fundpunkte des Hofer-, Tauern-, Hochmoos-, Schattau- und Nefgraben.

doch kommen auch Brack- und Süßwassermergel mit eingeschalteten Kohlenflözchen vor, die bei der Neu-Alpe zu ergebnislos verlaufenden Schürfversuchen geführt haben.

Die Mittelgosau dürfte etwa den Bereich zwischen dem mittleren und dem oberen Santon umfassen. Dieses Alter ergibt sich hauptsächlich aus folgenden Foraminiferenarten:

Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEK.) HILTERM.

Neoflabellina praerugosa HILTERM.

Ventilabrella decoratissima DE KLASZ

Stensiöina exsculpta (REUSS)

Stensiöina exsculpta granulata (OLBERTZ)

Globotruncanen des *lapparenti*-Typus

Globotruncana marginata (REUSS)

Globorotalites micheliniana (D'ORB.)

b) Obere Mittelgosau (Randoschichten)

Nur zur Vervollständigung des stratigraphischen Bildes sollen diese fossilarmen Sandkalk, Mergel, Sandsteine und Konglomerate erwähnt werden.

3. Obere Gosau

Beiderscits des Gosautales werden die Hänge von den etwa 300 m mächtigen, sandigen Mergeln der Oberen Gosau eingenommen. Der sandige Charakter sowie der oft zu beobachtende Glimmergehalt des flyschähnlichen Gesteins lassen im allgemeinen eine Unterscheidung gegenüber den älteren Gosaumergeln zu.

Bei der Gruben-Alm liegen mergelige, dünnplattige, etwas rötlich gefärbte Sandsteine auf Kalken der Mittleren Gosau. Wenig entfernt transgrediert an einer Stelle die Obere Gosau unmittelbar über Dachsteinkalk.

Die Sandsteine und Mergel zeichnen sich alle durch Fossilarmut aus. Nur Kriechspuren und kohlige Lagen sind die einzigen Überreste einstigen Lebens.

Praktisches Interesse wird nur den Sandsteinen auf der Ressen südöstlich von Gosau entgegengebracht. Der feinkörnige Breccien-Sandstein wird hier zu den sogenannten „Gosauer Schleifsteinen“ in großen Steinbrüchen gebrochen und verarbeitet. Die Fettschichtigkeit und Dünnplattigkeit des Materials erleichtert den Abbau und die petrographische Beschaffenheit — harte Quarzkörner in tonig-mergeligem zähem Bindemittel — macht das Gestein als Schleifstein besonders geeignet.

Bezeichnend für die Obere Gosau sind Breccien, deren Komponenten meist klein sind und bis zu 10 mm Durchmesser haben. Daneben kommen aber auch grobe Lagen vor, deren Bestandteile bis zu 10 cm Durchmesser erreichen können. Am Aufbau der Breccien nehmen Gesteine der Beckenumrandung Anteil, daneben finden sich aber auch Sandsteine aus den Werfener Schichten und kleine Quarzkörner. Exotisches Material wurde nicht beobachtet. Das sandig-kalkige Bindemittel der Breccien ist grünlich gefärbt. Als charakteristischer Horizont ließ sich auf der Westseite des Gosautales, beginnend bei der Roten Wand, eine Breccien- und Sandsteinbank kartographisch verfolgen. Diese bereits morphologisch hervortretende Bank setzt sich aus einem zwei bis vier Meter mächtigen hellgrauen, plattigen bis kompakten Sandstein zusammen. Daneben ist eine 0,5—1,5 m mächtige Breccienbank besonders auffallend, deren Komponenten bis zu 10 cm Durchmesser erreichen¹.

Die Schichten der Oberen Gosau liegen altersmäßig zwischen dem ob. Santon und dem unt. Campan. Zum Teil sind sie mit den tieferen Nierentaler Schichten gleichartig. Bezeichnende Formen dieser artenarmen und mehr küstennahen Fauna sind:

Spiroloculina cretacea REUSS

Globotruncanen des *lapparenti*-Typus

Globotruncana ventricosa WHITE

¹ Die Durchverfolgung der Breccienbank im Gelände zeigt die geringen Sprunghöhen der hier feststellbaren Verwerfungen.

4. Nierentaler Schichten

In die Mergel der Oberen Gosau schalten sich im Hangenden vereinzelt rote Pakete ein, die den Übergang zu den Nierentaler Schichten vermitteln. Die schönsten Aufschlüsse findet man in der „Roten Wand“, deren leuchtende Farbe die Namengebung veranlaßt hat.

Makrofossilien sind aus den Nierentaler Schichten bisher nicht bekannt geworden. Dagegen findet sich in den Mergeln eine reiche Mikrofauna (Foraminiferen). Nach mikrofaunistischen Vergleichen gehören die Nierentaler Schichten dem Unterampan bis Unt. Maastricht an¹.

Das heutige Verbreitungsgebiet der Nierentaler Schichten liegt ausschließlich im südwestlichen Teil des Gosaubeckens und damit fast völlig im Bereich unserer Karte. Infolge der gesteinsmäßigen Mannigfaltigkeit lassen sich die Schichten kartographisch in vier Unterstufen gliedern (Weigel, 1937):

a) Untere Nierentaler Schichten (Untere bunte Kalke und Mergel)

In der 120—130 m mächtigen Schichtfolge herrschen in wechselnder Folge hellgraue, grünliche sowie rötliche Kalkmergel und Mergelkalke. Vereinzelt sind Sandsteine und Feinbreccienbänke zwischengeschaltet.

b) Mittlere Nierentaler Schichten (weiße Kalkmergel)

In den etwa 150 m mächtigen weißen Mergelkalcken treten nur ganz vereinzelt rot gefärbte Schichtlagen auf. Auch weiche mergelige Lagen sind selten.

c) Obere bunte Kalke und Mergel der Oberen Nierentaler Schichten

Im tieferen Teil tiefrote Mergel und Kalke, denen im oberen Teil immer häufiger grünlichgraue Kalke und Sandsteine eingeschaltet sind. O. Weigel fand zwei Breccienbänke, in denen neben phyllitischem Material bereits aufgearbeitete Kalke aus den Nierentaler Schichten vorkommen. Mächtigkeit etwa 80 m.

d) Kalke und Sandsteine der Oberen Nierentaler Schichten

Graugrüne, gut gebankte Kalke wechsellagern mit grauen, feinbrecciösen Sandsteinen mit Phyllitbestandteilen. Grobe Konglomeratlagen (wie in den höheren Zwieselalmschichten) fehlen.

Die Gesteine weisen keine Rotfärbung mehr auf. Die Mächtigkeit beträgt etwa 50 m.

5. Zwieselalmschichten (= Liesenschichten Weigels)

Das starke Vorherrschen von zentralalpinem Material, wie Milchquarz und Phyllit aus der Grauwackenzone, charakterisiert den petrographischen Bestand der Zwieselalmschichten. Sie entwickeln sich allmählich aus den Nierentaler Schichten und die Grenzziehung mußte etwa willkürlich dort gelegt werden, wo die ersten konglomeratischen

¹ Infolge der Armut an Makrofossilien war eine nähere Alterseinstufung der Nierentaler- und Zwieselalmschichten bisher nicht möglich. Erst mit Hilfe der Mikrofauna konnte eine stratigraphische Gliederung durchgeführt werden, die zu folgendem Ergebnis führte. (O. Ganss und H. C. G. Knipscheer: Das Alter der Nierentaler- und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau, N. Jahrb. f. Geol. u. Pal., Abhdlg., Bd. 99, H. 3, Stuttgart 1954):

Dan-Paläocän ?	Zwieselalmschichten
Maastricht
Obercampan
Untercampan	Mittlere Nierentaler Schichten

	Untere Nierentaler Schichten

Bänke einen andersartigen Zyklus in der Sedimentation erkennen lassen. Die Wechselagerung von Konglomeraten mit Sandsteinbänken dürfte eine Mächtigkeit von 250 m erreichen. Die 1—2 m dicken Konglomeratbänke heben sich als Rippen im Gelände hervor und sind leicht zu verfolgen¹. Die schönsten Aufschlüsse sind bei der Rotwand, Ed-Alm und Liesen-Alm, wo die größten Gerölle von 20 und 30 cm Durchmesser vorkommen.

Die spärlichen Fossilreste aus den Zwieselalmschichten wurden von O. Kühn (Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien, Geol.-pal. Abh. N. F. 17, 5, S. 1—84, Die „Zwieselalmschichten“, S. 23—28, 1930) beschrieben. Am bezeichnendsten sind in den Konglomeraten der Zwieselalmschichten Lithothamnien. Das Alter wurde mit Dan festgesetzt. Möglicherweise ist in den höchsten Schichten auch noch das Paläocän enthalten.

B. Quartär

1. Moränen

Außer dem bereits auf S. 21 erwähnten Endmoränenwall am unteren Ende des Vorderen Gosausees, ist das Gosautal noch zwischen dem Ebenkogelwald und der Umgebung des Gosauschmieds mit Moränen erfüllt. Eine nähere Alterseinstufung dieser wenig charakteristischen Moränen ist nicht mit Sicherheit vorzunehmen. Wahrscheinlich sind sie postwürmischen Alters.

Ein weites Moränengelände erstreckt sich westlich vom „Mitteltal“ im Hang nördlich der Leitgeb-Alm. Im genetischen Zusammenhang mit diesen Moränen steht das Vorkommen von erratischen Blöcken, die im Umkreis der Falnberg- und der Ötscher Alm sowie um die Liesenhütten verbreitet sind. Die erratischen Blöcke sind kalkalpinen Ursprungs.

2. Moore und Sümpfe

Infolge ihrer tonigen und daher undurchlässigen Beschaffenheit neigen die Gosauschichten zu Wasserstauungen, wodurch die Bildung von anmoorigem Gelände begünstigt wird. Als Torflager haben die beiderseits des Gosautales gelegenen „Moose“ kaum eine nennenswerte Bedeutung.

3. Rezenter Schutt und Talauen

Das bis zu einem Kilometer breite Gosautal verdankt einem Talgletscher seine Gestaltung. Nach dem Rückzug des Würm-Eises wurde durch die Schmelzwässer der Talboden verschottert. — Am Fuß der beiderseitigen Talhänge stauten sich die Abschlämmassen der leicht verwitterbaren Gosauschichten, die im allgemeinen einen schweren Boden bilden. Bei ungenügender Entwässerung neigt er zur Versäuerung.

III. Tektonik

Obwohl die Gosauschichten zu ihrer Unterlage in normalem stratigraphischen Verband stehen, ist die Beckenumrahmung dennoch durch einzelne Brüche gekennzeichnet. Der Verlauf dieser Brüche ordnet sich keinem bestimmten System ein und auch die Intensität und damit auch die Bedeutung der Brüche, sind einem örtlichen Wechsel unterworfen. Die bedeutendste Randstörung ist die Zwieselalm-Überschiebung, an deren steiler Bewegungsfläche die Gosauschichten an ihrem SW-Beckenrand überfahren wurden.

Auch die Gosauschichten des Hofer-Grabens und der Ressen sind von einem Verwerfungssystem betroffen. Der NW—SO streichende „Roßalpen-Bruch“ (Spengler, 1918) trennt die Trias des Leitgebkogels von der Gosau (außerhalb des Blattes gelegen) des Hofer-Grabens. Die Gosauschichten sind an dieser Störungszone steil geschleppt

¹ Wenig verfestigte Konglomeratlagen verwittern leicht in ihre Bestandteile und die einzelnen Gerölle lassen sich an Wegen und Aufschlüssen gut beobachten.

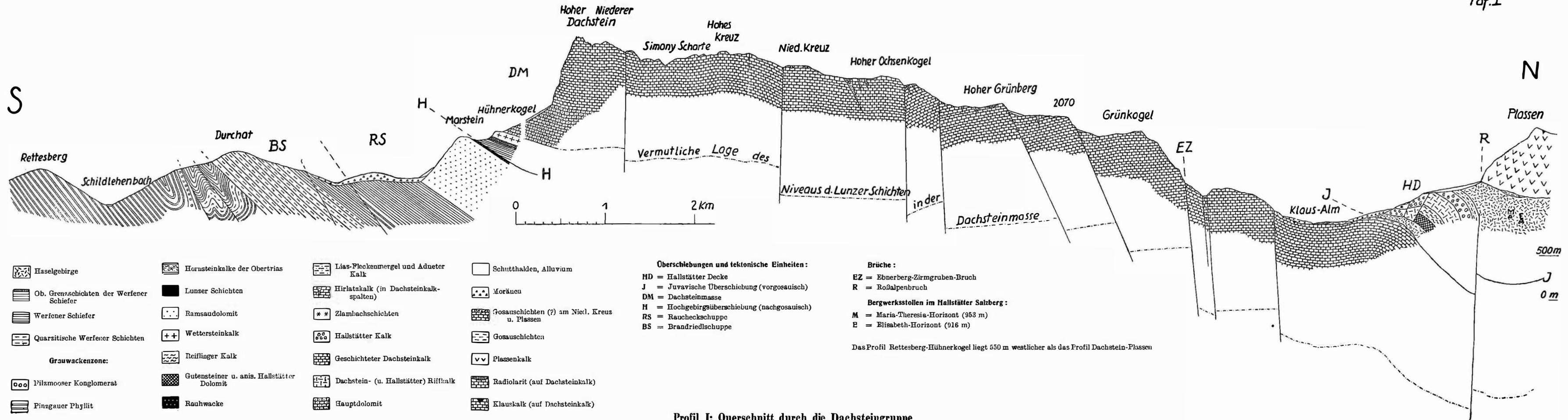
und fallen mit 90—45° gegen das Beckeninnere ein (Weigel, 1937). Eine geringere Sprunghöhe hat wohl die N—S verlaufende Verwerfung des Katzenhofgrabens, an der Mittlere und Obere Gosau aneinanderstoßen. Auch an dem auf der Karte eingetragenen, östlich gelegenen Bruch zwischen Kaunwand—Veitenhütte—Schnittler Moos wurde der östliche Flügel um einen geringen Betrag gehoben.

Von den NW—SO verlaufenden Verwerfungen südwestlich des Kesselwaldes, werden Ablagerungen der Gosau zwar nicht mehr betroffen; trotzdem erscheint es wahrscheinlich, daß auch diese Verwerfungen die Entstehung des heutigen Beckenrandes beeinflußt haben. Ein ähnliches Bruchsystem verläuft auch am Westhang des südlichen Gosautales, wo Obere Gosau gegen Untere Nierentaler Schichten abstößt. An dieser Verwerfung ist die südliche Scholle abgesunken. In ihrer nordwestlichen Fortsetzung klingt die Verwerfung ab und in den Oberen Nierentaler Schichten ist ihr Einfluß nicht mehr festzustellen.

Zwischen dem Gosauschmied und dem Vorderen Gosausee verläuft noch der fast senkrecht stehende „Gosauschmied-Bruch“, der sich offenbar aus mehreren kleineren Einzelbrüchen summiert. Auf der Westseite des Klauskogels ist Hauptdolomit emporgehoben, der sich unter dem Talschutt mit dem Hauptdolomit auf der westlichen Talseite verbindet. Dieser Hauptdolomit bildet das stratigraphisch Liegende des Dachsteinkalk-Plateaus und erst in den Südwänden des Gosaukammes und der Dachsteingruppe streicht er wieder zu Tage.

Etwas westlich vom Höhenrücken des Hornspitz—Falmberges und Höhbichl verläuft innerhalb der Mittleren und Oberen Nierentaler Schichten eine NW—SO streichende Verwerfung mit abgesunkenem SW-Flügel.





- | | | | |
|---------------------------------|---|---|--|
| Haselgebirge | Hornsteinkalke der Obertrias | Lias-Pleckenmergel und Adneter Kalk | Schutthalden, Alluvium |
| Ob. Grenzschiefer | Lunzer Schichten | Hirlatzkalk (in Dachsteinkalke-spalten) | Moränen |
| Werfener Schiefer | Ramsaudolomit | Zlambachschiefer | Gosauschichten (?) am Nied. Kreuz u. Plassen |
| Quarzitische Werfener Schichten | Wettersteinkalk | Hallstätter Kalk | Gosauschichten |
| Grauwackenzone: | | | |
| Pilsmooser Konglomerat | Reiflinger Kalk | Geschichteter Dachsteinkalk | Plassenkalk |
| Pinzgauer Phyllit | Gutensteiner u. anis. Hallstätter Dolomit | Dachstein- (u. Hallstätter) Riffkalk | Radiolarit (auf Dachsteinkalk) |
| | Rauhacke | Hauptdolomit | Klauskalk (auf Dachsteinkalk) |

- Oberschiebungen und tektonische Einheiten:**
- HD = Hallstätter Decke
 - J = Juvavische Überschiebung (vorgosauisch)
 - DM = Dachsteinmasse
 - H = Hochgebirgsüberschiebung (nachgosauisch)
 - RS = Raucheckschuppe
 - BS = Brandriedlschuppe

- Brüche:**
- EZ = Ebnerberg-Zirmgruben-Bruch
 - R = Roßalpenbruch

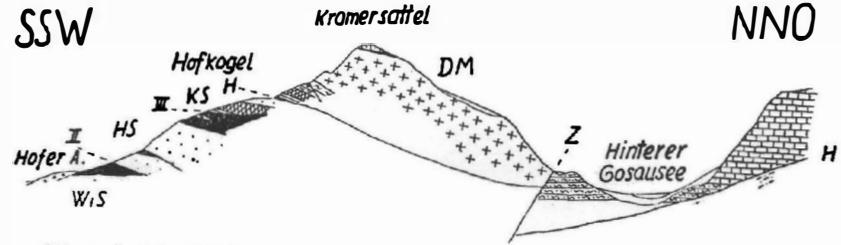
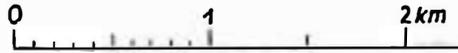
- Bergwerksstollen im Hallstätter Salzberg:**
- M = Maria-Theresia-Horizont (953 m)
 - E = Elisabeth-Horizont (916 m)

Das Profil Rettesberg-Hühnerkogel liegt 550 m westlicher als das Profil Dachstein-Plassen

Profil I: Querschnitt durch die Dachsteingruppe

Profile durch den Gosaukamm

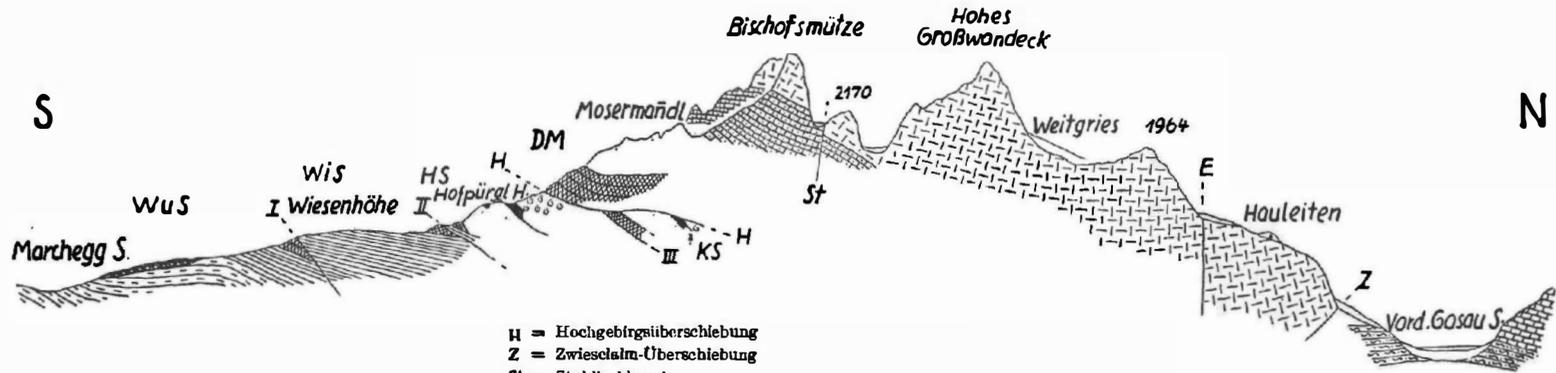
Bezeichnung der Schichtgruppen
wie auf Tafel I



- DM = Dächsteinmasse
- KS = Kesselwandschuppe
- HS = Hohepürgschuppe
- WIS = Schuppe der Wiesenhöhe
- WuS = Wurmeeschuppe

500m

Profil 2



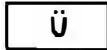
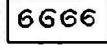
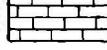
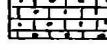
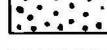
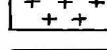
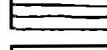
- H = Hochgebirgsüberschiebung
- Z = Zwieschalm-Überschiebung
- St = Stahlochbruch
- E = Elagrubenbruch
- I, II, III = Zwischen: WuS, WIS, HS u. KS liegende Schublflächen

Profil 3

500m

I—IV geologische Profile durch das südöstliche Dachsteingebiet zwischen dem Tal des Feisterer Baches und dem Luser-Bach.

Zeichenerklärungen :

	Überschiebungsflächen
	Schutthalden
	Interglaziale und frühstadiale Schotter der Enns
	Jura-Hornsteinkalke
	Norischer Hallstätter Kalk
	Dachsteinkalk
	Hauptdolomit
	Ramsaudolomit
	Wettersteinkalk
	Gutensteiner Dolomit und Kalk
	Werfener Schiefer
	Pinzgauer Phyllit

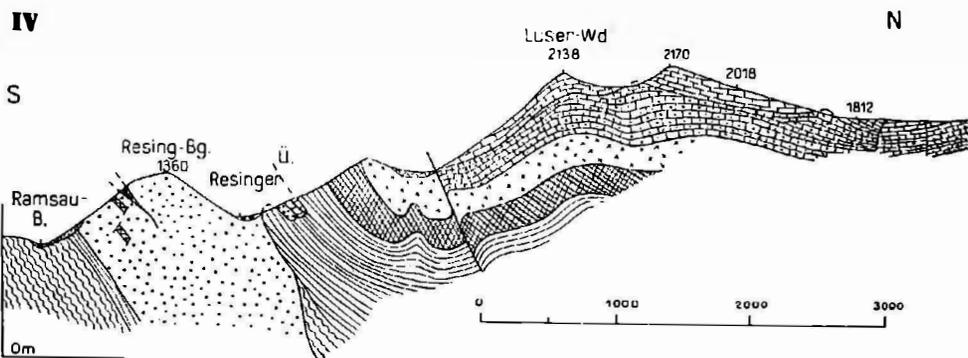
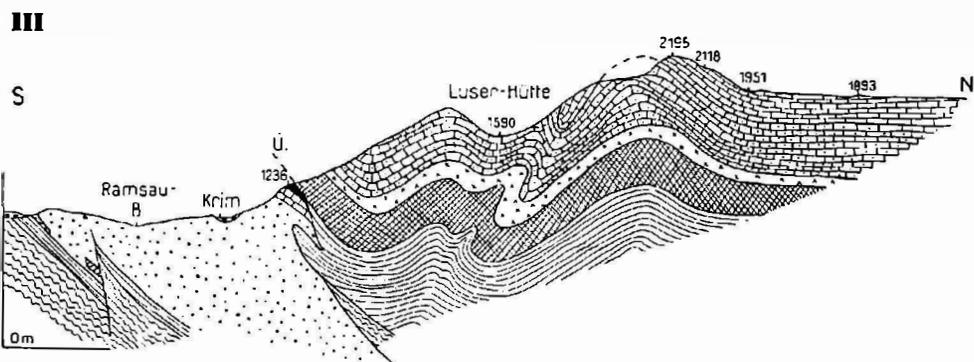
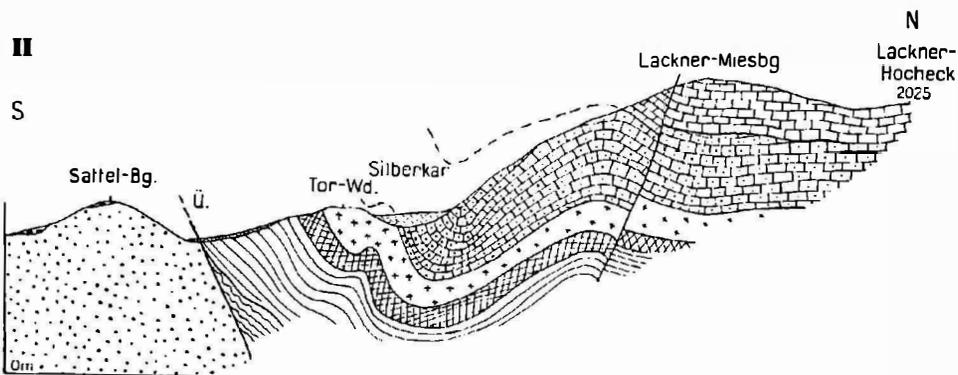
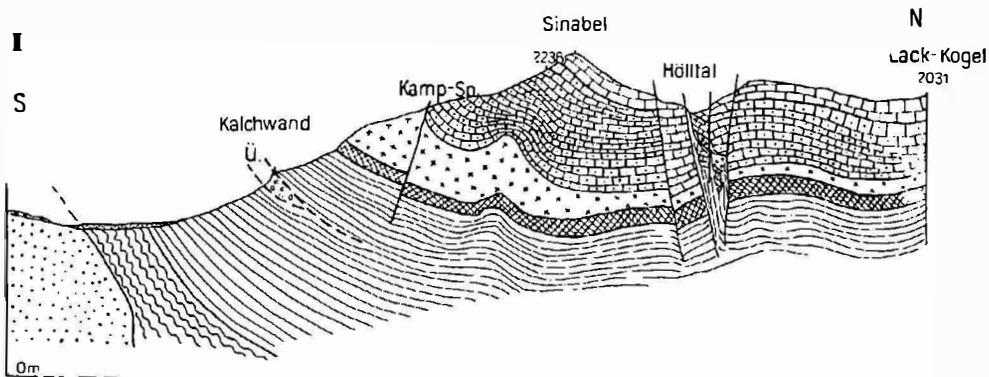


Bild 1

Bischofsmütze und Gosaukamm

Von der Sulzenschneid (Standpunkt der Aufnahme SW unter Punkt 1970)

Lichtbild von Robert Cœe, Wien

K = Kamplbrunnspitze (2183 m), B = Große Bischofsmütze (2455 m), A = Armkarwand (2348 m), G = Großwand (2413 m), S = Steigkogel (2203 m), H = Hofpürglhütte (1703 m). Vordergrund: Sulzenschneid mit den Punkten 1936 m und 1918 m.

W = Werfener Schiefer des Sulzenfeldes (Vordergrund), M = Mitteltriasdolomit (Gutensteiner- und Ramsaudolomit) der Dachsteinmasse, MK = Mitteltriaskalk (Wettersteinkalk mit Einlagerungen von Reiflinger Kalk) der Dachsteinmasse. Rh = Ramsaudolomit der Hofpürglschuppe, Rk = Ramsaudolomit der Kesselwandschuppe.

L = Lunzer Schichten (Dachsteinmasse: Cidaritenschichten beim Kamplbrunn unterhalb der Kamplbrunnspitze, Hofpürglschuppe: Halobienchiefer bei der Hofpürglhütte und am Hofkogel). Die Lunzerschichten bilden überall begraste Flachstufen zwischen den Felswänden. HK = Hallstätter Kalk der Hofpürglschuppe. HD = Hauptdolomit, D = Dachsteinriffkalk der Dachsteinmasse. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinriffkalk tritt besonders an der Bischofsmütze schon von der Ferne dadurch sehr scharf hervor, daß der Dachsteinriffkalk eine hellere Verwitterungsfarbe aufweist als der Hauptdolomit und glattere Wände bildet als dieser.

Ü - Ü = Hochalpine Überschiebung (Hochgebirgsüberschiebung) an der Basis der Dachsteinmasse. Dieser Überschiebung folgt vom Fuße des Mosermandls bis an den rechten Bildrand der Linzer Steig. St = Stuhlochbruch (bildet die Schlucht zwischen der Großen Bischofsmütze und dem gleichfalls eine Kappe von Dachsteinriffkalk tragenden Schwingerzipf und gleichzeitig die Grenze zwischen Bischofsmützenscholle und Gosaukamm).

Der zweigipfelige Mosermandlgrat links vor der Bischofsmütze, der NO-Grat der Armkarwand und der W-Grat des Steigkogels wurden mit Tuschlinien nachgezogen, weil sie sich sonst im Bilde vom Hintergrund nicht abheben würden.

Bild 2

Rettenstein von Süden

Standpunkt der Aufnahme am unteren Ausgang des Weitenhausgrabens

Lichtbild von Otto Willau, Waidhofen/Ybbs

R = Rauhwacke, darüber bei H gipsführendes Haselgebirge. Darüber Crinoiden führender Gutensteiner Kalk (G), den Felskopf 1752 m nahe vom linken Bildrand bildend. Die hell erscheinenden Aufschlüsse darüber bestehen aus Liasfleckenmergeln (L), an deren oberem Rande am linken Bildrand das dunkle Band des roten Mittellias erkennbar ist. Darüber liegt Plassenkalk, der den Gipfel des Rettensteins bildet.

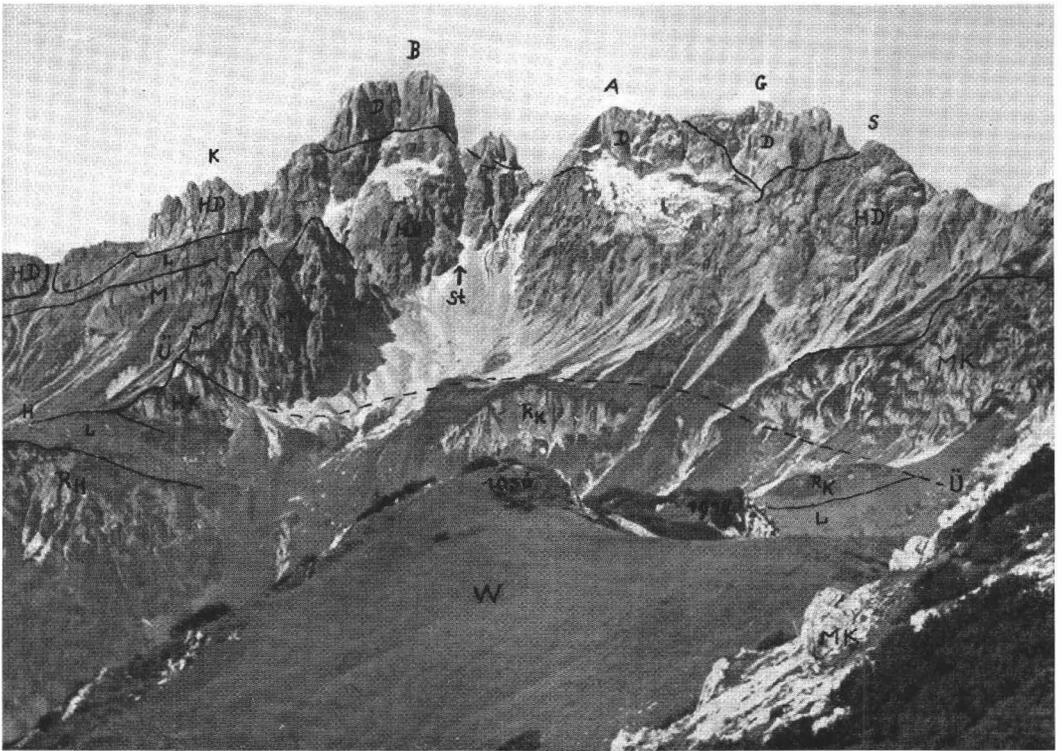


Bild 1



Bild 2

Bild 3

Die Südwände von Torstein (T), Mitterspitz (M) und Dachstein (D),
gesehen vom Brandriedl aus (Pürstling)

Lichtbild von R. C'ee, Wien

Die hohen Felswände bestehen aus Dachsteinkalk (obere Trias), welcher im Hohen Dachstein selbst geschichtet ist, aber gegen den Torstein zu allmählich in ungeschichteten Riffkalk übergeht. Korallen mögen den Hauptanteil an seiner Entstehung haben. Die schneebedeckten Schutthalden am Fuß der Wände verhüllen den hier anstehenden Hauptdolomit, der ob seiner grusigen oder feinstückigen Verwitterung nicht zur Wandbildung befähigt ist. Dem Dolomit zug vor- beziehungsweise untergelagert ist Wettersteinkalk (mittlere Trias), der wieder Felsen bildet: die auf der Karte unbenannte Felswand (X) mit Punkt 2198, den Hühnerkogel vor der Südwand (H) und den Mitterstein (mi). Die beiden erstgenannten Höhen werden unterlagert von Gutensteiner Kalk, noch zur Mitteltrias gehörig, und von Werfener Schichten (Untertrias). Diese Gesteine sind durch gebirgsbildende Bewegungen in ihrer Mächtigkeit stark verringert und daher auf dem Bild schlecht auszunehmen (dunkle Felsen am Fuß des Hühnerkogels). Das Raucheck (R) und der Marstein (m) bestehen aus Ramsaudolomit (mittlere Trias); auf ihn ist die ganze genannte Schichtfolge der Trias aufgeschoben. Diese Hochgebirgsüberschiebung ist im „Tor“ (t) prächtig zu beobachten. Sie zieht weiter über den Sattel zwischen Hühnerkogel und Marstein auf den Schönbühel (S). Der Waldhang links besteht aus Ramsaudolomit, die Weidefläche aber aus rotem Werfener Schiefer bis hinauf zur Südwand-Hütte, die knapp außerhalb des rechten Bildrandes zu denken ist (SW). Auf der Kuhpalven (K) liegt ein kleiner Rest zwischeneiszeitlicher Gehängebreccie.

Bild 4

Dachstein-Südwand, gesehen von der Dachstein-Warte
Geschichteter Dachsteinkalk

Nach einem Lichtbild der Sektion Austria (Bergwelt-Verlag, Salzburg)



Bild 3

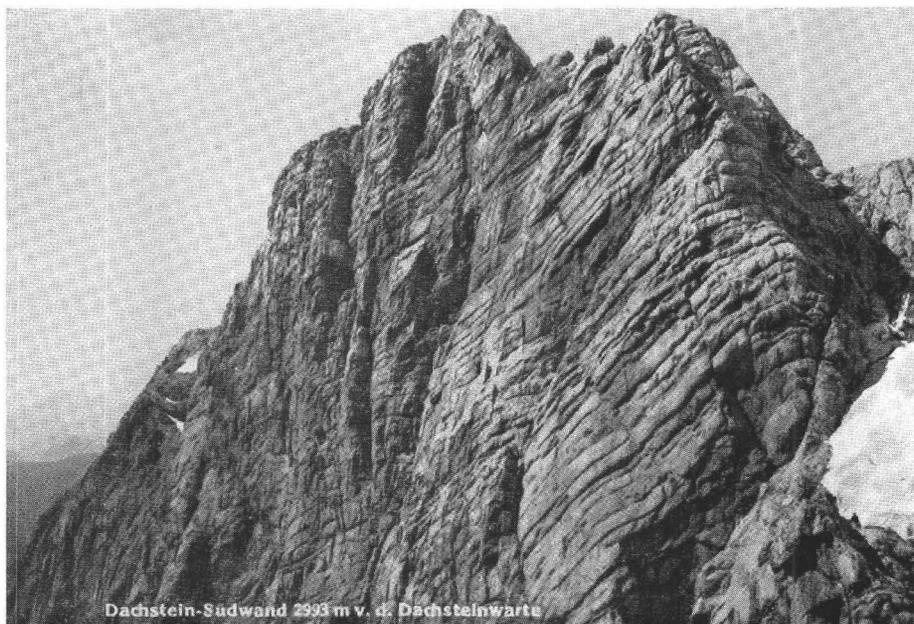


Bild 4

Bild 5

Ramsau und Scheichenspitz-Gruppe

Nach einem Lichtbild des Kunstverlages Schöllhorn, Innsbruck

Die Kammlinie bilden Hoher Gamsfeld-Spitz (HG); rechts davon der „Schmiedstock“, Scheichen-Spitz (S) und Hohe Rams (HR). Das zwischen den erstgenannten Gipfeln liegende Kar heißt „Fluder“ (F). Zwischen Scheichen-Spitz und Hoher Rams liegt das Eiskar (E). Alle drei Gipfel bestehen aus mitteltriadischem Wettersteinkalk. Darunter liegt ein durch Schuttstreifen immer wieder unterbrochenes Band von Gutensteiner Kalk und Dolomit (g). Darunter ist unreiner Kalk und Mergel der oberen Werfener Schichten vorhanden (w). Ganz aus Werfener Schiefer bestehen die bewaldeten Rücken oberhalb der Ramsau, der Eberlehner-Rücken (E), die Rabenkögel (R) und der Grub-Rücken (G). Der allerunterste Teil der beiden letzten besteht aus Pinzgauer Phyllit (P). Der Werfener Schiefer dieser Rücken ist keine einheitliche Schichtfolge; das zeigt die aus oberjurassischem Plassenkalk und transgredierenden Gosauschichten bestehende Scholle des Ramsauer Hühnerkogels (H). Hier ist die Dachsteinmasse (Scheichenspitz-Gruppe) auf die Brandriedl-Schuppe geschoben; diese letztere gehört bereits dem Schuppenland von Werfen - St. Martin an. An mehreren Stellen im abgebildeten Gebiet ist zwischeneiszeitliche Hangbreccie (Ramsauer Breccie) vorhanden, wenn auch nirgends deutlich auszunehmen: Rabenkögel (bei R); wenig oberhalb des Hühnerkogels; auf dem Grub-Rücken. Der Vordergrund des Bildes wird eingenommen von der schwach geneigten Schutt- und Schotterfläche der Ramsau.

Bild 6

Schladming, Scheichenspitz- und Dachsteingruppe

Nach einem Lichtbild des Photo-Verlages Mayer, Leoben

Über dem breiten Talboden der Enns steigt der Hang steil an zu dem Wiesengelände der Leithen (L). Dieser Hang wird von der Straße Schladming—Ramsau in mehreren Wegkehren erklommen, welche auf dem Bilde erkennbar sind. Er besteht aus zwischeneiszeitlichem Ennschotter, der nach der hier vertretenen Meinung in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit abgelagert wurde. An seiner Sohle liegt das Schladminger Torfkohlen-Flöz. Auf der Terrassenfläche liegen Moränen, wohl aus der Würm-Eiszeit. Über der Fläche der Leithen ist der bewaldete Kulmberg (K) erkennbar, aus Ramsaudolomit bestehend und zum Mandlingzug gehörig. In der Mitte des Bildes liegt der schneebedeckte Kamm der Scheichenspitz-Gruppe, aus Wettersteinkalk bestehend; man erkennt den Hohen Gamsfeld-Spitz (G), die Hohe Rams (R) und dazwischen den Scheichenspitz, ferner die beiden schneerfüllten Kare: Fluder (links) und Eiskar (rechts). Links im Hintergrund die Dachsteingruppe mit Torstein (T), Mitterspitz (M) und Hohem Dachstein (D). Vor dem Dachstein liegt der bewaldete Brandriedl (b), links von ihm am Bildrand der Durchat (d). Beide sind aufgebaut aus mächtigem Quarzit der Werfener Schichten.



Bild 5



Bild 6

GEOLOGISCHE KARTE DER DACHSTEINGRUPPE

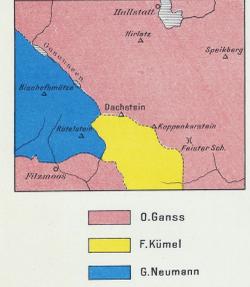
Im Auftrag des D. u. Ö. Alpenvereins aufgenommen unter Leitung von Prof. Dr. E. Spengler in den Jahren 1936 bis 1940
 von Ortwin Ganss, Friedrich Kümel und Gerhard Neumann; mit Beiträgen von A. Meier.

Mit Benützung der geologischen Karten von: E. v. Mojsisovics (Spezialkarte Ischl und Hallstatt) 1905, E. Spengler (Becken von Gosau, Zwieselalpengebiet) 1914, E. Spengler (Plassen und Hallstätter Salzberg) 1918, F. Trauth (Südabhang der Dachsteingruppe) 1926, O. Weigel (Becken von Gosau) 1937.

Farbenerklärung

- Talauen (Alluvium)
- Moore und Sümpfe
- Aragonit und Kalktuff
- Schutt
- Schwemmkegel
- Blockströme und Bergsturztümmel
- Firngleitwälle
- Wallmoränen der späteren Stadialglazischer
- Moränen (eiszeitlich und rezent)
- Moränen mit Gletscherkreide-Einlagerung
- Erratische Blöcke
- Interglaziale und frühstadiale Schotter der Enns und ihrer Zuflüsse
- Interglaziale Deltaablagerungen des Echernstales
- Interglaziale Gehängebreccien (P = Erdpyramiden)
- Bohnerzlager
- Augensteinkonglomerate, Sandstein, Sande
- Augensteingerölle (faust- bis kopfgroß)
- Augensteingerölle (klein)
- Tertiäre Landoberfläche
- Zwieselalmschichten (Konglomerate und Lithothamnienkalke)
- Obere Nierentaler Schichten (Kalke und Sandsteine)
- Obere Nierentaler Schichten (Ob. bunte Kalke und Mergel)
- Mittlere Nierentaler Schichten (weiße Kalkmergel)
- Untere Nierentaler Schichten (Unt. bunte Kalke und Mergel)
- Obere Gosau (Sandsteine und Breccien)
- Obere Gosau (grobe Breccienbank)
- Mittlere Gosau und Gosau der Gipfflächen und bei Ramsau
- Rudistenbänke in der Mittleren Gosau
- Untere Gosau (dunkle Mergel)
- Konglomeratbank in der Unteren Gosau
- Grundkonglomerate der Unteren Gosau
- Plassenkalk
- Radiolarit
- Jura-Hornsteinkalke
- Klausalk (Ki im Klausloch)
- Lias-Fleckenmergel
- Hiratzkalk (Dachsteinplateau) und roter Mittelmergel (Rötstein und Steinbergkogel)

Verteilung der Arbeitsgebiete:



Farbenerklärung

- Zlambachschichten
- Norischer (?) Hornsteinkalk des Plankenstein
- Norischer (?) Plattenkalk des Plankenstein
- Norischer Hallstätter Kalk und Hallstätter Kalk bei Ramsau
- Hallstätter Rifffalk (verschiedene Stufen)
- Dachsteinkalk
- Ungefähre Grenze zwischen Dachsteinkalk (W) und geschichtem Dachsteinkalk (O)
- Stratigraphische Einschaltungen von Hallstätter Kalk im Dachsteinkalk
- Nordgrenze der Übergangsfazies zwischen Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk
- Mit Dolomit wechselnder Dachsteinkalk
- Hornsteinkalk der Zwieselalpe (oberkarnisch und bei den Gosausen, Unterer (?))
- Tektonisch zertrümmerter Dachsteinkalk
- Hauptdolomit
- Tektonisch zertrümmerter Hauptdolomit
- Lunzer Schichten (Schiefer, Oolithe und Kalke der Bischofs müntzenschötle)
- Lunzer Schichten (Halobienchiefer, im Mandlingzug Lunzer Sandstein)
- Ramsaudolomit (und Dolomitmylonit des Mandlingzuges)
- Wettersteinkalk
- Tektonisch zertrümmerter Wettersteinkalk
- Rotes Kalkband an der Basis des Wettersteinkalkes (Schreyeralkalk)
- Reiflinger Kalk und Hornsteinkalk der Kaunwand
- Gutensteiner Dolomit (und ansischer Dolomit der Hallstätter Fazies)
- Gutensteiner Kalk
- Rauhwacke
- Haselgebirge (Hallstätter Salzberg) M = Metaphyr
- Gips in den Werfener Schichten
- Obere Grenzschichten der Werfener S. (Sandsteine, Mergel, Kalke)
- Werfener Schiefer
- Quarzite und grüne Werfener Schichten
- Pingsgauer Phyllit (Grauwackenzone)
- Filzmooser Konglomerat im Phyllit
- Graphitische Lyditlagen im Phyllit
- Ankeritische Kalkinseln im Phyllit
- Stand der Gletscher von 1938
- Erdbebenspalte am Nied. Gaidstein
- Tektonische Linien
- Waagrechte Lagerung
- Fallen 1—29°
- Fallen 30°—59°
- Fallen 60°—89°
- Lotrechte Lagerung
- Streichen, Fallen und Strömung im Phyllit
- Fossilfundorte
- Aufgelassenes Kupferbergwerk bei Filzmoos

