

MITTEILUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN.

XI. Jahrgang

1918.

Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes.¹⁾

Von E. Spengler.

Mit 1 Tafel (Taf. I).

Einleitung.

Das hier vorliegende Querprofil durch die Kalkalpen des Salzkammergutes kann als zusammenfassendes Resümee meiner sich durch neun Sommer erstreckenden Studien im Salzkammergute aufgefaßt werden, welche zu dem Zwecke unternommen wurden, durch genaueste Beobachtung der Lagerungsverhältnisse, insbesondere an den entscheidenden Stellen, und durch kritische Verarbeitung der gesamten Literatur für die tektonische Deutung des Salzkammergutes eine gesicherte Basis zu schaffen, in ähnlicher Weise, wie es für den westlich der Salzach gelegenen Teil der Salzburger Alpen durch F. F. Hahn und seine Mitarbeiter geschehen ist. Daß trotz der langjährigen Forschungstätigkeit E. v. Mojsisovics' und des Erscheinens der geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt neuere Detailstudien zur Klarstellung der Tektonik erforderlich waren, ergibt sich aus der Tatsache, daß die zahlreichen Autoren, die seit Beginn des XX. Jahrhunderts auf Grund der älteren Beobachtungen eine zusammenfassende Darstellung der Tektonik des Salzkammergutes versucht haben, zu so weit voneinander abweichenden Resultaten gelangt sind. Man vergleiche die ältere, von Mojsisovics²⁾ ausgesprochene tektonische

¹⁾ In der Form geänderte und erweiterte Wiedergabe eines am 15. Februar 1918 in der Geologischen Gesellschaft gehaltenen, gleichnamigen Vortrages.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. Bau und Bild Österreichs, Wien 1903, S. 383 bis 391.

Deutung des Salzkammergutes, der sich auch C. Diener³⁾ anschließt, mit den Hypothesen von E. Haug⁴⁾, dem im wesentlichen L. Kober⁵⁾ folgt, E. Sueß⁶⁾ und der durch F. F. Hahn⁷⁾ weiter ausgebauten Anschauung J. Nowaks⁸⁾.

Wenn es mir auch — hauptsächlich infolge des mit Recht so übel berüchtigten Wetters im Salzkammergute — bisher nicht möglich war, das gesamte, auf Blatt Ischl und Hallstatt liegende Gebiet einer detaillierten Neuaufnahme zu unterziehen⁹⁾, so sind doch die Aufnahmen bereits so weit gediehen, daß ich feststellen kann, daß meine Studien eine fast vollständige Bestätigung der Nowak-Hahnschen tektonischen Deutung ergeben haben. Die Beobachtungen, auf Grund welcher das hier vorliegende Profil gezeichnet wurde, sind allerdings zum großen Teile bereits in meinen anderen, das Salzkammergut betreffenden Arbeiten¹⁰⁾ enthalten; doch scheint mir die Konstruktion eines geeignet gelegten Profils das beste Mittel zu sein, die einzelnen Be-

³⁾ C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode, Denkschriften der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Bd. 92 (Wien 1916), S. 427.

⁴⁾ E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. III. part. Le Salzkammergut. Bull. de la Soc. géolog. de France 1912, p. 105—142.

⁵⁾ L. Kober, Über Bau und Entstehung der Ostalpen, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1912.

⁶⁾ E. Sueß, Antlitz der Erde III/2, S. 203.

⁷⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913.

⁸⁾ J. Nowak, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut, Bull. de l'acad. de sciences de Cracovie 1911, S. 57 bis 112.

⁹⁾ Es ist bisher noch eine genaue Neuaufnahme des äußerst kompliziert gebauten, aber teilweise sehr ungünstig aufgeschlossenen Gebietes zwischen Ischl und Aussee (Sandling, Raschberg, Zlambachgräben) ausständig. Mir ist dieser Teil des Salzkammergutes nur durch einzelne kursorische Begehungen aus eigener Anschauung bekannt.

¹⁰⁾ Die Schafberggruppe, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1911: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, I. Teil, Sitzungsber. d. Wr. Akad. 1912, S. 1039 bis 1086; II. Teil, Sitzungsber. d. Wr. Akad. 1914, S. 267 bis 328; Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau, Zentralbl. f. Mineral. usw. 1913, S. 615; Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien 1918, S. 130 bis 140; Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges, Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt. Wien 1918.

obachtungen unter größeren Gesichtspunkten zusammenzufassen, wenn es der Stand der Aufnahmen noch nicht erlaubt, eine durch eine geologische Karte und zahlreiche Profile erläuterte tektonische Gesamtdarstellung des Salzkammergutes zu bieten. Mir ist bei der Konstruktion des Profils in erster Linie der vortreffliche Querschnitt Ampferers und Hammers¹¹⁾ durch die westlichen Ostalpen als Vorbild vorgeschwebt.

Es wurden bereits mehrfache Querprofile durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut konstruiert. Als die ältesten Versuche sind die beiden, allerdings etwas weiter westlich gelegten Querprofile Lill v. Lilienbachs¹²⁾ zu nennen. Diese Profile stammen aus einer Zeit, in welcher die Stratigraphie der Kalkalpen noch fast gänzlich unbekannt war; insbesondere kannte man noch nicht das Alter des „Alpenkalkes“. Um so mehr ist der Scharfblick Lills zu bewundern, der bereits die Überlagerung der heute Roßfeldschichten genannten Gesteine durch die juvavische Trias am Roßfeld und auf der Südseite des Untersberges richtig erkannte. Daß er diese Erscheinung damals stratigraphisch deutete, ist selbstverständlich: die tirolische Trias bezeichnet er als die untere, die juvavische als die obere Gruppe des Alpenkalkes.

Das siebzehn Jahre später veröffentlichte Profil C. Morlots¹³⁾ läßt keinen merklichen Fortschritt gegen Lill erkennen; im Gegenteil, einige wertvolle Beobachtungen Lills sind hier vernachlässigt (zum Beispiel Roßfeld).

Hingegen bedeutet das nächste Querprofil, der nur 10 km östlich des hier vorliegenden Querschnittes gezogene Hauerische¹⁴⁾ Durchschnitt, gegenüber Lills Profil einen gewal-

¹¹⁾ O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1911, S. 531 bis 710.

¹²⁾ C. Lill v. Lilienbach, Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen, Jahrb. f. Mineral. usw., Bd. I (1830), S. 153—220; Ein zweiter Durchschnitt aus den Alpen, Jahrb. f. Mineral. usw., Bd. IV (1833).

¹³⁾ C. Morlot, Erläuterungen zur geognostischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen, Wien 1847.

¹⁴⁾ F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. XXV (1857), S. 253 bis 348.

tigen Fortschritt, insbesondere dadurch, daß es inzwischen Hauer gelungen war, die ostalpine Stratigraphie auf eine gesicherte Basis zu stellen. Als irrtümlich muß nur in erster Linie die unrichtige Stellung der Hallstätter Kalke, die Annahme eines jurassischen Alters des Höllengebirgskalkes, vor allem aber die Vorstellung bezeichnet werden, daß die Faltung des Gebietes am Ende der Liasperiode¹⁵⁾ erfolgte.

In dem nach Abschluß der hauptsächlich von Mojsisovics durchgeführten stratigraphischen Erforschung des Salzkammergutes veröffentlichten Kittlschen Exkursionsführer¹⁶⁾ wird kein Profil durch das ganze Salzkammergut mitgeteilt, sondern nur einzelne Detailprofile.

Hingegen sind in der Haugschen¹⁷⁾ Arbeit einige Profile enthalten, welche nahezu das gesamte Salzkammergut queren. Doch sei abgesehen von den bereits von mir¹⁸⁾ und F. F. Hahn¹⁹⁾ hervorgehobenen sachlichen Irrtümern in diesen Profilen, darauf aufmerksam gemacht, daß diese Querschnitte, sowohl was die orographische Kontur, als die Mächtigkeit und Fallrichtung der Schichten betrifft, sehr ungenau gezeichnet sind und daher leicht eine falsche Vorstellung vermitteln.

Letzteres gilt auch, und zwar vielleicht in noch höherem Maße, von den in der Auffassung viel richtigeren Profilen J. Nowaks²⁰⁾, bei welchen insbesondere die starke Überhöhung unangenehm auffällt.

Die Konstruktion des Querschnittes.

I. Das rezente Profil.

Ich habe für meinen Querschnitt eine Linie gewählt, welche nächst Unterburgau im Attersee beginnt, von hier an

¹⁵⁾ F. v. Hauer, l. c., S. 346.

¹⁶⁾ E. Kittl, Exkursionsführer d. IX. internat. Geologenkongr. Wien 1903 (IV. Teil: Salzkammergut).

¹⁷⁾ E. Haug, l. c., Bull. de la Soc. géol. de France 1912 (Coupes transversales à travers le Salzkammergut).

¹⁸⁾ E. Spengler, Einige Bemerkungen zu E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, III. partie, Zentralbl. f. Mineral. usw. 1913, S. 272 bis 277; Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1918.

¹⁹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913. Die Arbeit wird der Kürze halber im Folgenden stets als „Grundlage“ zitiert.

²⁰⁾ J. Nowak, l. c., Taf. III.

genau gegen Süden über den Gipfel des Breitenberges (1405 m) und den östlichen Teil des Lugbergplateaus bis zum Ischltale verläuft, welches das Profil $1\frac{1}{2}$ km östlich der Kirche von Strobl quert. Nach 11 km langem, streng meridionalen Verlaufe erfährt die Profillinie 1,2 km südlich der Strecke der Salzkammergut-Lokalbahn²¹⁾ eine leichte Knickung gegen Westen, indem sie von hier an bis zum Gipfel des Rinnkogels $4\frac{1}{4}$ km lang in der Richtung Süd 20° gegen West verläuft. Vom Rinnkogel bis zum Gamsfeld ist die Profillinie durch 5 km Süd 5° gegen West gerichtet, die Abweichung von der Nordsüdrichtung also wiederum bedeutend geringer. Vom Gamsfeld endlich ist der Querschnitt über den Großen Donnerkogel bis an den Südrand der Kalkalpen durch 17 km neuerdings genau gegen Süden geführt. Die soeben erwähnte geringfügige Abweichung²²⁾ der Profillinie von der streng meridionalen Richtung hat sich als nötig erwiesen, um einerseits tunlichst viele markante Punkte (Bergspitzen) zu treffen, anderseits ein möglichst charakteristisches Profil zu bieten und stark schief auf das Schichtstreichen geführte Profilstrecken zu vermeiden. Trotzdem mußte das Profil an mehreren Stellen schief aufs Schichtstreichen geführt werden; dies gilt insbesondere für das Gebiet des Donnerkogels, wo die Profilrichtung mit der Fallrichtung der Schichten einen Winkel von 45° einschließt. Das Fallen der Schichten erscheint daher etwas flacher, die Mächtigkeit derselben hingegen etwas größer, als sie in Wirklichkeit ist.

Die Beobachtungen, welche in die Profillinie eingetragen wurden, sind fast durchaus auf eigene Anschauung begründet; nur der südlichste, auf Blatt Radstadt gelegene Teil des Profils wurde von Dr. F. Trauth²³⁾ aufgenommen und wird mit dessen freundlicher Erlaubnis hier publiziert. Übrigens

²¹⁾ Auf halbem Wege zwischen der Pichler- und Pichlreuthütte.

²²⁾ Durch diese Abweichung der Profillinie vom Meridian erfährt dieselbe eine Verlängerung um $\frac{1}{4}$ km, das heißt um 0.7%. Dieser Fehler ist so unbedeutend, daß er gegenüber den Vorteilen, welche die Knickung der Linie gewährt, nicht ins Gewicht fällt. Auch der geologische Alpenquerschnitt Ampferers und Hammers zeigt eine an mehreren Stellen geknickte Profillinie.

²³⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen, *Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien* 1916, S. 77 bis 86.

haben wir auch diesen Teil des Profils gemeinsam begangen. Für den nördlichsten Teil des Querschnittes (Breitenberg und Klausberg) wurden Beobachtungen J. v. Pias²⁴⁾ benützt.

Es ist selbstverständlich, daß streng genommen nur die an der Oberfläche, also in der orographischen Kontur des Profils liegenden Punkte unmittelbar beobachtet sind, während die tiefer liegenden Teile desselben von nahe gelegenen Parallelprofilen hineinprojiziert werden mußten. Wenn wir also zunächst das unmittelbar Beobachtete von dem mittelbar Erschlossenen sondern, so möchte ich, von Norden beginnend, folgendes bemerken:

Es ist zunächst nicht mit voller Sicherheit nachweisbar, wie tief die Schafbergfalten in die Tiefe reichen. Da jedoch in dem $4\frac{1}{2}$ km weiter westlich gelegenen Parallelprofil durch die Törlspitze²⁵⁾ die Synklinalcharniere der Mittelliaskalke der Schafbergsynklinale in etwa 1000 m Seehöhe zu beobachten ist, ist es wahrscheinlich, daß auch in dem hier gezeichneten Profile durch den Breitenberg die Umbiegungen der Synklinalen in keiner allzu großen Tiefe liegen. An der Stelle, an welcher unser Profil das Ischtal quert, sind an der Oberfläche nur Moränen aufgeschlossen; in dem nur 1 km weiter westlich gelegenen Profil durch den Pürglstein und Schwarzenbachgraben jedoch^{25*)} sind die unterhalb der Moränendecke eingetragenen Verhältnisse, insbesondere die den Lugberg und Pürglstein südlich begrenzenden Verwerfungen deutlich zu sehen. Das Verschwinden der südlichen Schafbergsynklinalen unter der Plassenkalkmasse Lugberg-Pürglstein-Sparberhorn ergibt sich $1\frac{1}{2}$ km westlich der Profillinie unmittelbar aus der geologischen Karte der Schafberggruppe²⁶⁾ und aus einem Vergleiche der Profile XI und XII der Profiltafel meiner Schafbergerarbeit²⁷⁾.

Die Überschiebungsfläche der Gamsfelddecke²⁸⁾ bei der Langerhütte ist nur 500 m, im Profile des Unklbaches²⁹⁾ nur

²⁴⁾ J. v. Pias, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 557 bis 612.

²⁵⁾ E. Spengler, Die Schafberggruppe, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1911, Taf. XI (V), Profil VII a, Taf. IX (III), Fig. 3.

^{25*)} Schafberggruppe, Taf. XI (V), Profil XII.

²⁶⁾ Schafberggruppe, Taf. VII (I).

²⁷⁾ Schafberggruppe, Taf. XI (V).

700 m westlich der Profillinie aufgeschlossen. An letzterem Punkte fällt die Schubfläche in etwa 700 m Seehöhe 45° gegen OSO ein; wollte man annehmen, daß sich diese Schubfläche in gleicher Steilheit bis zu unserem Profile hinabsenkt, müßte man sie in 0 m Seehöhe eintragen. Da aber die Überschiebungsfläche der Gamsfelddecke 7½ km östlich unseres Profils im Goiserer Weißenbachtale in 500 m Seehöhe wieder an die Oberfläche kommt³⁰⁾, muß man annehmen, daß sich die im Strobler Weißenbachtale ostfallende Schubfläche unterhalb der Gamsfelddecke allmählich flach legt und mit der Annäherung an das Trauntal sich gegen Osten heraushebt. Man dürfte daher der Wirklichkeit am nächsten kommen, wenn man in unserem Profile unterhalb des Unklbaches die Schubfläche der Gamsfelddecke in etwa 250 m Seehöhe einträgt.

Die 1 km südlich des Ischtales eingetragene, linsenförmige Einschaltung von Hippuritenkalken (3) ist 700 m westlich der Profillinie beim Eingange des Strobler Weißenbachtals³¹⁾ aufgeschlossen, die im darunter liegenden Plassenkalke unterhalb des Rettenkogelwestgrates eingetragenen zwei kleinen, parallelen Verwerfungen sind 2¼ km westlich der Profillinie an der Nordwestwand der Sparberhorngruppe³²⁾ zwischen Sparberhorngipfel und Kleefels deutlich zu sehen.

Weiter wurde angenommen, daß sich die folgenden unterhalb des Gosastreifens Strobl-Abtenau verschwindenden und daher vorgosauischen³³⁾ Dislokationen der Osterhorngruppe auch unter der Gamsfelddecke gegen Osten fortsetzen:

1. Neßnerscharten-Dislokation (zwischen Sparberhorn und Blechwand) (B).
2. Einberg-Überschiebung (zwischen Gschlößl und Einberg) (E).

²⁸⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosaschichten, I. Teil, Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., math.-naturw. Klasse, Bd. CXXI (1912), S. 1051 (13). Die Arbeit wird im Folgenden der Kürze halber stets als „Gosauzone“ zitiert.

²⁹⁾ Gosauzone, S. 1056 (18), Taf. II, Fig. IV.

³⁰⁾ Gosauzone, S. 1055 (17), Taf. III, Fig. V.

³¹⁾ Gosauzone, S. 1045 (7), Taf. I.

³²⁾ Gosauzone, S. 1042 (4), Zeile 11.

³³⁾ Gosauzone, S. 1065 (27), S. 1071 (33).

Da sich die Dislokation 1 durch 20 km bis gegen Hof, die Dislokation 2 bis fast zum Salzachtale (19 km) verfolgen läßt, ist die Annahme durchaus berechtigt, daß sich diese weithin streichenden Störungslinien, welche sich $2\frac{1}{2}$ km, beziehungsweise $3\frac{1}{2}$ km westlich der Profillinie 'unserem Auge entziehen, noch bis zur Profillinie selbst im Untergrunde der Gamsfelddecke fortsetzen. Da die Dislokation 1 gegen SO, die Dislokation 2 hingegen genau gegen Osten streicht, muß natürlich der Zwischenraum zwischen 1 und 2 in unserer Profillinie entsprechend schmaler geworden sein, als in dem von der Gamsfelddecke nicht bedeckten Teile der Osterhorngruppe. Für die Stratigraphie der zwischen 1 und 2 gelegenen Schuppe (eigentliche Osterhorngruppe) wurde das von Sueß und Mojsisovics³⁴⁾ aufgenommene Profil zugrunde gelegt.

Während ich nördlich vom Gamsfeld genötigt war, westlich der Profillinie gelegene Beobachtungen in den Querschnitt einzutragen, ergab sich südlich vom Gamsfeld die Notwendigkeit, östlich der Profillinie zu beobachtende Tatsachen in dieselbe hineinzuprojizieren. Denn vom Gamsfeld bis zur Zwieselalpe durchschneidet das Profil das Becken von Gosau; an der Oberfläche treten nur Gosauschichten auf, deren Auflagerungsfläche auf älterem Mesozoikum mehrere 100 m unter der derzeitigen Erdoberfläche liegt.

Ich nahm daher an, daß diejenigen tektonischen Elemente, deren Einfallen unter die Gosauschichten des Beckens von Gosau 4 bis 5 km östlich der Profillinie vorzüglich aufgeschlossen ist, das heißt der Dachsteinkalk der Dachsteingruppe und die demselben vorgosauisch aufgeschobene, juvavische Deckscholle des Hallstätter Salzberges³⁵⁾, im Unter-

³⁴⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen (II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns), Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 167 bis 200.

³⁵⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. CXXIII (1914), S. 279 (13). Diese Arbeit wird im Folgenden stets als „Gosau Becken“ zitiert. — Eine eingehende Begründung der Zugehörigkeit des Hallstätter Salzberges zur juvavischen Decke und des vorgosauischen Alters der Überschiebung derselben wird in der „Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges“, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1918, gegeben. Diese Arbeit wird als „Plassengruppe“ in Hinkunft zitiert.

grunde der Gosauschichten bis zur Profillinie weiterstreichen. Ich glaube schon deshalb zu dieser Hypothese berechtigt zu sein, da die 1½ km westlich der Profillinie unterhalb Rußbachsag unter den Gosauschichten emportauchende Partie von anisischem Dolomit und das Haselgebirge des Triebengrabens das Durchstreichen der Deckscholle unter den Gosauschichten des Beckens von Gosau anzudeuten scheinen.³⁶⁾ Da sich aber, wie an anderer Stelle gezeigt wird³⁷⁾, der Bau der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe im Streichen sehr rasch ändert, mußte dieselbe in etwas schematisierter Weise in das Profil eingetragen werden.

Das Auftreten der unterhalb der juvavischen Deckscholle und der Gosauschichten des Gosautales schematisch eingezeichneten, kleinen, über Dachsteinkalk transgredierenden Partien von Lias- und Juragesteinen in der Profillinie ist natürlich unmöglich nachzuweisen. Doch ist es sehr leicht möglich, ja sogar sehr wahrscheinlich, daß der Dachsteinkalk im Untergrunde der Oberkreideschichten von Gosau an mehreren Stellen kleine Denudationsreste von transgredierenden Lias- und Oberjuragesteinen trägt, da ähnliche Denudationsrelikte östlich des Gosabeckens an zahlreichen Stellen auftreten (Hierlatz, Schneidkogel, Klausalpe, Brieltal usw.). Ich habe diese transgredierenden Jurapartien hauptsächlich aus dem Grunde in das vorliegende Profil eingetragen, weil dasselbe gleichzeitig auch die Aufgabe erfüllen soll, ein typisches Profil durch das Salzkammergut zu sein und möglichst viele im Salzkammergute zu beobachtende geologische Erscheinungen zu zeigen. Ich habe jedoch bei der Einzeichnung dieser transgredierenden Bildungen streng darauf geachtet, nur solche Erscheinungen in das Profil hineinzuprojizieren, welche genau in derselben geographischen Breite und keiner größeren Entfernung von dem Profile als höchstens 10 km zu beobachten sind.

Eine genaue Beschreibung der von Süden auf das Becken von Gosau aufgeschobenen Masse der Zwieselalpe und des Donnerkogels habe ich an anderer Stelle gegeben.³⁸⁾

³⁶⁾ Gosabecken, S. 283 (16).

³⁷⁾ Plassengruppe, Taf. XV (II).

³⁸⁾ Gosabecken, S. 291 (25) bis 305 (39), Taf. I (geol. Karte), Taf. II, Profile III bis V.

Ich möchte nur noch bemerken, daß ich bei der Konstruktion des Profils, welches ebenso wie der Ampferer-Hammersche Alpenquerschnitt im Maßstabe 1:75.000 gezeichnet ist, auf möglichst korrekte Eintragung der orographischen Kontur, der zu beobachtenden Mächtigkeit der Schichten und des Fallwinkels den größten Wert gelegt habe. Insbesondere wurde jede Überhöhung des Profils streng vermieden, Höhen- und Längenmaßstab ist genau der gleiche. Nur bei einigen auf Dachsteinkalk transgredierenden Jurabildungen (Hierlatz- und Klaussschichten), sowie bei den Carditaschichten der Schafberg- und Gamsfeldgruppe mußte die Mächtigkeit wesentlich übertrieben werden, um sie überhaupt sichtbar zu machen; denn die Klaussschichten der Lokalität Briental zum Beispiel besitzen in der Natur eine Mächtigkeit von nur einem halben Meter.

II. Das postkretazisch-prätertiäre Profil.

Da ich durch meine Aufnahmen zu der Überzeugung gelangt bin, daß nur durch möglichst scharfes Auseinanderhalten der vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgten Bewegungen und der nachgosauischen, tertiären Tektonik ein Fortschritt zu erzielen ist, habe ich den vielleicht auf den ersten Blick etwas gewagt erscheinenden Versuch unternommen, dasselbe Profil nicht nur

I. im gegenwärtigen Zeitpunkte, sondern auch
 II. an der Wende der Kreide und des Tertiärs, also nach Ablagerung der Gosauschichten, aber vor Eintritt der tertiären Gebirgsbildung, und

III. am Schlusse der Unterkreide, also vor Eintritt der mittelkretazischen Gebirgsbildung darzustellen.

Um von dem heute vorliegenden Profile I und zu dem vortertiären Profile II zu gelangen, ist es natürlich erforderlich, *a)* die im Tertiär erfolgten Bewegungen rückgängig zu machen und *b)* die von der Denudation vor und nach Eintritt der tertiären Bewegungen entfernten Gesteinspartien zu rekonstruieren.

a) Zu den tertiären Bewegungen gehören: α) sämtliche im Querschnitt vorkommende radiale Dislokationen, β) die folgenden tangentialen Dislokationen:

1. Die leichte Faltung der Gosauschichten des Wolfgangseetales und des Beckens von Gosau (samt dem triadischen Untergrunde).

2. Die Überschiebung des Sparberhorns über die Gosau des Wolfgangseetales (s).

3. Die Überschiebung der Gamsfelddecke (g).

4. Die Zwieselalpenüberschiebung (z).

5. Die nach Süd gerichteten, schuppenförmigen Überschiebungen am Südrande der Kalkalpen (a, b, c).

Das tertiäre Alter der tektonischen Erscheinungen 1 bis 4 wurde bereits an anderer Stelle bewiesen.³⁹⁾ Hingegen ist das Alter der nach Süd gerichteten, von F. Trauth⁴⁰⁾ beschriebenen Überschiebungen am kalkalpinen Südrande nicht unmittelbar zu erkennen, da Oberkreidesteine hier weder an der Tektonik beteiligt sind, noch über die fertigen Schubflächen transgredieren. Trauth hat für die Entstehung dieser Südüberschiebungen tertiäres Alter⁴¹⁾ angenommen und auch ich möchte mich der Ansicht dieses Autors hauptsächlich aus dem Grunde anschließen, weil an der Südseite von Schneeberg und Raxalpe ganz analoge Schubflächen auftreten, deren tertiäres Alter nach L. Kober⁴²⁾ und O. Ampferer⁴³⁾ daran erkennbar ist, daß die Gosaubildungen der Südseite des Gahnplateaus in die Tektonik einbezogen sind.

Ad α) Die Rückversetzung der an den radialen Dislokationen versenkten Schollen in ihre ursprüngliche Lage unterlag keinen besonderen Schwierigkeiten, da über die beiläufige Sprunghöhe der Verwerfungen meist kein Zweifel besteht.

Ad β) Bedeutend schwieriger war es, die tangentialen Dislokationen in Gedanken rückgängig zu machen. Dabei ging

³⁹⁾ Gosauzone und Gosabecken.

⁴⁰⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1916, S. 77 bis 86.

⁴¹⁾ F. Trauth, l. c., S. 84.

⁴²⁾ L. Kober, Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1909, S. 497, 506.

⁴³⁾ O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreich. Gosauablagerungen, Sitzungsber. d. Ws. Akad. d. Wissensch., Bd. CXXV (1916), S. 225 (9).

ich von dem Grundsatz aus, stets das Minimum der Schubweite anzunehmen, durch welches die derzeit zu beobachtenden Erscheinungen noch eine befriedigende Erklärung finden. Man wird meist schwer nachweisen können, daß die Überschiebungen nicht größer waren, als hier angenommen wurde; hingegen dürfte man mit der Annahme geringerer Schubweiten nicht auskommen.

Die Ableitung des Mindestbetrages der durch die tertiären tangentialen Dislokationen 1 bis 4 bewirkte Verschmälerung⁴⁴⁾ der Kalkalpen wurde bereits an anderer Stelle ausführlich dargestellt.⁴⁵⁾ Die hier vorliegenden Profile sind in dieser Hinsicht nur die logische Konsequenz des dort entwickelten Gedankenganges. Hingegen ist es sehr schwer möglich, zu einer verlässlichen Schätzung der Schubweite der unter 5 angeführten Südüberschiebungen zu gelangen; ich habe daher den von diesen Überschiebungen betroffenen Teil der Kalkalpen in das Profil II nicht mehr einbezogen.⁴⁶⁾ Ebenso fehlt die derzeit unter der tirolischen Decke liegende, bajuvarische Zone.

b) Durch die tertiäre und quartäre Erosion⁴⁷⁾ wurden einerseits Gosauschichten, anderseits Trias- und Juragesteine entfernt. Dabei wird die Denudation in den Gosauschichten ungleich größere Gesteinsmassen entfernt haben, als in den Trias- und Juragesteinen. Denn die Gosauschichten setzen nicht nur durch ihre petrographische Beschaffenheit der Erosion geringeren Widerstand entgegen, sondern sie nehmen überall dort, wo sie von keiner Schubmasse überdeckt wurden, als jüngstes Gestein auch die höchste Lage ein und mußten

⁴⁴⁾ Ich wende hier absichtlich den Ausdruck „Verschmälerung“ an Stelle des sonst häufig in diesem Sinne gewählten Ausdruckes „Verkürzung“ an, da durch Faltung und Überschiebung die Breite und nicht die Länge des Gebirges verringert wird. Der Ausdruck „Verschmälerung“ wird übrigens auch bereits von F. Trauth (Mitteil. d. Sektion f. Naturkunde d. Öst. Touristenklubs 1917, S. 32) in diesem Sinne gebraucht.

⁴⁵⁾ Gosaubecken, S. 305 (39) bis 314 (48), Taf. III mit 2 Oleaten.

⁴⁶⁾ Das Profil II stellt daher nur etwa die Strecke Punkt c südlich des Donnerkogels — Ufer des Attersees an der Wende von Kreide und Tertiär dar.

daher von der Denudation entfernt werden, ehe diese die darunter liegenden Trias- und Juragesteine angreifen konnte.

Bei der Rekonstruktion des Ausmaßes der durch die Denudation entfernten Gosauschichten ließ ich mich von folgenden Erwägungen leiten:

1. Zur Zeit des Maestrichtien lag das gesamte Salzkammergut unter Meeresbedeckung⁴⁸⁾, die Nierentaler Schichten bedeckten daher ursprünglich das gesamte von dem Profile durchschnittene Gebiet.

2. Die den einzelnen Oberkreidestufen entsprechenden Schichtgruppen der Gosauschichten hatten ursprünglich — von den Grundkonglomeraten abgesehen — überall annähernd die gleiche Mächtigkeit. Dies gilt in erster Linie für die bathyalen in großer Entfernung von der Küste zur Ablagerung gelangten Nierentalermergel, kann aber im allgemeinen auch für die geschichteten feinklastischen Sedimente der tieferen Oberkreide gelten. Nur die Grundkonglomerate zeigen starke Mächtigkeitsschwankungen — hier nahm ich eine allmähliche Abnahme der Mächtigkeit von den Küsten gegen das Innere der Becken an, eine Erscheinung, die an der Nordseite des Rettenkogels noch heute zu beobachten ist.⁴⁹⁾

Ich nahm daher die heute zu beobachtende Mächtigkeit der Gosauschichten in derjenigen Gegend, wo sie noch in ihrer Gesamtheit, vom Angoumien bis Maestrichtien, erhalten sind, das heißt im Becken von Gosau, als Normalmächtigkeit an und ergänzte die fehlenden Beträge überall dort, wo die jüngeren Stufen heute durch die Denudation entfernt sind. Die Nierentalerschichten zeichnete ich im ganzen Verlaufe des Querschnittes.

Einen Anhaltspunkt für das Ausmaß der durch die tertiäre und quartäre Erosion entfernten Trias- und Juragesteine gewann ich durch die Beobachtung, daß in den Grundkonglomeraten der der Gamsfelddecke auflagernden Gosauschichten Dachsteinkalk, Hallstätter Kalk und Juragerölle vorherrschen, Dolomitgerölle hingegen nahezu fehlen.⁵⁰⁾

⁴⁷⁾ Die vortektonische tertiäre Erosion von der nachtektonischen zu trennen ist für die Konstruktion des Profils II aus dem Profile I nicht erforderlich.

⁴⁸⁾ Gosabecken, S. 321 (55), 322 (56).

⁴⁹⁾ Gosauzone, S. 1059 (21).

⁵⁰⁾ Gosabecken, S. 319 (53).

III. Das mittelkretazische Profil.

Um von dem in Profil II dargestellten Zustande des Querschnittes zu demjenigen vor Eintritt der mittelkretazischen Gebirgsbildung zu gelangen, ist es erforderlich:

a) Die vorgosauischen Dislokationen rückgängig zu machen,
b) die durch die vorgosauische Erosion entfernten triadischen, jurassischen und neokomen Gesteinspartien zu rekonstruieren.

a) Folgende Dislokationen haben vorgosauisches Alter:

1. Die Schafbergfalten.⁵¹⁾
2. Die S. 7 angeführten zwei Dislokationen der Osterhorngruppe⁵²⁾ (B und E).
3. Die Rettenkogelüberschiebung⁵³⁾ (R).
4. Die juvavische Deckenüberschiebung⁵⁴⁾ (J) und wahrscheinlich die Schubfläche X (S. 59).

Es ist selbstverständlich, daß bei diesen vorgosauischen Überschiebungen die Schätzung der Schubweite auf viel größere Schwierigkeiten stößt, als bei den tertiären Überschiebungen. Auch hier ließ ich mich wieder von dem Grundsatz leiten, Mindestmaße der Schubweiten anzunehmen.

1. Einem Gedankengange J. v. Pias⁵⁵⁾ folgend, nahm ich an, daß sich das Gebiet der Schafbergfalten vor Bildung derselben ebensoweit nach Norden erstreckte, wie der östlich des Leonsbergbruches⁵⁶⁾ gelegene Teil der tirolischen Einheit, das heißt bis zu der geographischen Breite der Langbathseen.

2. Die Überschiebung (Übergleitung) der Neßnerscharte und die Einbergüberschiebung waren wohl Schuppenflächen mit kurzer Schubweite.

⁵¹⁾ Schafberggruppe, S. 264 bis 270.

⁵²⁾ Gosauzone, S. 1065 (27), 1071 (33).

⁵³⁾ Diese Überschiebung wurde in meinen früheren Arbeiten [Gosauzone, S. 1057 (19)] in der irrthümlichen, aber bereits [Gosaubecken, S. 315 (14)] korrigierten Meinung, daß es sich um eine tektonische Erscheinung größerer Bedeutung handelt, als „Dachsteindecke“ bezeichnet. Da diese Überschiebung jedoch im wesentlichen auf das Gebiet des Rettenkogels beschränkt zu sein scheint, möchte ich nunmehr den Namen „Rettenkogelüberschiebung“ vorschlagen.

⁵⁴⁾ Gosaubecken, S. 279 (13), Plassengruppe, F. F. Hahn, Grundzüge, II. Teil, S. 412.

⁵⁵⁾ J. v. Pias, Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 606, und Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913, S. 179.

⁵⁶⁾ Schafberggruppe, S. 219.

3. Auch die Rettenkogelüberschiebung erreicht, worauf bereits an anderer Stelle⁵⁷⁾ aufmerksam gemacht wurde, nur eine geringe Schubweite.

4. Weit aus der bedeutendste vorgosauische tektonische Vorgang ist die juvavische Deckenüberschiebung. Hahn schätzt deren Schubweite auf 20 km.⁵⁸⁾ Da jedoch die juvavische Decke selbst durch eine Anzahl von sekundären Schubflächen zerschnitten ist⁵⁹⁾, ist es nicht mehr mit Sicherheit möglich, die ursprüngliche Lage dieser Teilschubmassen zueinander zu rekonstruieren. Ich habe daher in Profil III nur das Sedimentationsgebiet der tirolischen Einheit zur Darstellung gebracht, dasjenige der juvavischen Decke käme weiter im Süden zu liegen, und noch jenseits des letzteren das Faziesgebiet des Werfen-St. Martin Vorlandes (S. 28).

b) Hier konnte nur bei den Triasbildungen eine vollständige Rekonstruktion vorgenommen werden. Die Jurabildungen sind nur mehr so spärlich erhalten und zeigen einen so reichen Fazieswechsel, daß es nicht mehr möglich ist, anzugeben, welcher Fazies die Jurabildungen in den von der Denudation zerstörten Gebieten angehört haben dürften. Das Neokom vollends ist nur von einer ganz kurzen Strecke des Querschnittes bekannt.

Profil III zeigt daher nicht das volle Bild des Querschnittes zur Zeit der mittleren Kreide.

Profil III ist aber insofern wertvoll, als es besser als die bereits durch Dislokationen gestörten Profile I und II zeigt, auf welchen Strecken und in welcher Weise die einzelnen Faziesgebiete ineinander übergehen. Profil III wurde derart konstruiert, daß die an den einzelnen Punkten beobachteten Schichtfolgen (stratigraphischen Profile I bis XIX) in den durch Rückgängigmachung der tangentialen Dislokationen gefundenen Entfernungen voneinander eingetragen wurden und der sich zwischen denselben vollziehende Faziesübergang entsprechend interpoliert wurde. Es war mein Bestreben, die Art und Weise des Faziesüberganges möglichst auf Grund von Beobachtungen in der Natur wiederzugeben; trotzdem aber ließ

⁵⁷⁾ Gosaubecken, S. 326 (60).

⁵⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 494.

⁵⁹⁾ Plassengruppe.

es sich nicht ganz vermeiden, das Auskeilen der Fazies ineinander im Detail etwas schematisiert zu zeichnen. Sehr unsichere Verbindungen wurden durch punktierte Linien angedeutet.

Das Ausmaß der Verschmälerung der Kalkalpen durch die tektonischen Vorgänge.

Das rezente Profil besitzt von der Grenze von Werfener Schiefern und Kalk am Südhange des Losecks bis zum Ufer des Attersees eine Länge von 46 km, welches einer Breite der heutigen Kalkalpen (ohne Werfener Schiefer-Zone im Süden) von 34½ km entspricht.

Der Kalkalpenstreifen muß nun um die Wende von Kreide und Tertiär um folgende Beträge breiter gewesen sein:

1. Überschiebung der Gamsfelddecke	7—8 km ¹⁾
2. „ der Zwieselalpendecke	5 km ²⁾
3. „ des Sparberhorns (schätzungsweise)	1 km
4. Faltungen (schätzungsweise)	2—3 km
	<hr/>
	16 km

Das die Strecke Donnerkogel-Südufer des Attersees am Schlusse der Oberkreide darstellende Stück des Profils II ist daher um 21⅓ km (= 16 km) länger, als das entsprechende Stück von Profil I, welches eine Länge von 40 km (= 30 km) besitzt.³⁾

Das ist aber nur der Betrag der Verschmälerung durch Bewegungen innerhalb der tirolischen Zone, noch nicht

¹⁾ Gosaubecken, S. 324 (58). Das Ausmaß der Schubweite der Gamsfelddecke stellt sich um so größer dar, je weiter südlich der Punkt gelegen ist, dessen Weglänge beim Überschiebungsvorgange man bestimmt. So dürfte der Nordrand der Gamsfelddecke bei Strobl mindestens 7 km nach Norden gewandert sein, während zum Beispiel das Gamsfeld, wie man sich durch Nachmessen an den hier vorliegenden Profilen oder Taf. III und Oleate I des „Gosaubeckens“ überzeugen kann, etwa 8½ km nach Norden bewegt wurde; in letzterem Falle kommt eben zu der Schubweite noch die Eigenfaltung der Gamsfelddecke hinzu.

²⁾ Siehe Gosaubecken, Taf. III mit Oleaten.

³⁾ Diese Berechnung ist auch insofern ungenau, als die einzelnen Punkte bei den tertiären Bewegungen nicht genau nach Norden bewegt werden, sondern wahrscheinlich auch seitliche Bewegungen mitgemacht haben (Gosaubecken, Taf. III mit Oleaten). Die Profillinien der Pro-

die Gesamtverschmälerung der Kalkalpen überhaupt. Dazu kommt vielmehr noch:

4. Die Überschiebung der tirolischen Decke auf die bajuvarische 13—20 km⁴⁾
5. Die Reduktion durch die nach Süden gerichteten Überschiebungen am kalkalpinen Südrande 21 km⁵⁾

Dadurch ergibt sich als Minimalwert für die Gesamtverschmälerung der Kalkalpen bei der tertiären Gebirgsbildung ein Betrag von rund 50 km.

Für die Berechnung der Verschmälerung der Kalkalpen durch die vorgosauische Gebirgsbildung ist es selbstverständlich noch schwerer, verlässliche Werte zu erhalten. Der Kalkalpenstreifen muß vor Eintritt der mittelkretazischen Gebirgsbildung um folgende Beträge breiter gewesen sein, als vor Eintritt der tertiären Bewegungen:

1. Juvavische Decke und Schubfläche X 22 km
 2. Rettenkogelüberschiebung 4 km
 3. Schafbergfalten 6 km
 4. Schubweite der Neßnerscharten- (Blechwand-) und Einbergüberschiebung, sowie vorgosauische Faltung des Stückes Strobl—Donnerkogel . . . 3 km
-
- 35 km

Diese Werte wurden folgendermaßen erhalten:

1. Wenn wir mit Hahn das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der juvavischen Decke unmittelbar an den heutigen tirolischen Südrand anschließen, und andererseits annehmen, daß die Nordseite des Raschberges die ursprüngliche der Nordseite des Untersberges entsprechende, durch keinen tertiären Vorschub weiterbewegte Stirn der juvavischen Decke darstellt, so beträgt die Schubweite derselben mindestens

file I und II dürften daher, streng genommen, nicht ganz aufeinander fallen, sondern II stärker gekrümmt und geknickt sein als I. Doch müssen wir diese Fehlerquelle, die ich übrigens für nicht sehr bedeutend halte, vernachlässigen.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 275.

⁵⁾ F. Trauth, Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen, Mitteil. d. Sektion f. Naturkunde d. Öst. Touristenklubs 1917, S. 32.

32 km.⁶⁾ Denn die heutige Entfernung Nordseite des Raschberges—tirolischer Südrand (Südwand der Scheichenspitze) beträgt 26 km. Nun hat aber die Scheichenspitze im Tertiär den Gamsfeldvorschub nach Norden mitgemacht, für den wir im Meridiane des Raschberges den Betrag von nur 6 km ansetzen wollen; die Scheichenspitze war also vom Raschberge an der Wende von Kreide und Tertiär um 6 km weiter entfernt als heute. Das ergibt zusammen eine Schubweite von 32 km. Wenn wir nun weiter annehmen wollten, daß die juvavische Decke nach erfolgter Überschiebung noch mit ihrer hinteren⁷⁾ Wurzel in Verbindung stand, so wäre die durch die juvavische Überschiebung bewirkte Verschmälerung der Kalkalpen gleich der Schubweite der juvavischen Decke, das heißt 32 km. Nun aber möchte ich mit Hahn⁸⁾ glauben, und ich habe in der Plassengruppe⁹⁾ sehr wichtige Beweise hierfür gefunden — daß die juvavische Decke schon während des Bewegungsvorganges von ihrer Wurzelregion abriß und auf dem ein vorzügliches Gleitmittel darstellenden Haselgebirge unter dem Einflusse der Gravitation frei nach Norden glitt. Dann ist die Schubweite aber größer als die Verschmälerung der Kalkalpen durch den Überschiebungsvorgang. Für diese Verschmälerung nimmt Hahn¹⁰⁾ den Betrag von 20 km an; ich habe keinen Grund, von seiner Annahme abzuweichen.

Für die Schubfläche X wurde auf Grund einer — allerdings ganz unsicheren — Schätzung der Minimalbetrag von nur 2 km angenommen.

2. Wie an anderer Stelle¹¹⁾ gezeigt wurde, beträgt der Vorschub der Rettenkogelüberschiebung in dem Meridian, wo er das größte Ausmaß erreicht, nur wenig mehr als das Stück

⁶⁾ Für das Gebiet westlich der Salzach ergibt sich nach Hahn (Verh. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 342) eine Schubweite der juvavischen Decke von 40 km. Daß die Schubweite in dem weiter östlich gelegenen Salzkammergute geringer ist, ist sehr wahrscheinlich, da verschiedene Gründe dafür sprechen, daß das Maximum der juvavischen Schubweite im Meridian Werfen-Tumsee liegt.

⁷⁾ O. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1906, S. 582.

⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 470, 494.

⁹⁾ Plassengruppe.

¹⁰⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 494.

¹¹⁾ Gosaubecken, S. 326 (60).

Ischl—Anzenau, das heißt etwa 5 km. Da die Schubweite derselben Überschiebung 17 km weiter westlich = O ist, dürfte dieselbe in unserer Profillinie etwa 4 km betragen.

3. Diese Zahl wurde erhalten durch Ausglätten der Schafbergfalten von der Strecke Burgau—Strobl (8 km) auf die Strecke Aurachklause—Ischl (14 km). Siehe S. 14.

4. Diese Zahl wurde unter der Annahme, daß es sich bei den genannten zwei Schubflächen um kurze Steilschübe handelt, durch Schätzung erhalten.

Die Punkte 2 bis 4 bezeichnen die vorgosauische Verschrämerung der tirolischen Zone allein; Profil III ist daher um $17\frac{1}{3}$ cm (= 13 km) länger als der entsprechende Teil des Profils II.

Wir erhalten also bei der vorgosauischen Gebirgsbildung eine Verschrämerung der Kalkzone um 35 km, bei der tertiären eine solche von nur wenig höherem Ausmaße, nämlich von 50 km; das ergibt eine Gesamtverschrämerung durch gebirgsbildende Vorgänge um 85 km. Da aber, wie oben gezeigt wurde, die Kalkzone gegenwärtig an dieser Stelle $34\frac{1}{2}$ km breit ist, so erhalten wir als ursprüngliche Breite des nun auf $34\frac{1}{2}$ km zusammengeschobenen Sedimentstreifens rund 120 km oder, mit anderen Worten, die Kalkalpen des Salzkammergutes erlitten durch die gesamte Gebirgsbildung mindestens einen Zusammenschub auf rund ein Drittel bis ein Viertel ihrer ursprünglichen Breite.

Ich bin mir natürlich vollkommen darüber im klaren, daß das obige Resultat durch eine Rechnung mit einer ganzen Anzahl sehr unsicherer Größen erzielt wurde, und daher nur als ein ganz beiläufiger Annäherungswert betrachtet werden muß. Andererseits aber möchte ich doch glauben, daß diese Zahlen wieder keineswegs derart vage sind, daß die ganze Rechnung als wertlos bezeichnet werden müßte. Es ist mindestens sehr bemerkenswert, daß andere Autoren bei entsprechenden Versuchen zu ganz ähnlichen Zahlen gelangt sind. So berechnet Trauth¹²⁾ den Betrag der Gesamtverschrämerung der Salzburger Alpen zu 70 km; Hahn¹³⁾ berechnet

¹²⁾ F. Trauth, Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen, Mitteil. d. Sektion f. Naturkunde d. Öst. Touristenklubs 1917, S. 32.

¹³⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 494.

denselben zu 50 km, wobei aber zu berücksichtigen ist, daß die gegen Süden gerichteten Überschiebungen nicht in Rechnung gezogen wurden. Auch die westlichen Nordalpen im Bereiche des Ampferer-Hammerschen Alpenquerschnittes scheinen ein ähnliches Maß von Zusammenschub erlitten zu haben, wie man sich durch Abmessen überzeugen kann.¹⁴⁾

Es soll nunmehr der Versuch gemacht werden, die **Geologische Geschichte des vom Querschnitt durchschnittenen Kalkalpentelles** an der Hand der Profile darzustellen.

Skythische Stufe.

Die Ablagerungen der skythischen Stufe der Trias, die Werfener Schiefer, kennen wir in dem Bereiche des Querschnittes nur aus dem südlichen Teile des tirolischen Gebietes (Zwieselalpenregion), der juvavischen Zone und, wenn wir der von Hahn¹⁾ und Trauth²⁾ entwickelten Vorstellung folgen, in der sich südlich an die juvavische Zone anschließenden Region, im Werfen-St. Martin Vorland. Um skythische Sedimente in den weiter nördlich gelegenen Teilen der tirolischen Region eintragen zu können, müssen wir für die geographische Breite des Gamsfeldes die 8 $\frac{1}{2}$ km östlich der Profillinie bei der Trockerthonalpe aufgeschlossenen, grauen Werfener Schiefer in das Profil hineinprojizieren; am Nordrande der tirolischen Decke hingegen müssen wir uns nicht weniger als 30 km weit nach Osten an den Nordfuß der östlichen Traunsteingruppe³⁾ oder 50 km weit nach Westen an den Nordfuß des Staufen⁴⁾ begeben, um Werfener Schiefer anzutreffen. Trotzdem können wir bei der außerordentlichen Gleichmäßigkeit, welche die Ausbildung der Werfener Schiefer im gesamten Bereiche der nördlichen Kalkalpen zeigen, mit Sicherheit für den ganzen Querschnitt eine Unterlagerung durch graue und rote, glimmer-

¹⁴⁾ Hierzu eignet sich am besten Fig. 28 in O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1911, S. 676.

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 456 bis 479.

²⁾ F. Trauth, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1916, S. 83.

³⁾ G. Geyer, Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und Traungebiet (Verh. d. Geol. Reichsanst. 1911, S. 71).

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 270.

reiche Schiefer annehmen. Im Werfen-St. Martin Vorland sind die Werfener Schiefer stellenweise leicht metamorph und im tieferen Teile der skythischen Stufe durch Quarzite⁵⁾ vertreten. Über die ursprüngliche Mächtigkeit der Werfener Schiefer läßt sich keine Angabe machen, da dieselbe im Süden durch Schuppung vergrößert, im Norden durch Auswalzung reduziert erscheint.

Da wir sicheres marines Perm aus dem Bereiche der Nordalpen nicht kennen⁶⁾, müssen wir von einer Transgression der nordalpinen Werfener Schiefer⁷⁾ sprechen. Das in unseren Gegenden durchwegs sehr feinkörnige, sandige Material spricht dafür, daß wir die Werfener Schiefer als das Sediment eines über eine Flachküste allmählich nach Norden vordringenden Meeres aufzufassen haben, in welches Flüsse oder periodische Wasserläufe den roten Ton und glimmerigen Sand des nördlich angrenzenden, jedenfalls aus tiefgreifend verwitterten, kristallinen Schiefeln bestehenden vindelizischen Festlandes hineintrugen.

Stellenweise bildeten sich an diesem Flachstrande des skythischen Meeres seichte Küstenlagunen, in welchen bei dem herrschenden ariden Klima die Verdunstung über die Zufuhr frischen Wassers überwog und daher Salz und Gips zum Absatze gelangten. Bis vor einigen Jahren mußte man annehmen, daß die Bildung von Haselgebirge auf den südlichen, juvavischen Teil des Querschnittes beschränkt ist; Haug⁸⁾ wies daher das gesamte Haselgebirge der „nappe du Sel“ zu. Doch haben meine Feststellung, daß Haselgebirge am Nordrande der Blechwand und des Sparberhorns erscheint⁹⁾, sowie die Entdeckung von Haselgebirge im Oppenauer Graben bei St. Gilgen durch G. Geyer¹⁰⁾ gezeigt, daß auch im

⁵⁾ F. Trauth, *Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien* 1916, S. 79.

⁶⁾ Vielleicht gehört der tiefere Teil der quarzitischen Werfener Schiefer bereits dem Perm an? (Vergl. G. Geyer, *Die Aufschließungen des Bosrucktunnels*, *Denkschriften d. Wr. Akad. d. Wissensch.*, Bd. LXXXII [1907], S. 4.)

⁷⁾ C. Diener, *Die marinen Reiche der Triasperiode*, *Denkschriften d. Wr. Akad. d. Wissensch.*, Bd. XCII (1916), S. 428.

⁸⁾ E. Haug, *Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales*, *Bull. de la Soc. géol. de France* 1906, 1912.

⁹⁾ Gosauzone, S. 1066 (28), Taf. I.

¹⁰⁾ G. Geyer, *Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee*, *Verh. d. Geol. Reichsanst.* 1918, S. 207.

Untergrunde des nördlichen Teiles der tirolischen Einheit Haselgebirge zum Absatze gelangte, wenn auch wohl in geringerer Mächtigkeit als in der Hallstätter Faziesregion.

Anisische Stufe.

Bis vor kurzem waren auch Sedimente der anisischen Stufe vom Nordrande der tirolischen Decke im Bereiche unseres Querschnittes oder in dessen unmittelbarer Umgebung ebensowenig bekannt, wie solche der skythischen Stufe. Erst kürzlich ist es G. Geyer¹¹⁾ gelungen, 12 km westlich der Profillinie am Nordfuße des Drachensteins und Schobers dunkle Gutensteiner Kalke und plattige, hornsteinführende Reiflinger Kalke nachzuweisen. Ich trage daher kein Bedenken, diese Gesteine auch in mein Profil hineinzuprojizieren.

Bei der 91½ km östlich des Profils liegenden Trocken-thonalpe und am 12 km östlich liegenden Arikogel bei Steg liegt 41 km vom tirolischen Nordrande entfernt¹²⁾ unmittelbar über dem Werfener Schiefer grauer, Bleiglanz führender Dolomit.¹³⁾ Es wäre möglich, daß dieser Dolomit der anisischen Stufe angehört; doch spricht gerade die Erzführung mehr dafür, daß es sich um ein ladinisches Gestein handelt und die anisische Stufe hier (aus tektonischen Gründen) fehlt.

Mit viel größerer Wahrscheinlichkeit können wir die hellgrauen, hornsteinreichen Reiflinger Kalke im Gosautale zwischen den beiden Gosauseen¹⁴⁾ (55 km vom tirolischen Nordrande entfernt, 3 bis 4 km östlich der Profillinie) der anisischen Stufe zurechnen, da sie petrographisch den Reiflinger Kalken des Zwieselalpengebietes gleichen, in welchen ich *Encrinus liliiiformis* aufgefunden habe.¹⁵⁾ Diese Kalke besitzen eine Mächtigkeit von mindestens 250 m, da der 1398 m hohe

¹¹⁾ G. Geyer, ebenda, S. 200.

¹²⁾ Diese und die folgenden Kilometerangaben beziehen sich stets auf das ungestörte Profil III, beziehungsweise die unterhalb desselben angebrachte Kilometereinteilung, sind also weit größer als die heutigen Entfernungen.

¹³⁾ E. v. Mojsisovics, Über die Gliederung der Trias zwischen dem Hallstätter und Wolfgangsee, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1866, S. 161.

¹⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt, S. 9.

¹⁵⁾ Gosabecken, S. 294 (28).

Halskogel¹⁶⁾ am Nordende des hinteren Gosausees (1156 m) bis zum Gipfel aus SW fallenden Reiflinger Kalken besteht.

Dieselben Reiflinger Kalke dieser Zone sind auch in der Profillinie selbst am Nordfuß¹⁷⁾ (XVII¹⁸⁾ und Südabhänge¹⁹⁾ des Donnerkogels (oberhalb der Stuhlalpe) erhalten. Doch zeigt sich schon hier der Übergang in die für die juvavische Zone charakteristischen Dolomiffazies der anisischen Stufe.

Wir treten weiter nach Süden in das (in Profil III nicht mehr aufgenommene) juvavische Gebiet ein. Hier treffen wir in der 5 bis 11 km östlich der Profillinie gelegenen Plassengruppe schon in der anisischen Stufe eine sehr reich entwickelte Heteropie.²⁰⁾ Über dem Haselgebirge liegt 150 m Dolomit, darüber bald 100 m mächtige hornsteinarme, *Encrinurus* führende Reiflinger Kalke, bald heller Riffkalk, welcher die 150 m mächtigen, bunten Schreyeralmkalke trägt.

Mindestens 85 km vom tirolischen Nordrande, jenseits der juvavischen Zone, kam der Reiflinger Kalk unterhalb der Zwieselalpe²¹⁾ zur Ablagerung. Denn dieses Gebiet gehört wahrscheinlich bereits dem südlich der „juvavischen Wurzelnarbe“ (Trauth) abgelagerten Faziesbezirke des Werfen-St. Martiner Vorlandes an, wie S. 28 gezeigt werden wird. Das Auftreten konglomeratischer²¹⁾ Gesteine im Reiflinger Kalk der Zwieselalpe deutet vielleicht auf die Nähe einer zentralalpiner Insel²²⁾ hin.

Man sieht, daß wir auch für die Entwicklung der anisischen Stufe längs des Querschnittes nur relativ spärliche Anhaltspunkte besitzen. Im allgemeinen kann man sagen, daß die Grenze zwischen skythischer und anisischer Stufe einer positiven Verschiebung der Strandlinie entspricht: der Einfluß eines nördlich das Meer begrenzenden Landes ist geschwunden, das Meer besitzt sicher-

¹⁶⁾ Siehe die der Zeitschr. d. Deutsch. u. Öst. Alpenvereines 1915 beiliegende Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe.

¹⁷⁾ Gosabecken, S. 34, Taf. I und Taf. II, Profil IV.

¹⁸⁾ Mit den römischen Ziffern wird hier und im folgenden stets auf die „vortektonischen Profile“ des ungestörten Querschnittes III verwiesen.

¹⁹⁾ Gosabecken, Taf. I.

²⁰⁾ Plassengruppe.

²¹⁾ Gosabecken, S. 294 (28).

²²⁾ C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode, S. 428.

lich größere Tiefen als in der skythischen Stufe. Doch ist diese Tiefe offenbar viel gleichmäßiger verteilt als in den höheren Stufen der Trias; denn die durch die „Hallstätter Fazies“ charakterisierte Tiefenrinne ist noch nicht so deutlich erkennbar, wie in der oberen Trias, wenn auch deren Vorhandensein durch das Auftreten der Schreyeralmschichten bereits angedeutet erscheint. Bemerkenswert ist ferner, daß die für die höhere Trias charakteristische Bildung von Korall- und Algenriffen in der anisischen Stufe noch nirgends einsetzt.

Ladinische Stufe.

Weit besser können wir bereits das Auftreten der ladinischen Stufe längs unseres Querschnittes verfolgen. Am tirolischen Nordrande (Schafberg-Nordwand) (I) ist die ladinische Stufe etwa 600 bis 700 m mächtig, in den unteren zwei Dritteln als heller, Diploporen führender Wettersteinkalk, im oberen Drittel als schneeweiß, zuckerkörniger Dolomit entwickelt, welcher dem Ramsaudolomit der weiter südlich folgenden Zonen bereits vollständig gleicht.²³⁾

Wenn wir auch in der der bajuvarischen Zone angehörigen Langbathscholle keine älteren Gesteine als Hauptdolomit kennen, so ist es doch ziemlich sicher, daß der Nordabfall des Schafberges und Höllengebirges keineswegs das Nordende des ladinischen Diploporenriffes darstellen, sondern daß sich dieses auch in die bajuvarische Zone hinein erstreckt, da sowohl im Chiemseegebiete²⁴⁾ als auch am Schellenstein bei Micheldorf im Kremstale²⁵⁾ die ladinische Stufe auch in der bajuvarischen Zone als Wettersteinkalk entwickelt ist.

Begeben wir uns nun vom tirolischen Nordrande gegen Süden, so zeigt Geyers²⁶⁾ Profil durch die Drachenwand bereits ein Überwiegen des Ramsaudolomites gegenüber dem Wettersteinkalk an. Denn die Drachenwand entspricht nicht

²³⁾ Schafberggruppe, S. 189. — J. v. Pia, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 564, 565.

²⁴⁾ J. Böhm, Der Hochfellen, Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910.

²⁵⁾ G. Geyer, Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und Almtal in Oberösterreich, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1910, S. 175.

²⁶⁾ G. Geyer, Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 201, Fig. 1.

etwa dem Nordabfall des Schafberges unterhalb der Eisenau, sondern etwa den südlichen Schafbergfalten, da sie an der Querstörung von Plomberg weiter nach Norden vorgeschoben erscheint als der Schafberg.²⁷⁾

In der Osterhorngruppe ist die ladinische Stufe tief unterhalb des Denudationsniveaus gelegen, erst 33 km vom tirolischen Nordrande entfernt treffen wir dieselbe wieder in der Antiklinale des Goiserner Weißenbachtals. Die Mächtigkeit ist gleich geblieben, hingegen hat sich die petrographische Beschaffenheit insoweit geändert, als die ladinische Stufe nunmehr in ihrer Gesamtheit, nicht nur in ihrem oberen Teile, als Dolomit entwickelt ist. An Stelle der aus Wettersteinkalk und Ramsaudolomit bestehenden Entwicklung der Schafberggruppe hat sich in einer Strecke von 33 km die reine Ramsaudolomitfazies entwickelt. Durch 10 km können wir die Ramsaudolomitfazies (IX—XI) verfolgen; dann aber verschwindet östlich von der Trauwandalm, sowie bei Steg der Ramsaudolomit unter jüngeren Gesteinen.

Erst weitere 10 km weiter im Süden, im Gosautale zwischen beiden Gosauseen, können wir die Beobachtung machen, daß obertriadische Riffkalke unmittelbar auf Reiflinger Kalk liegen. Die ladinische Stufe ist also in einer Strecke von 10 km vollständig ausgekeilt; es ist dies die von Hahn²⁸⁾ beschriebene Reduktion der ladinischen Stufe. In der juvavischen Zone kennen wir die ladinische Stufe ebensowenig, desgleichen in der sich südlich anschließenden, dem Faziesbezirk des Werfener-St. Martiner Vorlandes angehörigen Zwieselalpenzone.

Wir können also die Vorgänge in der ladinischen Stufe im Bereiche unseres Querschnittes dahin charakterisieren, daß sich in der ladinischen Stufe ein über 60 km breites, 600 bis 700 m mächtiges Diploporenriff bildet, welches im südlichen Teile ganz, im nördlichen nur in seinem oberen Drittel dolomitisiert wird. Südlich von Km. 53 keilt das Diploporenriff aus; das Fehlen von ladinischen Sedimenten in dieser Region erklärt Hahn²⁹⁾ in einer sehr plausiblen Weise durch das Vorhandensein von sedimentverhin-

²⁷⁾ G. Geyer, ebenda, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 205.

²⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, I. Teil, S. 316, 317. II. Teil.

²⁹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 475 bis 477.

dernden Strömungen und Ekzembildung³⁰⁾ in den Salzlagern. Ist Hahns Erklärung zutreffend, so ist die Hallstätter Faziesregion in der ladinischen Stufe keineswegs eine Region größerer Meerestiefe, sondern im Gegenteil ein Gebiet, in welchem der Meeresgrund durch den Salzauftrieb trotz der allmählich und gleichmäßig sinkenden Umgebung in einer solch geringen Tiefe erhalten wurde, daß Strömungen die Sedimentierung verhindern konnten.

Karnische Stufe.

Wenn wir nun in der karnischen Stufe von Norden nach Süden wandern, so bemerken wir, daß zunächst das terrigene Element von Norden gegen Süden ganz allmählich abnimmt: wir entfernen uns eben von dem klastisches Material liefernden Festlande. Für die karnische Stufe der im Bereiche des Querschnittes gänzlich in der Tiefe liegenden bajuvarischen Zone können wir auch wieder nur vermuten, daß in derselben die Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalke in größerer Mächtigkeit als in der im Querschnitte aufgeschlossenen tirolischen Zone vorhanden sind, wie die 45 km östlich des Querschnittes nächst des Ursprunges des Kremsflusses bei Micheldorf³¹⁾ aufgeschlossenen karnischen Gesteine zeigen.

In unserer Profillinie selbst ist die karnische Stufe am tirolischen Nordrande, und zwar an der Nordseite des Breitenberges, nach J. v. Pia³²⁾ in der Form von Lumachellen mit *Cidaris cf. parastadifera* Schafh. und geringmächtigen pflanzenführenden Lunzer Sandsteinen entwickelt. Aus nächster Nähe des Querschnittes (3 bis 4 km westlich desselben) stammt ferner das von E. v. Mojsisovics³³⁾ aufgenommene, allerdings derzeit nicht mehr aufge-

³⁰⁾ Um eventuellen Mißverständnissen vorzubeugen, sei hier ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß diese triadischen Ekzeme mit dem heute zum Beispiel am Hallstätter Salzberge zu beobachtenden, in der „Plassengruppe“ beschriebenen Ekzeme gar nichts zu tun haben.

³¹⁾ G. Geyer, Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und Almtal in Oberösterreich, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1910, S. 176.

³²⁾ J. v. Pia, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 565.

³³⁾ E. v. Mojsisovics, Über die Gliederung der Trias zwischen dem Hallstätter- und Wolfgangsee, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1866.

schlossene Profil bei den Eisenauer Alpen an der Nordseite des Schafberges. Diese Profile lassen erkennen, daß im nördlichsten Teile der tirolischen Einheit noch die Elemente der Lunzer Entwicklung der karnischen Stufe (Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk) vorhanden sind, aber bereits in bedeutend geringerer Mächtigkeit als in der typischen Lunzer Entwicklung; der Lunzer Sandstein zum Beispiel ist im Profile der Eisenau nach Mojsisovics nur 5 m mächtig.

In der Osterhorngruppe sind die Carditaschichten unbekannt, da sie unter dem Denudationsniveau liegen. Wir kennen sie erst wieder aus dem Dolomitgebiete im Umkreise des Goiserner Weißenbachtals.³⁴⁾ Der Opponitzer Kalk ist auf der 33 km langen Strecke von der Nordseite des Schafberges bis ins Goiserner Weißenbachtal ausgekeilt³⁵⁾; nur Lunzer Sandsteine und gelbe Oolithe, weiter im Süden auch Reingrabener Schiefer (X, XI) sind vorhanden. Das Band der Carditaschichten läuft nicht gleichmäßig durch, wie man nach der geologischen Karte, Bl. Ischl und Hallstatt, vermuten möchte, sondern ist vielfach unterbrochen; dort, wo es vorhanden ist, ist es von noch geringerer Mächtigkeit als im Schafbergprofile — der Einfluß der nördlich gelegenen Küste hat weiter abgenommen. Man wird Hahn³⁶⁾ wohl zustimmen müssen, daß der untere Teil (zirka 300 m) der über den Carditaschichten liegenden Dolomite noch der karnischen Stufe zuzurechnen ist; dann dürften aber auch die untersten Lagen des Hauptdolomites am Schafberge der karnischen Stufe angehören, da hier, wie oben erwähnt wurde, die Opponitzer Kalke eine sehr geringe Mächtigkeit erlangen.³⁷⁾

Die letzten Spuren der Carditaschichten fand ich im Langtale südwestlich vom Beerwurzkogel und im „Hinteren Gosauseewald“ (Alpenvereinskarte) am Ostufer des hinteren

³⁴⁾ Gosauzone, S. 1053 (15), Gosau Becken, S. 269 (3).

³⁵⁾ Er fehlt übrigens bereits in der den südlichsten Schafbergfalten entsprechenden Region des Höllkars (G. Geyer, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 201).

³⁶⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 323.

³⁷⁾ G. v. Arthaber, Die alpine Trias des Mediterrangebietes, *Lethaea geognostica*, II/1, S. 321, Z. 4 bis 7.

Gosauses^{37*)} zwischen den Reiflinger Kalken des Halskogels (S. 23) im Liegenden und den Dachsteinkalken im Hangenden.

Noch weiter gegen Süden ist der Einfluß der nördlichen Küste vollständig geschwunden; im Profile des Gosauer Kammes oberhalb der Stuhlalpe liegt Reiflinger Kalk und über diesem, ohne scharfe Grenze aus demselben sich entwickelnd, die durch kein Carditaband getrennte Riffkalkmasse des Gosauer Kammes, die wohl in ihrem untersten Teile der karnischen Stufe angehört.

Noch mehr südwärts kamen, nach der Nowak-Hahn-schen Vorstellung, die karnischen Hallstätter Kalke des Raschberggebietes zum Absatze. Den allmählichen Übergang des Riffkalkes in den Hallstätter Kalk können wir in unserer Profillinie zwar nicht direkt beobachten; doch müssen wir uns diesen offenbar so ähnlich vorstellen, wie er von G. Geyer³⁸⁾ in der der Warscheneckgruppe südlich vorgelagerten Zone von Kalkklippen (Bosruck-Rötelstein) nachgewiesen wurde.

Ein weiteres Vordringen gegen Süden führt uns zu dem Profil der Zwieselalpe.³⁹⁾ (Schuppe zwischen den Überschiebungen c und b, bezw. X in Profil I, südlich der juvavischen Wurzel JW in Profil II.) Hier ist die karnische Stufe in Form von *Halobia rugosa* führenden Reingrabener Schiefen von ungleich größerer Mächtigkeit als in der Gamsfeldgruppe (60 bis 80 m gegen 5 bis 0 m in der Gamsfeldgruppe) mit Sandsteinzwischenlagen und darüberliegenden Hüpflinger Kalken entwickelt.⁴⁰⁾ Der Faziesgegensatz gegenüber der nördlich angrenzenden Hallstätter Region scheint sehr stark und gewaltsam; doch zeigt das Profil der nur 7 km westlich des

^{37*)} Die Stelle fällt von der Ferne durch ihre intensiv gelbe Färbung auf.

³⁸⁾ G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1913, S. 304 (38).

³⁹⁾ Das zwischen den Überschiebungen c und b gelegene Schichtpaket der Zwieselalpe und des Buchbergriedels (tektonische Einheit in II in „Gosaubecken“, S. 34) könnte sowohl nördlich als südlich der „juvavischen Wurzelnarbe“ zur Ablagerung gelangt sein; in ersterem Falle würde es der tirolischen Einheit, in letzterem dem St. Martin-Werfener Schuppenlande angehören. Ich habe mich hauptsächlich wegen der im Folgenden beschriebenen Übereinstimmung der Zwieselalpen-schuppe mit der „Aflenzer“ Fazies der südlichsten Zonen der Nordalpen in der karnischen Stufe zu letzterer Deutung entschlossen.

⁴⁰⁾ Gosaubecken, S. 295 (29), 296 (30).

Querschnittes gelegenen Pailwand die stratigraphische Verknüpfung der Fazies der Reingrabener Schiefer und karnischen Hallstätter Kalke.⁴¹⁾ Diese große Mächtigkeit der Reingrabener Schiefer ist ein charakteristisches Merkmal nicht nur des Werfen-St. Martiner Vorlandes, sondern des größten Teiles der südlichsten Zone der Nordalpen vom Hochkönig bis zum Mürztale; diese Zone, die Böse⁴²⁾ als Aflenzer Fazies bezeichnet hat, zeigt in der karnischen Stufe wieder ein stärkeres Hervortreten des terrigenen Materials als die Hallstätter Entwicklung. Da sie aber von der Lunzer Entwicklung durch die an terrigenen Spuren nahezu freie Hallstätter und südliche Berchtesgadener Entwicklung getrennt ist, können wir das terrigene Material derselben nicht auf das nördlich die Tethys begrenzende Festland zurückführen, sondern müssen es von Süden herleiten, von einer zentralalpinen Insel.⁴³⁾

Wir können also die karnische Stufe im Bereiche unseres Querschnittes folgendermaßen charakterisieren: Vom Nordrande des kalkalpinen Ablagerungsgebietes bis Km. 56 reicht das gegen Süden schrittweise abnehmende terrigene Material eines nördlichen Festlandes, am Südrande sind die Einflüsse eines südlichen Festlandes zu bemerken; dazwischen liegt eine etwa 25 bis 30 km breite, von terrigenem Material freie Zone. Diese, die Hallstätter Faziesregion, war offenbar die tiefste Region des karnischen Meeres, die eigentliche Tiefenrinne der nordalpinen Geosynklinale; der Umstand, daß das terrigene Sediment am Südrande der Geosynklinale viel rascher gegen die Mitte zu an Mächtigkeit verliert als am Nordrande, deutet auf eine größere Steilheit des südlichen Abfalles des Geosynkinalmeeres.

⁴¹⁾ A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tännengebirges, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1884, S. 363, 364.

⁴²⁾ E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898.

⁴³⁾ C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode, S. 428. Vgl. auch Cl. Lebling, Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse, Geol. Rundschau 1914, S. 2.

Norische und rhätische Stufe.

Weitaus am vollkommensten können wir die Entwicklung der norischen und rhätischen Stufe längs unseres Querschnittes verfolgen. Da jedoch diese beiden Stufen nicht überall scharf voneinander getrennt werden können, soll deren Besprechung hier gemeinsam erfolgen.

Die bajuvarische Zone ist zwar auch hier nicht im Bereiche unseres Querschnittes selbst aufgeschlossen, wir können aber die Verhältnisse der nahe östlich (11 km) gelegenen, hochbajuvarischen Langbathscholle⁴⁴⁾ und der 13 km westlich der Profillinie am Nordfuße der Drachenwand und des Schobers gelegenen Synklinale von Unterholz⁴⁵⁾ heranziehen. Die Ausbildung der norischen und rhätischen Stufe entspricht hier vollständig derjenigen im nördlichen Teile der tirolischen Zone, es ist die „oberbayrische Fazies“⁴⁶⁾: die Hauptmasse der norischen Stufe ist als Hauptdolomit, der oberste Teil derselben als lichtgelbbrauner bis dunkelgrauer Plattenkalk entwickelt, die rhätische Stufe zeigt Lithodendronbänke führende Plattenkalke und typische Kössener Schichten. Bemerkenswert ist das Auftreten kleiner Kohlenflözchen im Hauptdolomit der Langbathscholle, ja sogar in demjenigen des tirolischen Nordrandes bei Burgau⁴⁷⁾; diese sind offenbar aus weit in das Meer hinausgeschwemmtem Treibholz entstanden, aber doch die ersten Vorposten der wohl noch in ziemlich großer Entfernung gelegenen Nordküste der norischen Tethys.

An der Stelle, wo das Profil einsetzt, das heißt am tirolischen Nordrande, sehen wir die norische Stufe in den Nordgehängen der Schafberggruppe als etwa 1000 m mächtigen⁴⁸⁾, typischen Hauptdolomit, der von 150 m mächtigen Plattenkalken überlagert wird, die rhätische Stufe in Form von 80 bis 100 m mächtigen, schwarzen oder gelblichen plattigen

⁴⁴⁾ J. v. Pia, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912.

⁴⁵⁾ G. Geyer, Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 201.

⁴⁶⁾ E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias, II. Die Faziesbezirke der Nordalpen, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898.

⁴⁷⁾ J. v. Pia, l. c., S. 567.

⁴⁸⁾ Wie S. 27 bemerkt wurde, gehört vielleicht der unterste Teil dieser 1000 m Hauptdolomit noch zur karnischen Stufe.

Kössener Lumachellenkalcken entwickelt.⁴⁹⁾ Die Plattenkalke zeigen in unserer Profillinie im Nordflügel der Schafberg-synklinale (I) lokal eine auffallende Armut an Bitumen, wodurch sie eine ebenso helle Farbe annehmen, wie die Dachsteinkalke des Dachsteingebietes.⁵⁰⁾

6 km vom tirolischen Nordrande entfernt, in dem Raume, welcher gegenwärtig zwischen der Vormauer- und St. Wolfgang Synklinale liegt, zeigt sich insofern eine Änderung der Fazies, als die Plattenkalke auf Kosten des Hauptdolomits tiefer in die norische Stufe hinabreichen⁵¹⁾ (III). Diese Erscheinung ist nicht auffallend; denn wir sehen auch in der weiter südlich folgenden Berchtesgadener Faziesregion, daß die Dolomitisierung der norischen Stufe auch an nahe aneinander gelegenen Punkten verschieden hoch in die norische Stufe hinaufreicht.⁵²⁾

Am Südflügel der Wolfgang Synklinale (4 km weiter) ist die Mächtigkeit des Plattenkalkes im Vergleiche zum Hauptdolomit wieder sehr gering⁵³⁾ (IV).

Wenn wir nun noch weiter nach Süden fortschreiten und in die Osterhorngruppe eintreten, ändert sich auch das Bild der Fazies der norischen und rhätischen Stufe nicht wesentlich; wir befinden uns noch immer im „oberbayrischen Faziesbereiche“. Nur die Plattenkalke und Kössener Schichten werden mächtiger (149 und 192 m) und fossilreicher; 25 km vom tirolischen Nordrande entfernt tritt das so berühmt gewordene, von E. Sueß und E. v. Mojsisovics⁵⁴⁾ beschriebene Profil des Kendelbachgrabens am Osterhorn auf (VII). Dieses Profil wurde zwar 9 km westlich der Profillinie beobachtet; bei der großen Gleichförmigkeit der oberbayrischen Fazies ist jedoch

⁴⁹⁾ Schafberggruppe, S. 209.

⁵⁰⁾ Schafberggruppe, S. 191.

⁵¹⁾ Schafberggruppe, S. 193.

⁵²⁾ Cl. Lebling, Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land, Geognost. Jahreshfte 1911, S. 44 bis 48. — E. Spengler, Plassengruppe.

⁵³⁾ Schafberggruppe, Taf. XI (V), Profile VII, VIII.

⁵⁴⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen, II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 173 bis 181.

ein Hineinprojizieren in das vorliegende Profil ohne wesentlichen Fehler möglich.

3 km weiter gegen Süden, im Profile des Einberges (VIII), sind Hauptdolomit und Plattenkalk⁵⁵⁾ in ähnlicher Weise wie im Osterhornprofile entwickelt; hingegen sind die bituminösen Kössener Schichten durch den weißen, rhätischen Korallriffkalk ersetzt. Dieser bedeutsame Fazieswechsel, mit welchem sich der Übergang von dem durch terrene Einflüsse dunkel gefärbten Sediment des Nordens zu dem hellen, rein organogenen Sediment des Südens einzuleiten beginnt, vollzieht sich offenbar in der Weise, daß der im Osterhornprofile 20 m mächtige, weiße Korallriffkalk (Hauptlithodendronkalk)⁵⁶⁾ auf Kosten der über- und unterlagernden bituminösen Kalke und Mergel an Mächtigkeit gewinnt, die letzteren hingegen allmählich auskeilen, so daß die dunklen Kössener Lumachellenkalke im Einbergzuge auf wenige Bänke im Liegenden des rhätischen Kalkes reduziert erscheinen.⁵⁷⁾

Weitere 5 km entfernt lag das Profil des Rettenkogels (IX), das sich von demjenigen des Einberges nur dadurch unterscheidet, daß der noch immer den größten Teil der norischen Stufe einnehmende⁵⁸⁾ Dolomit und der Plattenkalk durch weiteres Zurücktreten der vom Festlande stammenden Trübung hellere Farben angenommen haben, so daß sie als Dachsteindolomit⁵⁹⁾ und Dachsteinkalk bezeichnet werden müssen, und die Kössener Spuren gänzlich verschwunden sind.

Durch etwa 10 km, bis über die Breite des Gamsfeldes (XI) hinaus, ist keine weitere Änderung der Fazies⁶⁰⁾ zu beobachten.

Dringen wir hingegen noch weiter gegen Süden vor, so bemerken wir, daß auf einer Strecke von 6 km, vom Gamsfeld zum Hierlatz (XVI), der Dachsteinkalk nahezu bis ins un-

⁵⁵⁾ Gosauzone, S. 1073 (35).

⁵⁶⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 179, Schichtgruppe Nr. 109.

⁵⁷⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte: Ischl und Hallstatt, S. 32.

⁵⁸⁾ Gosauzone, S. 1053 (15).

⁵⁹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 323.

⁶⁰⁾ Gosaubecken, S. 270 (4).

mittelbare Hangende der Carditaschichten hinabsteigt. Dieser Übergang vollzieht sich in dieser von keinerlei Schubflächen durchschnittenen Gegend verhältnismäßig sehr rasch, und zwar derart, daß an Stelle des über dem Carditaniveau liegenden Dolomits eine Wechsellagerung von Dolomit und Kalk auftritt, die gegen Süden in reinen, in mächtige Bänke gegliederten, weißen Kalk übergeht⁶¹⁾ (Berge in der Umgebung des Hallstätter Sees). Gleichzeitig nimmt die obere Trias um 200 bis 300 m an Mächtigkeit zu. Daß der Dachsteinkalk hier auch die rhätische Stufe umfaßt, zeigt der Fund von *Lycodus cor* im Echerntale.⁶²⁾

Aus der oberbayrischen Fazies des nördlichen Teiles der tirolischen Zone ist durch ganz allmähliche Übergänge die Berchtesgadener (Dachstein-) Fazies des südlichen Teiles dieser Zone geworden.

Wir begeben uns noch weiter nach Süden. Bei Km 54 treffen wir 2 km östlich der Profillinie im oberen Teile des norischen Dachsteinkalkes die gelbroten Halorellenkalke am vorderen Gosausee⁶³⁾, die wir als den ersten nördlichsten Vorposten der Hallstätter Entwicklung auffassen können. Das Auftreten von *Arcesten* im geschichteten Dachsteinkalke bei der Simonyhütte (58 km vom tirolischen Nordrande)⁶⁴⁾ können wir als zweiten Vorposten deuten.

Nur wenig weiter südlich wird der geschichtete Dachsteinkalk durch den ungeschichteten Hochgebirgsriffkalk ersetzt; an Stelle der Megalodontenfazies tritt die Korallenfazies. Der Übergang vollzieht sich auf sehr kurzer Strecke; zuerst ist nur der untere Teil, weiter im Süden die Gesamtmasse des Dachsteinkalkes durch Riffkalk ersetzt. Die Grenze beider Fazies ist nicht scharf; der Übergang vollzieht sich

⁶¹⁾ Gosaubecken, S. 275 (9).

⁶²⁾ F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias, Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Paläontologie, II. Bd., S. 65.

⁶³⁾ Gosaubecken, S. 276 bis 278; E. Kittl, Halorellenkalke vom vorderen Gosau, Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums, XXX. Bd. (1916), S. 51.

⁶⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. CX (1896), S. 18 (22).

derart, daß die Bänke mächtiger, die Schichtfugen im Streichen undeutlicher werden.

60 km vom tirolischen Nordrande entfernt treffen wir im Südwestgehänge des großen Donnerkogels die eine stratigraphische Einschaltung in den Riffkalk, ein Lagunensediment bildenden Zlambachschichten des Schneckengrabens⁶⁵⁾ (XVIII), die eine dritte Annäherung an die Hallstätter Fazies bedeutet.

Noch weiter im Süden, am Rettenstein (XIX), verliert der Riffkalk die graue Farbe, die er im Gosauer Kamme besitzt, und zeigt lebhaftere, weiße und rötliche Färbungen, gleichzeitig nimmt er an Mächtigkeit ab. Er hat dadurch vollkommen die Charaktere eines typischen Hallstätter Kalkes angenommen. Wir sind aus dem Berchtesgadener Faziesgebiet allmählich in das Hallstätter Faziesgebiet gelangt.

Der Weg von der Fazies der geschichteten Dachsteinkalke zur Hallstätter Fazies führt also über den Hochgebirgsriffkalk. Diese Erscheinung ist nicht nur hier bekannt, sondern wurde von G. Geyer in analoger Weise aus der südlichen Warscheneckgruppe⁶⁶⁾ zwischen Klachau und Liezen beschrieben. Auch am Hochkönig scheinen ähnliche Verhältnisse zu herrschen; denn das dem Hochkönig nördlich vorgelagerte Steinerne Meer besteht aus geschichtetem Dachsteinkalk, der Hochkönig selbst aus Hochgebirgsriffkalk, an dessen Südseite (Wetterwand) vollzieht sich bereits der Übergang in Cephalopoden führenden Hallstätter Kalk.⁶⁷⁾ Wenn wir ferner die Hallstätter Kalke der Südseite des Gahns bei Payerbach⁶⁸⁾ nicht im Sinne Kober's durch die Hochgebirgsriffkalke der Rax und des Schneeberges vom fernen Süden her überschieben, sondern analog der Trauthschen Deutung der Schuppenzüge an der Südseite des Dachsteines annehmen wollen, daß auch die genannten Hallstätter

⁶⁵⁾ Gosau Becken, S. 298 bis 303.

⁶⁶⁾ G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1913, S. 304.

⁶⁷⁾ E. v. Mojsisovics, Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Bd. CV (1896), S. 13, 14 (17, 18).

⁶⁸⁾ L. Kober, Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1909, S. 492.

Kalke der östlichsten Nordalpen durch kurze, südgerichtete Steilschübe von den Hochgebirgsriffkalcken des Rax-Schneebergzuges überschoben sind⁶⁹⁾, so würde auch hier der Weg von den wohlgeschichteten Dachsteinkalken der höheren Vor-alpen zum Hallstätter Faziesgebiet über den Hochgebirgsriffkalk führen.

Die Hallstätter Entwicklung stellt nun, wie fast allgemein angenommen wird, die bathyale Entwicklungsform der alpinen Geosynklinale vor, während nördlich des Korallriffes durchaus Sedimente eines seichten Meeres liegen: Der geschichtete Dachsteinkalk, der Hauptdolomit. Weiter gegen Norden stellen sich Anzeichen der Landnähe ein: Die terrigenen Kössener Schichten, die Kohlenspurcn im Hauptdolomit. Noch weiter im Norden lag das vindelizische Festland.⁷⁰⁾

Wir sehen also, daß in der oberen Trias das vindelizische Festland zunächst von einem breiten Flachseegürtel begleitet ist, in welchem die terrigenen Spuren von Norden gegen Süden allmählich abnehmen⁷¹⁾, dann folgt eine Flachsee, in welcher aus organogenem Detritus bestehende, geschichtete Kalke und Dolomite abgelagert wurden⁷²⁾, hierauf ein Korallriff, und erst südlich desselben tieferes Meer. Ich möchte die Verhältnisse in der oberen Trias der östlichen Nordalpen in gewissem Sinne mit den heu-

⁶⁹⁾ Vergl. O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. 125 (1916), S. 225 (9).

⁷⁰⁾ C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode, Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. 92 (1916), S. 516.

⁷¹⁾ Diese Behauptung scheint insofern nicht ganz zu stimmen, als die oberste Trias der nördlichen Schafberggruppe (weiße Plattenkalke am Breitenberg!) einen eher etwas schwächer terrigenen Einschlag zeigt als die obere Trias der südlich folgenden Osterhorngruppe (Zwischenmittel mit Pflanzenresten im Rhät). Doch glaube ich, daß durch den Einfluß von Strömungen gelegentlich in etwas größerer Entfernung von der Küste das Meerwasser vom Festlande stammende Trübung und Pflanzenreste in größerer Menge enthalten kann, als näher am Strand. Im allgemeinen gilt zweifellos die Zunahme des terrigenen Elementes in der oberen Trias in der Richtung von Süd gegen Nord.

⁷²⁾ Vergleichbar den rezenten Sedimenten der Bucht von Florida (E. Sueß, Antlitz der Erde, II., S. 393, 394).

tigen an der Nordostküste Australiens von Cap York bis Sandy Cap vergleichen. Auch dort liegt zunächst an der Küste eine Flachsee, in 100 bis 250 km Entfernung vom Strande folgt das Barriereriff, und erst jenseits desselben der Absturz zu größeren Meerestiefen. Auch in der oberen Trias dürfte das hochalpine Barriereriff, das sich in einer Länge von über 200 km vom Hochkönig bis zum Wiener Becken verfolgen läßt, in keiner größeren Entfernung als 100 bis 200 km von der vindelizischen Küste gelegen sein, und erst südlich desselben folgte der Absturz zu den größeren Meerestiefen, in welchen die Hallstätter Kalke zum Absatze kamen.

Über die Entwicklung der oberen Trias in der südlich die Hallstätter Zone begrenzenden St. Martin-Werfener Zone (Aflenzer Faziesbezirk) wissen wir im Bereiche unseres Querschnittes nur wenig, da die einzelnen Schuppen des St. Martin-Werfener Vorlandes meist mit Carditaschichten gegen oben abschließen. Doch dürfen wir eine der Berchtesgadener Fazies der Gamsfeldgruppe ähnliche Entwicklung vermuten, welche in ihrem tieferen Teile aus Dachsteindolomit (Zwieselalmzone⁷³), Mandlingzug), in ihrem höheren aus Megalodonten führendem massigen Dachsteinkalke besteht (Mandlingzug⁷⁴). Auch hier können wir wieder die Verhältnisse an der Nordostküste Australiens zum Vergleiche heranziehen: Außerhalb des Barriereriffes folgt eine an der schmalsten Stelle nur 50 km breite Tiefenrinne, in welcher der Meeresgrund unter 1000 m absinkt (= Hallstätter Zone 20 bis 30 km breit), und außerhalb dieser Rinne neuerdings Riffbildungen (Flinders Reefs, Holmes Reefs = St. Martin-Werfener Zone).

Lias.

Der Lias zeigt im Bereiche unseres Querschnittes eine ungemein reiche fazielle Differenzierung.

Wenn wir wiederum im Norden beginnen, so können wir für die hochbajuvarische Zone abermals die Verhältnisse der nahe östlich gelegenen Langbathscholle heranziehen. Der Lias

⁷³) Gosaubecken, S. 296 (30), Nr. 7.

⁷⁴) F. Trauth in V. Uhlig, Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. CXVII (1909), S. 39, 40.

ist hier in Form von weißen und roten Hierlatzkalken entwickelt, die sich jedoch durch das stellenweise Zurücktreten der Crinoiden und die Führung von ziemlich großen Cephalopoden der Fazies der „bunten Cephalopodenkalke“ Wähners nähern.⁷⁵⁾ Fossilführend ist allerdings nur die Oberregion des unteren Lias in der Langbathscholle nachgewiesen; da aber nach Pia's Profilen der Lias überall konkordant den Plattenkalken und Kössener Schichten aufliegt und nirgends ein taschenförmiges Auftreten der Hierlatzschichten zu beobachten ist, muß man wohl ununterbrochen von der Trias in den Lias andauernde Meeresbedeckung annehmen und das Fehlen der Unterregion des unteren Lias nur durch die Fossilarmut des Gesteines erklären. Hingegen scheint das Fehlen der höheren Stufen des Lias andere Ursachen zu haben (S. 40).

Mit denselben Merkmalen tritt der Lias in die tirolische Zone im Nordflügel der Schafbergsynklinale⁷⁶⁾ (I) ein. Auch hier ist die Oberregion des unteren Lias in der Form von bunten Hierlatzkalken entwickelt; der Unterregion entsprechen wohl weiße, deutlich gebankte fossillere Kalke, welche ich nach ihrem petrographischen Charakter als „obere Dachsteinkalke“⁷⁷⁾ bezeichnet habe. Über das Andauern der Meeresbedeckung von der Trias in den Lias hinein besteht hier kein Zweifel. Der Mittellias ist hier in Form der roten Kalke der Lokalität Hinterschafberg entwickelt, deren Cephalopodenfauna von G. Geyer⁷⁸⁾ beschrieben wurde, und welche gleichfalls eine Mittelstellung zwischen der Fazies der bunten Cephalopodenkalke und Hierlatzkalke einnehmen. Darüber liegen Radioarite, also Gesteine tieferer See, welche nach Wähler⁷⁹⁾

⁷⁵⁾ J. v. Pia, Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 569 bis 571.

⁷⁶⁾ Schafberggruppe, S. 209.

⁷⁷⁾ Schafberggruppe, S. 198. Hahn hat diese Kalke als ober-rhätische Riffkalke, das heißt als triadisch (Grundzüge, S. 272), aufgefaßt. Wenn sich auch infolge des Mangels von Fossilien das Alter dieser Kalke nicht mehr mit Sicherheit feststellen läßt, so möchte ich sie doch lieber als „lichte Liaskalke“ (Mojsisovics, Erläuterungen zur Spezialkarte Ischl und Hallstatt, S. 38) auffassen und als zeitliches Äquivalent des Spongienlias betrachten.

⁷⁸⁾ G. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinterschafberges in Oberösterreich, Abhandl. d. Geol. Reichsanst., XV (1893).

⁷⁹⁾ F. Wähler, Exkursionsführer d. IX. internat. Geologenkongr., IV. Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg, S. 16.

entweder dem oberen Lias oder bereits dem Dogger angehören; ich möchte sie nach Analogie mit dem sonstigen Auftreten dieses Gesteines wenigstens in den oberen Dogger, wenn nicht gar in den Malm stellen, so daß auch hier der obere Lias fehlt.

Bereits im Südflügel der Schafbergsynklinale (II), also 4 km vom tirolischen Nordrande entfernt, ändert sich die Fazies insofern, als in der Unterregion des unteren Lias die „oberen Dachsteinkalke“ durch ziemlich mächtige, graue, Spongiennadeln führende Kieselkalke ersetzt werden. Die Oberregion des unteren Lias und der Mittellias bleibt unverändert.

In den südlichen Synklinalen der Schafberggruppe (Schwarzensee-, Vormauer (III), St. Wolfgang (IV), St. Gilgener Synklinale) hält die Spongienfazies im untersten Lias an, die Hierlatzfazies des oberen Unterlias erfährt nur insofern eine unwesentliche Änderung, als an Stelle der meist roten Crinoidenkalke der Schafbergsynklinale graue, an Brachiopoden reiche, aber an Crinoiden ärmere Kalke treten.⁸⁰⁾ Der rote Mittellias kalk scheint zu fehlen.

Begeben wir uns nun weiter nach Süden aus der Schafberg- in die Osterhorngruppe, so treffen wir schon an deren Nordrande, im Profile der Blechwand (VI) (22 km), in noch typischer Weise aber im Profile des Osterhorns (VII) (25 km)⁸¹⁾ eine wesentlich geänderte Fazies des Lias an: An Stelle der Spongienkieselkalke in der Unterregion des unteren Lias treten bunte Cephalopodenkalke, an Stelle der Hierlatzkalke in der Oberregion des unteren Lias und im Mittellias Adneterschichten, im Oberlias endlich sind Fleckenmergel entwickelt. Besonders bemerkenswert ist die Änderung in der Mächtigkeit der Gesteine⁸²⁾: Den etwa 150 m mächtigen Spongienkalken der Schafberggruppe entsprechen 29 m mächtige Cephalopodenkalke, den Hierlatz- und Mittelliasalken des Schafberges (60 + 15 m) die nur 12 m mächtigen Adneterschichten. Daß dieser Mächtigkeitsunterschied aus der verschiedenen Art der Fazies vollständig zu erklären ist, habe ich bereits an anderer

⁸⁰⁾ Schafberggruppe, S. 199.

⁸¹⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868.

⁸²⁾ Schafberggruppe, S. 209.

Stelle⁸³⁾ gezeigt: Ein Sediment, welches durch die Anhäufung von Spongiennadeln, Crinoidenstielgliedern und Brachiopodengehäusen entsteht, muß sich rascher bilden als reine Cephalopodenkalke. Wie sich im einzelnen dieser Faziesübergang vollzog, wissen wir nicht; denn in der dazwischen liegenden Region, im Sparberhorn, liegt Plassenkalk unmittelbar auf Hauptdolomit.⁸⁴⁾ Die Entfernung der Ablagerungsgebiete beider Fazies ist aber eine so große (9 km), daß der Übergang sich auf dieser Strecke zweifellos vollziehen kann. Jedenfalls war das Liasmeer in der Osterhorngruppe wesentlich tiefer als in der Schafberggruppe.

Von der Osterhorngruppe an gegen Süden besitzen wir nur sehr spärliche Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Liasmeeres.

Für die Zone des Einberges (VIII) können wir noch das Vorhandensein von Adneterschichten nachweisen, wie die Aufschlüsse im Akersbachgraben⁸⁵⁾ zeigen.

Hingegen müssen wir dann nicht weniger als 20 km nach Süden wandern, um 48 km vom tirolischen Nordrande, zwischen Hallstätter Salzberg und Werkstatt (XIV), neuerdings Lias, und zwar in der Form von dunkelgrauen Fleckenmergeln, anzutreffen. Dieser Fleckenmergel entspricht aber, wie an anderer Stelle⁸⁶⁾ näher ausgeführt wird, nicht wie in der Osterhorngruppe dem Oberlias, sondern der Oberregion des Unterlias und ist mit den südlich folgenden, gleichaltrigen Hierlatzschichten des Dachsteingebirges durch seitliche Übergänge verknüpft. Da aber die Hierlatzkalke des Dachsteingebirges bekanntlich in Karsthohlformen⁸⁷⁾ abgelagert sind, möchte ich für dieses mit C. Diener⁸⁸⁾ eine kurze Zeit andauernde Trockenlegung in der Unterregion des Unterlias annehmen, bei welcher die Oberfläche des gehobenen Korallriffes der Verkarstung verfiel, und erst in der Oberregion des Unterlias sank das Land neuerdings unter den Meeresspiegel. Auch der

⁸³⁾ Schafberggruppe, S. 210.

⁸⁴⁾ Gosauzone, S. 1044 (6).

⁸⁵⁾ Siehe Geologische Karte, Blatt Ischl und Hallstatt.

⁸⁶⁾ Plassengruppe.

⁸⁷⁾ G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1886.

⁸⁸⁾ C. Diener, Bau und Bild Österreichs, S. 595.

Mittellias ist in den Hierlatzschichten der Mitterwand nachgewiesen⁸⁹⁾, der Oberlias hingegen fehlt.

Daß der Streifen nördlich der Dachsteingruppe (Km 29 bis Km 48), in welchem, wie oben erwähnt wurde, Liasablagerungen fehlen, als Insel über den Meeresspiegel emporragte, möchte ich nicht glauben, da die zu beiden Seiten des Streifens auftretenden Liasgesteine (Adneterschichten und Fleckenmergel) keineswegs litorale Sedimente sind; ich möchte vielmehr, wie später gezeigt werden wird, annehmen, daß der Lias auf dieser Strecke einer Erosionsperiode des untersten Dogger zum Opfer fiel. Vielleicht ist auch das Fehlen des Oberlias in der Schafberggruppe und Langbathzone auf die Einwirkung dieser Erosionsperiode zurückzuführen.

In der südlichen Dachsteingruppe ist der Lias denudiert; erst in der Übergangsregion zur Hallstätter Entwicklung, am Rettenstein (XIX), hat F. Trauth⁹⁰⁾ rote Mergelkalke des Mittellias nachgewiesen, welche vollständig mit denjenigen der südlich des Rettensteins abgelagerten juvavischen Deckscholle des Hallstätter Salzberges⁹¹⁾ übereinstimmen. Diese bedeutsame Entdeckung Trauths ist ein wichtiges Glied für den Beweis, daß die juvavischen Deckschollen des Salzkammergutes tatsächlich vom kalkalpinen Südrande stammen.

In dem südlich der juvavischen Zone abgelagerten Werfen-St. Martiner Vorland ist, wie gleichfalls Trauth⁹⁰⁾ gezeigt hat, bereits der unterste Lias in der Form von grauen Fleckenmergeln entwickelt. Aus dieser Beobachtung geht hervor, daß im Hallstätter und Werfen-St. Martiner-Faziesbezirk eine Unterbrechung der Meeresbedeckung an der Wende von Trias und Lias unterblieb. Für das Verhalten dieser Region im oberen Lias fehlt uns jeglicher Anhaltspunkt.

Wenn wir also das Verhalten des von unserem Querschnitt durchschnittenen Landes während des Lias nochmals kurz überblicken, so können wir feststellen, daß sich an der Wende der Trias- und Liasperiode sowohl im nördlichen

⁸⁹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer d. IX. internat. Geologenkongr., IV. Salzkammergut, S. 67.

⁹⁰⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1916, S. 82.

⁹¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, S. 75; E. Spengler, Plassen-
gruppe.

Teile des Querschnittes (in der bajuvarischen und im Nordteile der tirolischen Zone) als im südlichsten Teile desselben (juvavische und Werfen-St. Martiner Zone) eine positive Bewegung der Strandlinie, ein Tieferwerden des Meeres vollzog, während sich das im Südteil der tirolischen Zone gelegene Korallriff des Dachsteins als niedrige, kahle Kalkinsel über den Meeresspiegel erhob, die bald eine intensive Verkarstung erlitt. Diese positive Bewegung bewirkte wohl auch, daß die Nordküste der Tethys um ein beträchtliches Stück gegen Norden zurückwich; denn der Lias der Langbath-scholle zeigt im Gegensatze zur oberen Trias (S. 30) noch keinerlei Spuren der Landnähe⁹²⁾ an. Am tiefsten war das Meer jedenfalls in der Osterhorngruppe; das Meer erreichte hier wohl bei weitem größere Tiefen als an irgend einer Stelle des Querschnittes während der ganzen Triasformation.⁹³⁾ Denn die durch ungemein geringe Mächtigkeit und das Auftreten von Mangan-Eisenerzkrusten ausgezeichneten bunten Cephalopodenkalke der Osterhorngruppe⁹⁴⁾ sind ein ungleich reineres Cephalopodensediment als die auch an Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und Crinoiden reichen, viel mächtigeren Hallstätter Kalke der Trias und daher wohl auch ein Produkt bei weitem größerer Meerestiefe. Auch die an Kiesel-spongien reichen Kieselkalke der Schafberggruppe sind wohl ein Sediment recht beträchtlicher Tiefe, wenn auch wohl nicht so bedeutender, wie die bunten Cephalopodenkalke.

In der Oberregion des unteren Lias versinkt auch die Dachsteininsel ziemlich rasch unter den

⁹²⁾ Das zugehörige Küstensediment hatte jedenfalls den Charakter der „Grestener Schichten“; diese Gesteine traten wohl auch im Bereiche unseres Querschnittes ebenso wie im Gschlifgraben erst in der hier ganz in der Tiefe liegenden ostalpinen Klippenzone (30 bis 50 km nördlich des tirolischen Nordrandes?) auf.

⁹³⁾ Es mag vielleicht auffallend erscheinen, daß sich so nahe der nur etwa 20 km entfernten Dachsteininsel von terrigenem Material freies Sediment bilden konnte; doch glaube ich diese Erscheinung damit erklären zu können, daß das über den Meeresspiegel gehobene Korallriff des Dachsteins eine vegetations- und wasserlose Insel war, die weder humöse Substanzen noch sandiges Material zu liefern imstande war.

⁹⁴⁾ F. W ä h n e r, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1886.

Meeresspiegel; der aus den zerklüfteten, von Spalten und Karrenrinnen durchsetzten Kalken des neuerdings überfluteten Korallriffes⁹⁵⁾ gebildete Meeresgrund bot einem Wald von Crinoiden und Brachiopoden willkommene Anheftungspunkte. Nördlich des Dachsteins folgt eine schmale Zone von Fleckenmergeln, in der tiefsten Region des nordalpinen Liasmeeres, in der Osterhorngruppe, kamen die Adneterschichten, nördlich hievon die Hierlatzkalke des Schafberges zum Absatz; südlich des Dachsteins, im Hallstätter Faziesgebiet, ein ebenfalls am besten als Adneterschichten zu bezeichnendes Sediment.

Im Mittellias dauern die gleichen Verhältnisse fort, vielleicht ist das Meer im ganzen Bereiche des Querschnittes noch etwas tiefer geworden.

Dem Oberlias entsprechen wohl die Fleckenmergel der Osterhorngruppe.⁹⁶⁾ Die Meeresbedeckung hält hier also an, doch dürfte das Meer etwas seichter geworden sein. Hingegen möchte ich glauben, daß sich die Dachsteingruppe während des Oberlias über den Meeresspiegel zu erheben begann; denn A. v. Krafft⁹⁷⁾ hat aus dem genau in der gleichen Zone wie der Dachstein liegenden Hagengebirge küstennahe Konglomerate des Oberlias beschrieben. Im ganzen scheint also der Oberlias wieder einer negativen Phase zu entsprechen.

Dogger und Malm.

Da die dem Dogger und Malm angehörigen Gesteine im Bereiche unseres Querschnittes wie überhaupt in den Ostalpen viel fossilärmer sind als der Lias, ist auch eine scharfe Trennung dieser beiden Abteilungen der Juraformation nicht durchzuführen; die Besprechung derselben muß daher gemeinsam erfolgen.

Der Oberjura der hochbajuvarischen Langbathscholle ist nach v. Pia und Geyer aus roten, brekziösen Crinoiden- und Cephalopodenkalken der Klausschichten, Hornsteinkalken,

⁹⁵⁾ Und des nördlich anschließenden, aus organogenem Detritus gebildeten, gebankten Dachsteinkalkes.

⁹⁶⁾ Nach E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.* 1868, S. 199; Der paläontologische Beweis für das oberliasische Alter der Fleckenmergel ist übrigens noch ausständig.

⁹⁷⁾ A. v. Krafft, Über den Lias des Hagengebirges, *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.* 1897, S. 212.

darüber aus Radiolariten und bunten Tithonkalken mit Cephalopoden und Aptychen gebildet. Der ganze Komplex scheint durch die „verwirrende Verschiedenheit im einzelnen wie durch eine gewisse Einheitlichkeit des Gesamtcharakters“⁹⁸⁾ etwas an den Komplex der Hallstätter Kalke zu erinnern und wie diese ein etwa als hemipelagisch zu bezeichnendes Sediment zu sein; zweifellos bedeutet der höhere Jura eine Vertiefung des Meeres im Vergleiche mit dem Lias. Gesteine des Bajocien fehlen; die Klaussschichten zeigen nach Geyer^{98*)} deutliche Merkmale einer Transgressionsbildung, so daß wir mit einer Trockenlegung im unteren Dogger rechnen müssen.

Begeben wir uns nach Süden in die tirolische Zone, so treffen wir im Kerne der Schafbergsynklinale (4 km vom tirolischen Nordrande) bunte, geringmächtige Radiolarite an, die wohl dem oberen Dogger oder Malm angehören und allgemein als ein Sediment bedeutender Meerestiefe gelten — also auch hier können wir eine positive Bewegung des Meeresspiegels annehmen. Jüngere Gesteine sind im Kerne der Schafbergsynklinale nicht enthalten.

Diese treffen wir erst im Kerne der zweitnächsten Synklinale, der Vormauersynklinale⁹⁹⁾ (III), an. Hier fehlen die Radiolarite; wir finden über dem Lias helle Hornsteinkalke und darüber tithonischen Riffkalk (Plassenkalk). Ob die Vormauerreihe eine vollständige oder, was bei der außerordentlich starken Störung dieser Region wahrscheinlicher ist, eine tektonisch reduzierte Schichtfolge darstellt, ist schwer zu entscheiden; nur soviel kann festgestellt werden, daß wir im Tithon im Gegensatze zur nördlich anstoßenden, hochbajuvaren Zone einen Riffkalk, also ein Flachseesediment, vor uns haben. Wir sind also aus dem tiefen Tithonmeere des Nordens auf eine submarine Schwelle gelangt, welche die Bildung eines Riffes möglich machte.

Dieses tithonische Plassenkalkriff erlangte eine nicht unerhebliche Breite. Die größte Mächtigkeit des Plassenkalkes (400

⁹⁸⁾ J. v. Pia, Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 572.

^{98*)} G. Geyer, Über die Querverschiebung am Traunsee, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1917, S. 70, 71 (Punkt 7).

⁹⁹⁾ Schafberggruppe, S. 236.

bis 500 m) zeigt der kühne Felsbau des Sparberhorns¹⁰⁰⁾ (V); weiter im Norden scheint der obere Teil des Plassenkalkes durch Denudation entfernt worden zu sein. Am Sparberhorn liegt der Plassenkalk teils unmittelbar auf Hauptdolomit, teils ist er durch wenige Bänke von Oberalmer Schichten von diesem getrennt; das Fehlen der dazwischenliegenden Stufen erklärte ich als eine tektonische Erscheinung.¹⁰¹⁾

Vom Sparberhorn an gegen Süden bemerken wir ein allmähliches Auskeilen des Plassenkalkriffes zwischen geschichteten Oberalmschichten — ähnlich wie nach Mojsisovics die Dolomitriffe der Südtiroler Trias in den gleichaltrigen Wengener und Cassianer Schichten auskeilen. Die mächtigen, langgestreckte Wände bildenden Bänke des oberen Teiles der Blechwand (VI) sind wohl als Plassenkalke zu deuten, während die durch Grasbänder bezeichneten, dünnplattigen Zwischenlagen als Oberalmer Schichten gelten müssen. Gehen wir weiter nach Süden in die Osterhorngruppe hinein, so nimmt die Mächtigkeit der massigen Kalke im Vergleich mit den dünnplattigen Oberalmer Schichten immer mehr ab — als letzte Spuren des Plassenkalkes müssen wir die *Diceras* führende Bank unter dem Gipfel des Osterhorns auffassen.¹⁰²⁾

Wir sind dadurch wieder beim Osterhornprofile (VII) angelangt und müssen nun die daselbst über dem Lias auftretenden Schichten einer kurzen Betrachtung unterziehen.

Über den Fleckenmergeln des höheren Lias folgt eine sehr auffallende Bildung: Mächtige, ungeschichtete Massen von Konglomerat mit rötlicher Grundmasse; in den tieferen Teil der Konglomerate ist eine Kalkbank eingeschaltet, welche nach Sueß und Mojsisovics eine Fauna des höheren Bajocien führt.¹⁰³⁾ Diese Konglomerate sind nach der Beschreibung der genannten Autoren zweifellos als küstennahe Brandungsbildung aufzufassen. Es muß also in der Nähe der Osterhorngruppe im Bajocien ein Land aufgetaucht sein; wie wir bald sehen werden,

¹⁰⁰⁾ Gosauzone, S. 1042 (4).

¹⁰¹⁾ Gosauzone, S. 1044 (6), Schafberggruppe, S. 244.

¹⁰²⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 184.

¹⁰³⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 183.

lag dieses Land im Süden. Es ist möglich¹⁰⁴⁾, aber durchaus nicht notwendig, daß die Meeresbedeckung vor Ablagerung der Konglomerate auch an Ort und Stelle der Sedimentation eine Unterbrechung erfuhr; wir können uns vielmehr ganz gut vorstellen, daß in der Osterhorngruppe die Meeresbedeckung ununterbrochen anhielt, und nur das Auftauchen von Festland in deren unmittelbarer Nachbarschaft die plötzliche Einfuhr grobklastischen Sedimentes bewirkte. Die geringe horizontale Verbreitung des Konglomerates spricht besonders für diese Annahme. Im höheren Dogger und Malm muß dieses Land wieder verschwunden sein; denn die hornsteinreichen Oberalmer Schichten sind wiederum das Sediment eines küstenfernen, ziemlich tiefen Meeres. Wie unten gezeigt werden wird, geschah die neuerliche Überflutung dieses Landes zur Zeit der Klausschichten.

Von Km 26 bis Km 39 wissen wir nichts über die Entwicklung des Doggers; denn in der südlichen Osterhorngruppe liegt er tief unter den mächtigen Oberalmer Schichten verborgen, im Einbergzuge und in der Gamsfelddecke ist er wohl der Denudation verfallen. Erst wieder im Gebiete des Hallstätter Salzberges, wo die in der Mittelkreide aufgeschobene juvavische Deckscholle der Plassengruppe die jüngsten Schichten der tirolischen Einheit vor der Denudation bewahrt hat, treten Doggergesteine, die altbekannten Klausschichten, auf. An den drei Lokalitäten, wo diese Schichten fossilführend nachgewiesen wurden, Klausalpe, Mitterwand (XV), Brieltal¹⁰⁵⁾, bemerken wir eine höchst wichtige Erscheinung: Der obere Dogger liegt unmittelbar auf triadischem Dachsteinkalk.¹⁰⁶⁾ Über das Bestehen dieser Transgression kann

¹⁰⁴⁾ Für lokale, vorübergehende Trockenlegung einzelner (südlicher) Teile der Osterhorngruppe spricht die Beobachtung, daß sich die schiefrigen Zwischenlagen des Konglomerats in den höheren Bänken desselben als Gerölle finden.

¹⁰⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, S. 65, 68, 69; E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt, S. 40, 41.

¹⁰⁶⁾ Diese Erscheinung veranlaßte im Jahre 1896 Mojsisovics zu der äußerst unwahrscheinlichen Hypothese, daß der Dachsteinkalk an verschiedenen Punkten verschieden hoch in den Jura hinaufreicht (Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. CV. (1896), S. 23 (27)).

kein Zweifel bestehen: denn der Kontakt ist an allen drei Punkten so vollkommen aufgeschlossen, daß auch eine nur wenige Zentimeter mächtige Zwischenlage zwischen Dachsteinkalk und Jura dem Auge unmöglich entgehen könnte; die unmittelbar die Klausschichten unterlagernde Dachsteinkalkbank ist im Brieltal überreich an Megalodonten; bei der Klausalpe und auf der Mitterwand liegen die Klausschichten ähnlich wie die Hierlatzkalke in Karsthohlformen des Dachsteinkalkes; die Möglichkeit eines mechanischen Kontaktes zwischen beiden Gesteinen ist ausgeschlossen.¹⁰⁷⁾ Der Ablagerung der Klausschichten muß also in der Dachsteingruppe im Bajocien eine Festlandperiode vorausgehen; es ist offenbar dasselbe Festland, an dessen Küste die Konglomerate der Osterhorngruppe zum Absatze gelangten — wir kennen nunmehr aber auch die Zeit, in welcher die Liasgesteine, die sich einst über die ganze Dachstein- und Gamsfeldgruppe ausbreiteten, der Denudation anheimfielen: das Bajocien. Denn der alpine Lias ist überall von so geringer Mächtigkeit, daß er schon in einer kurzen Festlandperiode im unteren Dogger bis auf kleine Reste völlig entfernt werden konnte. Es ist ohneweiters verständlich, daß im allgemeinen nur die bis 100 m tief in Karstklüften des Dachsteinkalkes eingelagerten Hierlatzschichten von der Denudation verschont blieben; nur ausnahmsweise ist am Hallstätter Salzberg auch ein kleines Fleckchen Fleckenmergel der Zerstörung entgangen.

Bei der Transgression der Klausschichten muß sich die Versenkung der Dachsteingruppe zu großer Meerestiefe außerordentlich rasch vollzogen haben. Denn die Klausschichten repräsentieren besonders im Brieltale in sehr reiner Weise den Typus der bunten Cephalopodenkalke, also eines Sedimentes ziemlich tiefen Meeres. Trotzdem konnte ich die Transgressionsbildungen in Form von Brekzien mit rotem Bindemittel nachweisen.¹⁰⁸⁾

¹⁰⁷⁾ Alle diese Behauptungen habe ich in meiner Monographie der Plassengruppe (Jahrb. d. Geol. Reichsanst.) eingehend begründet; ebenso habe ich daselbst gezeigt, daß trotz des scheinbaren Altersunterschiedes zwischen Klausalpe und Brieltal die Transgression an beiden Orten gleichzeitig erfolgte.

¹⁰⁸⁾ Plassengruppe.

Über den Klausschichten finden wir überall Radiolarite, welche darauf hindeuten, daß sich auch im höheren Jura in der Dachsteingruppe tiefe See ausbreitete. Wie hoch in den Jura diese Radiolarite hinaufreichen und welche Schicksale der Dachsteingruppe im Tithon beschieden waren, wissen wir nicht, da die derzeit noch vorhandene Schichtfolge mit den Radiolariten schließt; doch ist es sehr wahrscheinlich, daß auch hier die Meeresbedeckung bis an den Schluß der Juraformation nunmehr ununterbrochen anhielt.

Über die Vorgänge in der höheren Juraformation im Bereiche der Hallstätter Entwicklung ist es sehr schwer, etwas Sicheres festzustellen. Das einzige Gestein des höheren Jura, das wir aus der juvavischen Zone im Bereiche unseres Querschnittes kennen, ist der Tithonkalk des Plassen¹⁰⁹⁾, der uns zu der Annahme berechtigt, daß wir in der juvavischen Zone zur Zeit des Tithons eine Flachsee vor uns hatten. Hahn¹¹⁰⁾ hat aus den Lagerungsverhältnissen des Plassenkalkes am Untersberge und besonders am Müllnerhorn auf das Vorhandensein einer Transgression des Tithons geschlossen; in demselben Sinne ließe sich eine Beobachtung Peters'¹¹¹⁾ deuten, die ich vollständig bestätigen konnte: daß nämlich die tieferen Teile des Plassenkalkes am Plassen ein konglomeratisches Gefüge zeigen. Wir müßten also für die juvavische Zone eine der Ablagerung des Plassenkalkes vorausgehende Festlandperiode annehmen; doch soll nochmals betont werden, daß dieser Schluß speziell für den Bereich unseres Querschnittes als sehr unsicher bezeichnet werden muß.

Über die Schicksale des St. Martin-Werfener Schuppenlandes im Oberjura wissen wir gar nichts.

Wenn wir auch hier wieder die Ergebnisse kurz zusammenfassen, so sehen wir, daß im unteren Dogger höchstens im mittleren Teil des Querschnittes, in der Osterhorngruppe, die Meeresbedeckung

¹⁰⁹⁾ Die in Kittls Exkursionsführer in dem Profile Fig. 5 auf S. 79 unterhalb des Plassen eingetragenen Dogger- und Oberalmer-Schichten konnte ich bei meiner Neuaufnahme der Plassengruppe nirgends auffinden.

¹¹⁰⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 398.

¹¹¹⁾ K. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Österreich, Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., Bd. XVI (1855), S. 339.

anhielt, während im Süden vielleicht schon im Oberlias ein Felseneiland erschienen war, das sich im Bajocien vergrößerte und an dessen Nordküste die Bajocienkonglomerate der Osterhorngruppe abgelagert wurden. In der Langbathzone bildete sich im Bajocien eine ähnliche Insel, die vielleicht auch noch die Schafberggruppe umfaßte. Im oberen Dogger wurden diese Inseln wieder rasch überflutet und in große Meerestiefen versenkt; es ist dieselbe Transgression, die wir gleichzeitig an so vielen Punkten der Erde beobachten können und die sich in den meisten Gegenden in der Zone des *Macrocephalites macrocephalus* vollzog. Die Ablagerung von Radiolariten im ganzen Bereiche unseres Querschnittes macht in den unmittelbar darauffolgenden Zeiten für das ganze Salzkammergut eine lückenlose Bedeckung mit einem ziemlich tiefen Meere wahrscheinlich; zweifellos ist der obere Dogger eine der am schärfsten ausgesprochenen positiven Phasen in der geologischen Geschichte des Salzkammergutes.

Im unteren Tithon begann sich im nördlichen Teile der tirolischen Zone und im juvavischen Bereiche der Meeresgrund so weit zu heben, daß es zur Bildung von Korallriffen kommen konnte; ob diese Hebung in der juvavischen Zone zu einer vorübergehenden, vollständigen Verlandung führte, erscheint zweifelhaft. In der südlichen Osterhorngruppe und besonders in der hochbajuvarischen Zone blieb das tiefe Meer auch im Tithon weiter bestehen.¹¹²⁾

Neokom.

Über die Entwicklung des Neokoms im Bereiche unseres Querschnittes sind wir sehr mangelhaft unterrichtet, da dasselbe nur nördlich außerhalb des Profils III, in der hochbajuvarischen Zone, und in der Osterhorngruppe bekannt ist.

Das Neokom ist in der Langbathscholle in Form von grauen, Cephalopoden führenden Mergeln entwickelt, in welche Fleckenmergel und Sandsteinbänke eingeschaltet¹¹³⁾ sind. Aus

¹¹²⁾ Es ist dies die von Hahn festgestellte Verschiebung der Tiefenlinie der nordalpinen oberjurassischen Geosynklinale in die hochbajuvarische Zone (Grundzüge, S. 331).

¹¹³⁾ J. v. Pia, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 574 bis 576.

der Fossilführung geht hervor, daß die Neokomgesteine der Langbathscholle wahrscheinlich bis ins Barrême reichen. Auch in der Osterhorngruppe (VII) ist das Neokom in ähnlicher Weise entwickelt; es läßt sich aus dem mittleren Strobl-Weißenbachtale bis über die Einbergalpe hinaus verfolgen.¹¹⁴⁾

Wie Pia¹¹⁵⁾ mit Recht bemerkt, braucht die starke Zunahme des terrigenen Sedimentes im Neokom zunächst keineswegs eine Verringerung der Meerestiefe zu bedeuten; es ist nur die erste Spur der irgendwo einsetzenden mittelkretazischen Gebirgsbildung, die zunächst nur eine Belebung der Erosion zur Folge hatte und erst in der Mittelkreide (Aptien?) zur völligen Trockenlegung des Gebietes führte.

Bedeutung der Faziesunterschiede.

Wenn wir das Profil III, welches den Zustand des Querschnittes vor Eintritt der mittelkretazischen Gebirgsbildung darstellt, in seiner Gesamtheit überblicken, so sehen wir fast in jeder Stufe der Trias- und Juraformation eine äußerst mannigfaltige, hauptsächlich durch bathymetrische Verhältnisse und die Entfernung von der Küste bedingte Heteropie vor uns. Doch zeigt es sich, daß sich diese Faziesverschiedenheiten nicht dadurch auf einfache Formeln zurückführen lassen, daß wir eine kleine Anzahl stratigraphischer Serien konstruieren, die für weite Strecken ihre Gültigkeit haben und durch verhältnismäßig kurze Übergangsgebiete miteinander verknüpft sind. Die Faziesgebilde der einzelnen Stufen gehen vielmehr mit denen der liegenden und hangenden Horizonte die mannigfaltigsten Kombinationen ein. So erscheint zum Beispiel Hierlatzkalk bald in einem Profile mit Hauptdolomit und Kössener Schichten (Schafberg), bald mit Dachsteinkalk (Hierlatzberg); Plassenkalk liegt in der Schafberggruppe in einem Hauptdolomit, in der Plassengruppe in einem Hallstätter Kalk füh-

¹¹⁴⁾ U. Schloenbach, Neokomschichten im Strobl-Weißenbachtal bei St. Wolfgang, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1867, S. 378. — Cl. Lebling, Beobachtungen an der Querstörung Abtenau-Strobl im Salzkammergut, Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Paläontol., Beilageband XXXI (1911), S. 550. — Gosauzone, S. 1069 (31).

¹¹⁵⁾ J. v. Pia, l. c., S. 581.

renden Profile usw. Das Profil des Osterhorns repräsentiert in reinster Weise den voralpinen Typus Kobers, dasjenige des Dachsteins den hochalpinen, das des Someraukogels endlich den Hallstätter Typus; aber diese Profile halten nicht auf längere Strecken gleichmäßig an und grenzen dann scharf aneinander, sondern sind auf Strecken von 20, beziehungsweise 5 bis 10 km durch Übergangsprofile, welche man in keine der genannten Typen zwanglos einreihen könnte, miteinander verknüpft. So sollen zum Beispiel voralpine und hochalpine Serie im allgemeinen dadurch voneinander verschieden sein, daß Dolomit und Kalk zu beiden Seiten des Carditaniveaus den Platz tauschen: Wettersteinkalk + Hauptdolomit = voralpin, Ramsaudolomit + Dachsteinkalk = hochalpin. Tatsächlich aber treffen wir in den mächtigen Felsbergen, die das Goiserer Weißbachtal umrahmen (Gamsfeld, Rinnekogel) Dolomitberge von der Sohle bis zum Scheitel, das trennende Carditaband ist oft gar nicht aufzufinden.

Allerdings treten diese lückenlosen Übergänge erst dann klar hervor, wenn man, wie es hier geschehen ist, die einzelnen Ablagerungsgebiete in ihre ursprüngliche Lage zurückzusetzen bestrebt ist. Denn in ihrer heutigen Lage scheinen die einzelnen Faziesgebiete teilweise wirklich scharf aneinander zu grenzen; doch wird dieser Eindruck bei Betrachtung der geologischen Karte infolge der beschränkten Ausdrucksmittel derselben naturgemäß in weit höherem Maße hervorgerufen, als durch die Beobachtung in der Natur. So sind zum Beispiel auf der geologischen Spezialkarte der Sarstein und das Gamsfeld als Dachsteinkalk, der Leonsberg als Hauptdolomit kartiert; danach würde man glauben, daß Sarstein und Gamsfeld in der Fazies übereinstimmen und vom Leonsberge verschieden sind. Tatsächlich aber nimmt das Gamsfeld eine Mittelstellung zwischen Sarstein und Leonsberg ein und steht letzterem entschieden näher als ersterem.

Aus diesen Erwägungen ergibt sich die Unmöglichkeit, für das ganze Mesozoikum gültige Faziesbezirke aufzustellen, und diese Faziesbezirke ohne genaue Prüfung der Lagerungsverhältnisse zur Aufsuchung von Decken zu benützen. Diese Tatsache wurde besonders von

Hahn¹¹⁶⁾, Heritsch¹¹⁷⁾ und Ampferer¹¹⁸⁾ klar erkannt und ausgesprochen. Jede Stufe hat im allgemeinen ihre besonderen Faziesbezirke, die nur ausnahmsweise gelegentlich durch mehrere Stufen hindurchreichen. Trotzdem aber ist genaue Beobachtung der Faziesverhältnisse für tektonische Studien keineswegs wertlos; bei derzeit unnatürlich scharf aneinander grenzenden Faziesgebilden wird man stets auch tektonische Ursachen vermuten können — womit aber nicht gesagt sein soll, daß die tektonische Annäherung, die diese beiden Fazies erfahren haben, gleich den Betrag von 50 und mehr Kilometern erreichen muß.

Sehr wertvoll ist ferner die sich bei Betrachtung des ungestörten Profils ergebende Erkenntnis, daß die Faziesgebilde in den einzelnen Stufen nicht zufällig aneinander gereiht sind, sondern deren horizontale Folge durch einfache paläogeographische Verhältnisse zu erklären ist. So ist zum Beispiel die Entwicklung der norischen Stufe von Nord gegen Süd als eine einfache Funktion der wachsenden Entfernung vom Festlande zu erkennen; die Unterschiede des Juraprofils in der Osterhorn- und Dachsteingruppe wurden durch das Auftreten einer Insel im Bereiche der letzteren erklärt usw.

Tektonische Vorgänge in der Trias, im Jura und Neokom.

Bevor wir auf eine Besprechung der mittelkretazischen Gebirgsbildungsphase eingehen, müssen wir der Frage näher treten, ob sich bereits in dem der Mittelkreide vorausgehenden Mesozoikum gebirgsbildende Vorgänge bemerkbar machen. Da ist zunächst festzustellen, daß die Bildung von intensiveren

¹¹⁶⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 492: „Wir verwerfen darum Reihentröge und Faziesdecken.“

¹¹⁷⁾ F. Heritsch, Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen, Geol. Rundsch. 1914, S. 98: „Aus diesem Verhältnis ergibt sich mit Klarheit, daß jede Definition einer Decke durch die Faziesentwicklung unmöglich ist.“

¹¹⁸⁾ O. Ampferer, Über die tektonische Heimatsberechtigung der Nordalpen, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 67: „So versagt der Versuch der Deckenlehre, die einzelnen Schubdecken mit bestimmten Faziesmerkmalen auszurüsten, bereits innerhalb der schmalen Zone der Nordalpen.“

Falten oder gar Überschiebungen im älteren Mesozoikum keinesfalls erfolgt ist; hingegen haben flach-wellige Verbiegungen, vielleicht auch Absenkungen an Verwerfungen jedenfalls stattgefunden.

Schon vor und während der Ablagerung der ladinischen Stufe muß sich in der juvavischen Zone eine etwa 600 bis 800 m¹¹⁹⁾ hohe antiklinale Wölbung ausgebildet haben, welche die Oberfläche der anisischen Gesteine derart dem Meeresspiegel genähert erhielt, daß Strömungen und Wellenschlag die Sedimentbildung verhindern konnte. Wie S. 26 gezeigt wurde, war diese Auftreibung wahrscheinlich nicht auf tektonische Ursachen zurückzuführen, sondern ein Reihenekzem im Sinne R. Lachmanns.

Diese Annahme erfährt eine Bestätigung durch die Verhältnisse in der karnischen Stufe. Wir finden nämlich in der karnischen Stufe gerade in den Gegenden, welche in der ladinischen Stufe antiklinal aufgewölbt waren, die Sedimente des tiefen Wassers (Hallstätter Kalk), in deren Umgebung diejenigen der Flachsee (Carditaschichten, Dolomit). Die Verhältnisse müssen sich also im Vergleiche zur ladinischen Stufe gerade umgekehrt haben: an Stelle einer Auftreibung ist eine Mulde getreten. Nun glaube ich, daß es unmöglich ist, daß sich durch tektonische Kräfte eine Antiklinale einer bestimmten Periode in der darauffolgenden Zeit in eine Synklinale verwandelt. Anders ist es jedoch, wenn wir diese beiden entgegengesetzten Bewegungen auf ekzematische Vorgänge zurückführen. Wir brauchen nur anzunehmen, daß die autoplastische Hebung des ladinischen Reihenekzems am Schlusse dieser Periode eine solche Intensität erlangte, daß die wasserundurchlässige Hangendschicht des Salzlagers an einzelnen Stellen barst, Wasser von oben eindringen konnte und das ganze Ekzem ausgelaugt wurde. Es ist dies ein Vorgang, der von Lachmann wiederholt an Ekzemen beobachtet wurde.¹²⁰⁾ Jetzt ist an Stelle der 600 bis 800 m hohen

¹¹⁹⁾ Die Zahlen entsprechen der Mächtigkeit des Ramsaudolomits.

¹²⁰⁾ Wir müssen uns den Zustand der juvavischen Zone während der ladinischen Stufe wie das zweite Stadium des Falles 1 bei R. Lachmann: „Ekzeme als geologische Chronometer“ (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, Monatsber., S. 554) vorstellen: Schicht a entspräche der anisischen, Schicht b der ladinischen Stufe. Der Zu-

Auftreibung eine ebenso große Vertiefung getreten; der Höhenunterschied reicht vollkommen aus, um die durch bathymetrische Verhältnisse bedingten Faziesunterschiede der karnischen und norischen Stufe zu erklären. Wahrscheinlich ist die uns gegenwärtig überlieferte Haselgebirgsmasse nur ein kümmerlicher Rest der Salzlager, die in der skythischen Stufe zur Ablagerung gelangt sind; die Hauptmasse derselben ist bei der karnischen Auslaugung¹²¹⁾ verschwunden.

Wir haben also gesehen, daß wir im Bereiche unseres Querschnittes in der Trias zwar bereits Bodenbewegungen, aber noch keine eigentlichen tektonischen Vorgänge beobachten konnten — die Bewegungen hatten offenbar saline Ursachen. Wir können daher die Trias als eine Zeit vollkommenster Erdruhe bezeichnen. Die äußerst langsame und gleichmäßige Senkung des Bodens der gesamten alpinen Geosynklinale, welche eine Ablagerung so mächtiger Seichtwassersedimente (Hauptdolomit, Dachsteinkalk) möglich machte, ist wohl ein isostatischer Vorgang.

In der Juraformation treffen wir neuerdings Spuren von Bodenbewegungen.

Wir haben gesehen, daß in der Unterregion des unteren Lias die Dachsteingruppe als felsige Insel über den Meeresspiegel emporragte, die Osterhorngruppe Tiefseedimente, die Schaffberggruppe Sedimente mittlerer Tiefe zeigt (S. 40). Da wir in der oberen Trias noch keinerlei Andeutung dieser Tiefenunterschiede erkennen können, die ganze Strecke, insbesondere aber die Osterhorngruppe, Flachseedimente aufwies, müssen wir annehmen, daß sich an der Wende der Trias- und Liaszeit die Dachsteingruppe flach anti-

stand zur karnischen Stufe wäre beiläufig durch das zweite Stadium Fall 4 (l. c., S. 555) dargestellt; jedoch müssen wir uns die punktierten Linien voll ausgezogen denken — unter dem Meeresspiegel gibt es ja keine Erosion. In der nunmehr über dem Ekzem liegenden Einsenkung kamen die karnischen Hallstätter Kalke, zu beiden Seiten derselben die Carditaschichten zur Ablagerung.

¹²¹⁾ Ich möchte an dieser Stelle dankbar hervorheben, daß ich den Gedanken einer triadischen Auslaugung der Salzlager zum Teil einer freundlichen Anregung des Herrn Regierungsrates G. Geyer verdanke.

klinal emporhob, die Osterhorngruppe hingegen synklinal versenkte.

Wir haben weiter gehört, daß die Dachsteininsel in der Oberregion des Unterlias wieder überflutet wurde, aber im oberen Lias und unteren Dogger von neuem erschien. Da sich gleichzeitig in der Osterhorngruppe kein Seichterwerden des Meeres bemerkbar machte, müssen wir annehmen, daß die tektonischen Vorgänge des untersten Lias im Oberlias und unteren Dogger neuerdings auflebten. Und zwar möchte ich glauben, daß die Senkung der Osterhorngruppe, beziehungsweise die Hebung der Dachsteingruppe im Oberlias und unteren Dogger in ziemlich energischer Weise an einem Bruche erfolgte, der die Entstehung der die Konglomeratlagen im Jura der Osterhorngruppe liefernden Steilküste verursachte. Und zwar erfolgte die Bewegung an diesem Bruche ruckweise zu wiederholten Malen: Das erste Mal jedenfalls bereits zu Beginn des oberen Lias, denn wir finden bereits an der Grenze von Adneterschichten und Fleckenmergeln eine beiläufig 1 Fuß mächtige Konglomeratschicht eingelagert¹²²⁾, mehrmals und weitaus intensiver aber erst im unteren Dogger, wie die daselbst abgelagerte mächtige Konglomeratmasse zeigt. Die schiefrigen Zwischenlagen deuten Ruhepausen in der Bewegung an.

Im oberen Dogger verschwindet dieses Land wieder; die ungemein weite Verbreitung der Transgression des oberen Dogger auf der ganzen Erde macht es wahrscheinlich, daß eine Hebung des Meeresspiegels, nicht eine Versenkung des festen Meeresgrundes die Ursache dieser Erscheinung war.

Im Tithon treffen wir neuerdings Spuren tektonischer Vorgänge; denn in der südlichen Schafberggruppe und in der juvavischen Zone sehen wir das Flachseesediment des Plassenkalkes, dazwischen (Osterhorngruppe) die in tieferem Wasser abgesetzten Oberalmer Schichten. Die beiden erstgenannten Gebiete wurden also gehoben, das letztgenannte versenkt. Das allmähliche Auskeilen des Plassenkalkes gegen Süden spricht in diesem Falle für flach-wellige Verbiegungen und gegen das Auftreten von Brüchen.

¹²²⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1868, S. 182.

Die Bewegungen der Juraformation können wir im Gegensatz zu denen der Trias nicht auf ekzematische Vorgänge zurückführen; es sind zweifellos echte tektonische Erscheinungen, die ersten Vorläufer¹²³⁾ der mittelkretazischen Gebirgsbildung.

Wenn wir zunächst den Zeitpunkt dieses großen Ereignisses, welches den Querschnitt aus dem Zustande III in den Zustand II verwandelte, schärfer fixieren wollen, so ergibt sich für das Salzkammergut die Zeit zwischen dem Absatze der Roßfeldschichten des Neokoms und den ältesten Gosaubildungen. Da nun im Neokom des Salzkammergutes wahrscheinlich noch das Barrême¹²⁴⁾ vertreten ist, die ältesten Gosauschichten hingegen nach Felix¹²⁵⁾ in das obere Turon (Angoumien) gehören, würde sich der Zeitraum zwischen Barrême und Turon ergeben. Da aber in anderen Gegenden der Ostalpen die Oberkreidetransgression bereits mit dem Cenoman einsetzt, andererseits in der von der mittelkretazischen Gebirgsbildung nicht betroffenen helvetischen Zone gleichsam als ferner Ausklang der im Nachbargebiet erfolgten Bewegungen im Albien plötzlich terrigene Sedimente auftreten, so werden wir die mittelkretazische Ostalpenfaltung im wesentlichen ins Albien versetzen.

In welcher Weise erfolgte nun der Zusammenschub der triassischen, jurassischen und neokomen Sedimente in unserem Profile?

Wenn wir nun wiederum von Norden beginnen, so sehen wir in der hochbajuvarischen Zone der Langbathscholle zwar keine Andeutungen von mittelkretazischer Faltung¹²⁶⁾; die Verhältnisse bei Reichraming jedoch zwingen uns, auch für die

¹²³⁾ Auch Hahn (Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 342), Kober (Über Bau und Entstehung der Ostalpen, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1912, S. 470) und Heritsch (Handbuch der regionalen Geologie, Ostalpen, S. 133) versetzen die ersten tektonischen Störungen der Nordalpen in die Juraformation.

¹²⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, S. 28; J. v. Pia, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912, S. 576.

¹²⁵⁾ J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Die Kreideschichten bei Gosau, Paläontographica, Bd. LIV (1908), S. 313.

¹²⁶⁾ J. v. Pia, l. c., S. 609.

bajuvarische Zone eine allerdings wenig intensive mittelkretazische Gebirgsbildung anzunehmen.¹²⁷⁾

In der tirolischen Zone ist die mittelkretazische Gebirgsbildung bereits weit intensiver. Wir finden hier zunächst das Falten-system der Schafberggruppe, dessen vorgosauisches Alter aus der Erscheinung hervorgeht, daß die Gosauschichten über die zu einer Rumpffläche abradierten Köpfe der Falten hinwegtransgredieren.¹²⁸⁾ Die Schafbergfalten, besonders aber die zwei nördlichsten Synklinale derselben (Schafberg-synklinale, Schwarzenseesynklinale), lassen durch ihre scharf nach Norden aufsteigende Achse, die isoklinale Pressung der Schenkel, die gelegentliche tektonische Reduktion von Schichtgliedern in den Schenkeln und die Ausbildung von sekundären Schubflächen einen mit großer Gewalt gegen Norden drängenden Tangentialdruck vermuten. Aus theoretischen Gründen¹²⁹⁾ ist anzunehmen, daß die nördlichste Schafbergfalte die älteste ist, und daß sich an diese erst sukzessive die weiter südlich folgenden Falten anschlossen.

Daß sich die Bildung der Falten tatsächlich in dieser Reihenfolge vollzogen hat, geht aber auch aus dem Verhalten des Plassenkalkes¹³⁰⁾ hervor. Da sich nämlich der Plassenkalk wegen seiner massigen Beschaffenheit, die einer Durchbiegung großen Widerstand entgegengesetzte, an der Faltung nicht ebenso beteiligen konnte wie die unterlagernden, meist gut geschichteten älteren Gesteine, verhielt er sich als starre Platte, löste sich vom Untergrunde ab und bewegte sich selbständig über die Köpfe der nördlich vorliegenden Falten hinweg nach Norden (Plassenkalkschubfläche P). Daß dieser Vorgang aber erst möglich ist, wenn die nördlich anschließenden Falten bereits existierten, ist klar; daß er aber auch noch vorgosauisch ist, wurde gleichfalls in meiner

¹²⁷⁾ A. Spitz, Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1916, S. 37.

¹²⁸⁾ Schafberggruppe, S. 264 bis 270.

¹²⁹⁾ Vergl. O. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1906, S. 586, Fig. 30, 2. Figur (Fall I).

¹³⁰⁾ Schafberggruppe, S. 244 bis 249. Die beiden in das Profil I (unterhalb des Westgrates des Rettenkogels) aufgenommenen, in den Westwänden des Sparberhorns (Gosauzone, S. 1042) sichtbaren Verwerfungen sind vielleicht auch bereits vorgosauisch.

Schafbergarbeit¹³¹⁾ gezeigt. Es sei hier nochmals ausdrücklich hervorgehoben, daß es nicht so sehr die unmittelbare Auflagerung des Plassenkalkes auf älteren Gesteinen, die auch sonst nicht selten¹³²⁾ ist, war, die mich zu dieser Hypothese veranlaßte, sondern vielmehr das Verschwinden der Schafbergfalten (besonders der St. Wolfgangger Synklinale) unter dem Plassenkalkklotze; denn bei Ablehnung meiner Hypothese müßte man sonst zu der äußerst unwahrscheinlichen Annahme einer vortithonischen Faltung greifen.

Wie bereits S. 7 gezeigt wurde, sind ferner die Neßnerscharten- (Blechwand-) (B) und Einbergdislokation (E) vorgosaischen Alters.

Weitaus der bedeutendste Vorgang der mittelkretazischen Gebirgsbildung aber ist die juvavische Deckenüberschiebung (J). Das vorgosaische Alter dieser Überschiebung wurde bereits von Hahn¹³³⁾ und mir¹³⁴⁾ festgestellt, und wird in meiner Monographie der Plassengruppe noch eingehender begründet. Gegenwärtig ist uns die juvavische Decke im Bereiche unseres Querschnittes in zwei getrennten Deckschollen erhalten, der Deckscholle der Plassengruppe und derjenigen am Fuße des Rettenkogels im unteren Strobl-Weißenbachtale. Diese beiden Deckschollen wurden entweder nur durch die vorgosaische Erosion voneinander isoliert, oder, was wahrscheinlicher ist, bereits beim Überschiebungsvorgang auseinandergerissen.¹³⁵⁾

Daß die südliche der beiden Deckschollen, die Hallstätter Entwicklung der Plassengruppe, als wurzellose Masse der Dachsteingruppe aufsitzt, wurde von J. Nowak¹³⁶⁾ erkannt, von Hahn¹³⁷⁾ besser begründet und ist seither durch eine

¹³¹⁾ Schafberggruppe, S. 267.

¹³²⁾ Zum Beispiel Untersberg (E. Fugger, Die Salzburger Ebene und der Untersberg, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1907, S. 478), Beilstein und Thorstein bei Wildalpen (A. Bittner, Ein neues Vorkommen von Nerineen führenden Kalken in Nordsteiermark, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1887, S. 300).

¹³³⁾ Grundzüge, S. 412, 413.

¹³⁴⁾ Gosau Becken, S. 279 (13).

¹³⁵⁾ Plassengruppe.

¹³⁶⁾ J. Nowak, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut, Bull. de l'Academie des Sciences de Cracovie 1911, S. 110.

¹³⁷⁾ Grundzüge, S. 434 bis 437.

ganze Anzahl schwerwiegender Beweise weiter gestützt worden, wie in meiner Monographie der Plassengruppe ausführlich dargelegt wird. Selbst dann, wenn der tatsächlich vorhandene Faziesgegensatz zu der Dachsteinserie nicht bestände, müßte man nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse die Deckschollennatur der oberen Partie der Plassengruppe anerkennen.

Die Wurzellosigkeit der nördlichen Deckscholle wurde gleichfalls von Nowak¹³⁸⁾ und Hahn¹³⁹⁾ erkannt. Sie ist aber bei weitem weniger klar ersichtlich als bei der Plassengruppe, und wurde daher auch von mir¹⁴⁰⁾ zuerst nicht anerkannt. Denn hier ist nur auf der Nordseite die Auflagerung derselben auf der tirolischen Decke aufgeschlossen, auf der Südseite hingegen liegt im Gegenteil infolge der unten zu besprechenden Rettenkogelüberschiebung die tirolische Serie der juvavischen auf. Für die Deutung als Deckscholle kommt hier nur das Fazieskriterium in Betracht, das allerdings sehr überzeugend ist. Würde man nämlich annehmen, daß diese Scholle an der Stelle, wo sie sich in Profil II befindet, das heißt zwischen Rettenkogel und Einberg, sedimentiert wurde, so würde die Hallstätter Fazies derselben in ganz unnatürlicher Weise den offenkundigen Zusammenhang zwischen der so übereinstimmenden Trias des Einberges und Rettenkogels zerreißen. Man stelle sich nur das Profil des Raschberges, welches nach E. Kittl¹⁴¹⁾ aus 150 m anisischem Dolomit, 200 m karnischem Hallstätter Kalk und höchstens 150 m norischem Hallstätter Kalk und Zlambachschichten besteht, bei Km 30 in Profil III eingeschaltet vor! Weder der Rettenkogel noch der Einberg läßt auch nur die geringste Annäherung an die Hallstätter Fazies erkennen.

Nach Entstehung der juvavischen Deckenüberschiebung, aber noch vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte endlich die Rettenkogelüberschiebung (R) (S. 14)¹⁴²⁾ Es handelt sich hier jedenfalls um eine kurze, steilstehende Schubfläche von höchstens 4 bis 5 km Schubweite¹⁴³⁾, welche an

¹³⁸⁾ J. Nowak, l. c., S. 109 bis 111.

¹³⁹⁾ Grundzüge, S. 437 bis 445, Taf. XVII (VII), Fig. 5.

¹⁴⁰⁾ Gosauzone, S. 1086 (48).

¹⁴¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, Profile Fig. 6 und 7 auf S. 94 und 95.

¹⁴²⁾ Gosauzone, S. 1060 (22).

¹⁴³⁾ Gosaubecken, S. 326 (60).

ihrem vorderen Ende eine stirnartige Einrollung zeigt (Rettenkogel, Katergebirge).

Das südlich der Rettenkogelüberschiebung liegende Gebiet wurde, wie Profil II zeigt, nach Bildung der juvavischen Deckenüberschiebung und vor Ablagerung der Gosauschichten von einer flach-welligen Faltung ergriffen, bei welcher das von der Deckscholle der Plassengruppe beschwerte Gebiet bereits die muldenförmige Gestalt erlangte, die es noch heute zeigt. Das Auftreten der mächtigen und massigen Dachsteinkalke, die keine schiefrigen, weniger widerstandsfähigen Niveaus einschließen, hat hier offenbar das Entstehen von Schubflächen verhindert.

Die auf den Profilen I und II mit X bezeichnete, derzeit nördlich unterhalb der Zwieselalpe zur Beobachtung gelangende, jedenfalls nur eine geringe Schubweite erreichende „Überschiebung des St. Martiner Vorlandes über die juvavische Wurzel“ habe ich in meiner früheren Arbeit^{143*)} mit der in Profil I mit b bezeichneten Schubfläche vereinigt und daher für tertiär gehalten. Da aber die unterhalb X gelegene Schuppe typische Hallstätter Entwicklung^{143**)}, die oberhalb dieser Schubfläche liegende hingegen Werfen-St. Martiner Fazies zeigt, muß erstere im Sinne der von Hahn, Trauth und mir vertretenen Auffassung nördlich der letzteren zur Ablagerung gelangt sein; X muß daher eine gegen Nord gerichtete Überschiebung sein und kann nicht mit der gegen Süd gerichteten Schubfläche b vereinigt werden. Das Alter von X ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen; das Fehlen von an X eingeklemmten Gosauschichten jedoch, besonders aber die leichtere Deutung der jetzt unterhalb der Zwieselalpe zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse veranlaßt mich, im Gegensatz zu meiner früher vertretenen Meinung, die erste Anlage der Schubfläche X bereits in die Mittelkreide zu stellen und nur anzunehmen, daß sie gleichzeitig mit der Entstehung der parallel liegenden, tertiären Zwieselalpen-schubfläche (z) zu neuem Leben erwacht ist. X wäre dann in gewissem Sinne ein Analogon zur Rettenkogelüberschiebung R, die unterhalb X gelegene, tektonisch sehr stark laminierte

^{143*)} Gosau Becken, S. 301 (35).

^{143**)} Gosau Becken, S. 299, 300 (tekt. Einheit I).

juvavische Schuppe die bei der tertiären Gebirgsbildung nach Norden verschleppte juvavische Wurzel.

Transgression der Gosauschichten.

Nach Abschluß der vorgosauischen Bewegungen haben wir im Gault das erste Mal ein Faltengebirge in geologischem und geographischem Sinne vor uns, die mittelkretazischen Ostalpen. Dieses Gebirge verfällt nun sofort nach dem Auftauchen aus dem Meere der Abtragung durch die Erosion, es bildet sich eine Rumpffläche aus. Wie Profil II zeigt, muß diese vorgosauische Erosion bereits sehr ansehnliche Teile des Gebirges entfernt haben. So waren zum Beispiel die Schafbergfalten bereits sehr stark abgetragen, von der Osterhorngruppe gegen Süden fehlte schon ein großer Teil des Jura und auch die Isolierung der beiden juvavischen Deckschollen, die in der ersten Anlage wohl ein tektonischer Vorgang ist (siehe oben), hatte bereits beinahe das heutige Ausmaß erreicht, als die Transgression der Gosauschichten erfolgte. Nur in dem Gebiete der späteren Antiklinale des Goiserner Weißenbachtals (Rettenkogel-Gamsfeld) trug der Dachsteindolomit wahrscheinlich eine noch lückenlose Bedeckung mit stellenweise durch kleine Denudationsrelikte von Jura überlagertem Dachsteinkalk, wie die Gerölle in den Gosaukonglomeraten der Gamsfeldgruppe erkennen lassen.¹⁴⁴⁾ Wenn wir den Gebirgsbildungsvorgang in das Albien verlegen, hat die Abtragung im wesentlichen im Cenoman und unteren Turon stattgefunden; doch ist nicht zu vergessen, daß selbst dann noch, als einzelne Gebiete bereits unter Meeresbedeckung lagen (Ob. Turon und Unt. Senon), noch immer andere Teile über den Meeresspiegel emporragten und der Erosion ausgesetzt waren.

Ich möchte glauben, daß damals, als das Gosaumeer in das Salzkammergut einzudringen begann, im oberen Turon, die Kalkalpen kein Hochgebirge mit schroffen Wänden und engen Tälern darstellten, sondern ein Mittelgebirge, welches relative Höhenunterschiede von vielleicht 500 bis 1000 m Höhe zeigt. Denn wenn sich auch in den Gosaukonglomeraten bisweilen kopfgroße Gerölle finden, so werden diese doch niemals annähernd so groß wie die riesigen Steinblöcke, die

¹⁴⁴⁾ Gosaubecken, S. 319 (53).

gegenwärtig im Echerntale bei Hallstatt und im Gosautale zu finden sind. Die heutige Dachsteingruppe zeigte damals eine kahle, verkarstete Hochfläche, vielleicht von dem Aussehen und der Höhenlage des heutigen Triestiner Karstes; dies geht vor allem aus einem prächtigen Aufschlusse im Brielgraben hervor, wo die Einlagerung der transgredierenden, obersenen Gosaschichten in die vorgosaischen Karrenrinnen des Dachsteinkalkes sehr gut zu sehen ist.¹⁴⁵⁾

Als im oberen Turon (Angoumien) die Gosautransgression begann, drang das Meer in zwei anfangs wohl noch voneinander getrennten Buchten in zwei Täler ein, es bildeten sich das Gosaubecken des Wolfgangseetales im Norden und dasjenige des Gosautales im Süden.¹⁴⁶⁾ Es braucht wohl nicht ausdrücklich erwähnt zu werden, daß diese kretazischen Talbecken mit den heutigen Tälern gar nichts zu tun hatten.

Beide kretazischen Täler waren in ausgezeichneter Weise tektonisch vorgezeichnet und durch die vorgosaische Erosion ausgeräumt. So lag das Gosaubecken des Wolfgangseetales vor der Stirn der Rettenkogelüberschiebung, dasjenige des Gosautales in der die Deckscholle der Plassengruppe tragenden, flachen Synklinale.

Mit dem Flyschmeere bestand jedenfalls während der älteren Gosauzeit (Angoumien-Untercampanien) keine direkte Verbindung¹⁴⁷⁾; denn das Gosaumeer zeigt durch das Auftreten der reichen Korallen-, Hippuriten- und Actaeonellenfauna ein ungleich südlicheres, ausgesprochener mediterranes Gepräge als das Flyschmeer. Das Wasser des Gosaumeeres war jedenfalls bedeutend wärmer als dasjenige des Flyschmeeres.

Die Gosaubucht des Wolfgangseebeckens war auf der Südseite von einer Steilküste, auf der Nordseite von einer Flachküste begrenzt. Denn an ihrem Südrande finden wir am Rettenkogel mächtige, aus gewaltigen Geröllen gebildete Konglo-

¹⁴⁵⁾ Plassengruppe, Taf. III, Fig. 1.

¹⁴⁶⁾ Die Vorgänge bei der Transgression der Gosaschichten und die tertiäre Gebirgsbildung wurde bereits an anderer Stelle (Gosaubecken, S. 316 [50] bis 328 [62]) eingehend geschildert; ich kann mich daher bei diesen Kapiteln hier etwas kürzer fassen.

¹⁴⁷⁾ Gosaubecken, S. 320 (54).

merate¹⁴⁸); am Nordrande hingegen fehlen die Konglomerate¹⁴⁹) fast vollkommen. Dafür sehen wir hier an der Basis der Gosauschichten kohlenführende Süßwassersedimente¹⁵⁰); es bestand also wohl vor Eindringen des Meeres ein flacher Süßwassersee, was ich auch auf dem Profile zur Darstellung gebracht habe (1).

Die südliche Gosaubucht, diejenige des Gosautales, war hingegen allseits von steileren Küsten umgeben, wie die überall an der Basis auftretenden Gosaukonglomerate zeigen. Besonders kräftig dürfte die Brandung in der Nordostecke des Beckens, im Gebiete des heutigen Grazenkogels, gearbeitet haben, da hier die Konglomerate ihre größte Mächtigkeit erreichen.¹⁵¹)

Bedeutsame Änderungen vollziehen sich an der Wende vom unteren zum oberen Campanien. Es erfolgt eine Hebung des Meeresspiegels, eine positive Strandverschiebung. Wir erkennen dies daran, daß das Becken von Gosau sich nunmehr erweitert. Das Plankensteinplateau östlich von Gosau, das bis ins untere Campanien noch trocken lag, wurde erst im oberen Campanien überflutet.¹⁵²) Gleichzeitig stellt sich eine direkte Verbindung mit der Flyschzone her. Das schließen wir daraus, daß sich plötzlich die Fazies ändert: Korallen, Hippuriten, Actaeonellen verschwinden mit einem Schlage, statt dessen finden wir fossilarme, flyschähnliche Sandsteine (Ressensandstein) und Mergel, die außer vereinzelten Seeigeln nur mehr Inoceramen führen.¹⁵³) Der Faziesunterschied gegenüber der Flyschzone hat also aufgehört. Jedenfalls ist eine kalte Strömung aus dem Flyschmeere eingedrungen und hat die reiche, an warmes Wasser angepaßte Korallen- und Hippuritenfauna zum Absterben gebracht.

¹⁴⁸) Cf. Lebling, Beobachtungen an der Querstörung Abtenau-Strobl im Salzkammergut, Neues Jahrb. f. Mineral. usw., Beilageband XXXI, S. 560.

¹⁴⁹) Schafberggruppe, S. 261.

¹⁵⁰) Schafberggruppe, S. 258. Die bituminösen Süßwassermergel des Schwarzenbachgrabens liegen nur 1 km westlich der Profillinie.

¹⁵¹) J. Felix, Die Kreideschichten bei Gosau, Paläontographica LIV (1908), S. 253 bis 257.

¹⁵²) Gosaubecken, S. 282 (16), Plassengruppe.

¹⁵³) Vergl. die Tabelle bei Felix, l. c., S. 314 und 315.

Im jüngsten Abschnitte der Kreidezeit endlich, im Maestrictien, kamen makroskopisch fossilleere, rote und grünliche Mergel zum Absatz, die weitverbreiteten Nierentaler Schichten¹⁵⁴⁾ (Couches rouges, Scaglia). Unter dem Mikroskop aber erkennt man, daß sie ganz erfüllt sind von Globigerinen und Textularien; die Nierentaler Schichten erweisen sich dadurch als ein dem rezenten Globigerinenschlick vergleichbares Sediment. Sie sind sicherlich das Sediment eines tiefen Meeres und in großer Entfernung vom Festlande abgelagert. Wir können also annehmen, daß im letzten Abschnitte der Oberkreide im Gegensatze zu den älteren Gosauzeiten das gesamte Salzkammergut unter Meeresbedeckung lag, was ich auch in Profil II zur Darstellung gebracht habe.

Die Nierentaler Schichten zeigen dort, wo sie noch vollständig erhalten sind (südliches Becken von Gosau)¹⁵⁵⁾ eine Mächtigkeit von annähernd 500 m. Sie müssen also einem Zeitabschnitt von sehr beträchtlicher Dauer entsprechen.

Nach Ablagerung der Nierentaler Schichten kamen dann bei Gosau grobe, Lithothamien führende Konglomerate zur Ablagerung, deren genaues Alter (Danien, Paleocän oder Untereocän) ich nicht feststellen konnte.¹⁵⁶⁾ Sie entwickeln sich in völliger Konkordanz aus den Nierentaler Schichten und sind keinesfalls das Sediment eines transgredierenden Meeres; sie deuten vielmehr auf eine negative Strandverschiebung, auf ein Seichterwerden des Meeres hin. Merkwürdig ist, daß diese Konglomerate fast keine Kalkgerölle, sondern nur bisweilen über faustgroße Gerölle von Werfener Schiefeln, Grauwackenphyllit und besonders Quarz führen. Es muß sich also südlich der Kalkalpen, in der Grauwackenzone, ein Festlandrücken¹⁵⁷⁾ aus dem Meere erhoben haben, der diese Gerölle spendete.

¹⁵⁴⁾ J. Felix, l. c., S. 303, 304; Gosauzone, S. 1046 (8) bis 1047 (9); Gosaubecken, S. 286 (20) bis 287 (21).

¹⁵⁵⁾ Gosaubecken, S. 288 (22).

¹⁵⁶⁾ Gosaubecken, S. 287 (21) bis 291 (25). — Vergl. zu dieser Frage auch F. Trauth, Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau, Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Bd. 95 (1918), S. 203 und 204.

¹⁵⁷⁾ Gosaubecken, S. 291 (25), 323 (57).

Diese Erhebung eines Festlandrückens in der Grauwackenzone ist aber bereits der erste Anfang der zweiten großen tektonischen Phase, die unser Gebiet mitgemacht hat, der

tertiären Gebirgsbildung.

Die ältesten Bewegungen der tertiären Gebirgsbildungsphase scheinen die nach Süden gerichteten, schuppenförmigen Überschiebungen am kalkalpinen Südrande gewesen zu sein, die F. Hahn¹⁵⁸⁾ und F. Trauth¹⁵⁹⁾ beschreiben. (Schubflächen a, b, c in Profil I.) Wie F. Koßmat¹⁶⁰⁾ gezeigt hat, findet sich die spiegelbildlich gleiche Erscheinung am Nordrande der Südalpen. Es muß sich also zwischen den beiden Kalkzonen ein leerer Raum ausgebildet haben, in welchen die gegeneinander geschobenen Gesteinsmassen ausweichen konnten. Dieser leere Raum ist offenbar dadurch entstanden, daß bereits die vorgosauische Erosion den Zusammenhang zwischen den beiden mesozoischen Kalkzonen bis auf kleine Reste zerstörte. Daß dies tatsächlich schon bei der vorgosauischen Erosion geschehen sein mußte, zeigen die zahlreichen, unmittelbar auf Archaikum oder Paläozoikum aufliegenden Gosareste der Zentralalpen (Kainach, Görtschitztal). Der durch die vorgosauische Erosion erzeugte Hohlraum wurde natürlich zum größten Teile mit Gosaschichten gefüllt; doch setzten diese einem Tangentialdruck geringen Widerstand entgegen, die Triaszonen der Nord- und Südalpen konnten sich bei Wiedereinsetzen der Gebirgsbildung nach Ablagerung der Gosaschichten auf den Gleitflächen der Werfener Schiefer gegeneinander bewegen. Es mag vielleicht auffallend erscheinen, daß bei diesem Vorgange so selten Gosaschichten in die gegen die Zentralzone gerichteten Schubflächen einbezogen wurden. Ich erkläre dies damit, daß ich mir vorstelle, daß die sich auf dem Werfener-Schiefer-Niveau gegeneinander bewegenden Triasplatten die Gosaschichten nicht überschoben, sondern vor sich herschoben und zusammenfalteten; vielleicht ging auch dieser Gebirgsbildung eine Erosionsperiode

¹⁵⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge, S. 305 bis 317.

¹⁵⁹⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1916.

¹⁶⁰⁾ F. Koßmat, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913.

voraus, die einen großen Teil der Gosauschichten bereits entfernt hatte.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese nach Süd gerichteten Bewegungen bereits vor Ablagerung der oben erwähnten, die Nierentaler Schichten überlagernden Konglomerate, also wohl im Paleozän, begannen. Denn die groben Gerölle von Grauwackengesteinen in diesen Konglomeraten lassen darauf schließen, daß zur Zeit der Ablagerung derselben die Grauwackenzone bereits nahe lag. Das war aber offenbar erst nach Bildung der gegen Süd gerichteten Überschiebungen der Fall; denn vorher müssen wir uns ja die Triasplatten dieser Schuppen nebeneinander ausgebreitet denken, so daß die freiliegende Grauwackenzone noch in einer Entfernung von mindestens 20 km lag.

Etwas später machen sich innerhalb der Kalkzone wieder nordgerichtete Bewegungen bemerkbar. Daß diese nordgerichteten Bewegungen tatsächlich später erfolgten als die nach Süden gerichteten Überschiebungen, zeigt sich an der Zwieselalmüberschiebung in Profil I, wo das ganze von den Schuppenflächen a, b, c durchschnittene Schichtpaket die Bewegung nach Nord passiv mitmacht.¹⁶¹⁾

Diese jüngere tertiäre Gebirgsbildung äußert sich vor allem in folgenden, nordgerichteten Überschiebungen:

1. Tirolische Überschiebung (t).
2. Überschiebung von Osterhorngruppe und Sparberhorn über die Gosau des Wolfgangseetales (s).

¹⁶¹⁾ In der Frage des Alters der südgerichteten Bewegungen am kalkalpinen Südrande ergibt sich insofern eine Differenz zwischen Hahn und mir, als ersterer (Grundzüge, S. 317) dieselben als sehr jugendlich (jungoligozän oder miozän), ich hingegen wenigstens in der ersten Anlage als paleozän auffasse. Für meine Auffassung sprechen die Grauwackengerölle im oben erwähnten Konglomerat, ferner die gleichfalls oben mitgeteilte Tatsache, daß diese Bewegungen älter sind als die Zwieselalmüberschiebung; diese wiederum muß älter sein als die Bildung der von G. Göttinger (Mittel. d. Geogr. Ges. in Wien 1913) beschriebenen, untermiozänen Landoberfläche. Der Unterschied in der Höhenlage des Miozäns am Stoderzinken und bei Wörschach kann vielleicht dadurch erklärt werden, daß im Jungtertiär, nach Ausräumung der Längstalfurche am Südrande der Kalkalpen, einige dieser Überschiebungsflächen wieder neu auflebten; vielleicht aber befanden sich diese beiden miozänen Süßwasserbildungen schon ursprünglich in verschiedener Höhenlage.

3. Gamsfeldüberschiebung (g).

4. Zwieselalpenüberschiebung (z).

Die mutmaßlichen Schubweiten dieser Überschiebungen wurden bereits früher (S. 16) abgeleitet. Das nachgosauische Alter dieser Bewegungen habe ich an anderer Stelle¹⁶²⁾ nachgewiesen.

Hahn¹⁶³⁾ versetzt die Entstehung der tirolischen Überschiebung ins Alttertiär, und zwar zum größeren Teil ins Paläozän, zum geringeren in nacheozäne Zeit. Wir werden also wohl auch die anderen, gleichgerichteten Überschiebungen ins Alttertiär verlegen müssen. Eine genauere Fixierung des Zeitpunktes ist infolge des Fehlens tertiärer Sedimente nicht möglich: wir können nur sagen, daß die Überschiebungen jünger als die südgerichtete Bewegung am kalkalpinen Südrande und älter als die Bildung der altmiozänen Kuppenlandschaft¹⁶⁴⁾ waren. Wie an anderer Stelle¹⁶⁵⁾ gezeigt wurde, setzt sich die Gamsfeldüberschiebung eigentlich aus zwei getrennten, zeitlich rasch aufeinanderfolgenden Bewegungsvorgängen zusammen.

In der gleichen Arbeit¹⁶⁶⁾ stellte ich fest, daß für die Überschiebungen 2 bis 4 folgende Gesetze gelten:

„I. Es besteht stets die Tendenz, die einzelnen Gosaubecken von Süden her zu überschieben. Die Überschiebungen sind durch die vorliegenden Regionen geringeren Widerstandes bedingte, lokale Erscheinungen. Wo sie sich trotzdem im Streichen über das Gosaubecken hinaus fortsetzen, finden sie bald ein Ende.

II. Die Überschiebungen benützen im allgemeinen durch vorgosauische Bewegungen vorgezeichnete Bahnen, ohne sich jedoch streng an diese zu halten. Es werden mit Vorliebe solche

¹⁶²⁾ Gosauzone, S. 1056 (18) [Gamsfelddecke]; Gosauzone, S. 1066. (28) [Überschiebung am Südrande des Wolfgangseebeckens]; Gosaubecken, S. 291 (25) bis 305 (39) [Zwieselalpenüberschiebung].

¹⁶³⁾ Grundzüge, S. 269.

¹⁶⁴⁾ Vergl. E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 130.

¹⁶⁵⁾ Gosaubecken, S. 305 (39) bis 316 (50), Taf. III mit Oleate I und II.

¹⁶⁶⁾ Gosaubecken, S. 324 (58) bis 328 (62).

Bahnen benützt, bei welchen Haselgebirge der Unterlage aufliegt.“

Es zeigt sich also, was ganz selbstverständlich ist, die nachgosauische Tektonik abhängig von der damals vorhandenen geologischen und geographischen Topographie, es tritt der von Ampferer als „Kerbwirkung“¹⁶⁷⁾ bezeichnete Vorgang in die Erscheinung. Es ist klar, daß es infolge dieser Kerbwirkung zu keinen lang im Streichen zu verfolgenden tektonischen Erscheinungen kommen kann, sondern daß sich im Streichen sich rasch ablösende, kurze Überschiebungslappen bilden müssen, wie Gamsfeld- und Zwieselalpenüberschiebung in typischer Weise zeigen.

Es liegt nun die Frage nahe: Warum wurden bei diesen durch Kerbwirkung zu erklärenden, nachgosauischen Überschiebungen zuerst südgerichtete, dann nordgerichtete Überschiebungen gebildet? Wie ist dieser Wechsel in der Schubrichtung zu erklären? Darauf ist zu entgegnen: Bei einer in meridionaler Richtung bestehenden, tangentialen Spannung in der Erdkruste ist von vornherein keine der beiden Richtungen bevorzugt, die Massen weichen dorthin aus, wo sie den geringeren Widerstand finden. Das zeigt sich ja im fächerförmigen Bau der ganzen Ostalpen im großen: am Nordrande der Ostalpen Nordüberschiebungen, am Südrande Südüberschiebungen. Wir können also vermuten, daß bei Einsetzen der tangentialen Spannung im Tertiär am Südrande der Kalkalpen zunächst ein Ausweichen nach Süden am leichtesten möglich war; offenbar war der Raum zwischen beiden Kalkzonen zuerst und am gründlichsten erosiv ausgeräumt; dann aber war durch die Bewegungen die „Kerbe“ südlich der Nordalpen wieder geschlossen, es konnte nunmehr die für die Nordalpen infolge deren Lage zum Gesamtkörper der Alpen natürlichere Schubrichtung gegen Norden wieder in die Erscheinung treten, bei welcher sich nun ihrerseits wiederum Kerbwirkung geltend machte.

Außer diesen Überschiebungen äußert sich die nachgosauische Gebirgsbildung noch in einer flach-welligen Verbiegung

¹⁶⁷⁾ O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen, Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Bd. 125 (1916), S. 225 (9).

der Gosauschichten und ihres Untergrundes. Daß auch diese Erscheinung mit den Überschiebungen in organischen Zusammenhang gebracht werden kann, wurde an anderer Stelle gezeigt.¹⁶⁸⁾

Ost-West gerichtete Bewegungen kommen selbstverständlich in einem Nord-Süd geführten Profile nicht zum Ausdruck. Ich möchte nur bemerken, daß ich den im Alpenstreichen gelegenen Spannungen im Salzkammergute eine weit geringere Bedeutung zuschreibe als Hahn.¹⁶⁹⁾ Ich betrachte die in den seltensten Fällen genau West-Östlich, meist gegen NW, NO, SW oder SO gerichteten Bewegungen mehr als sich durch Kerbwirkung ergebende Komponenten der Nord-Süd-Spannung.¹⁷⁰⁾

Die letzten tektonischen Erscheinungen des vom Profile durchschnittenen Gebietes sind radiale Dislokationen, und zwar Brüche. Als jüngstes tektonisches Element treten diese meist morphologisch viel stärker hervor als die Überschiebungen, und es ist daher durchaus begreiflich, daß die älteren Geologen das Vorhandensein derselben früher erkannten als das der Überschiebungen. So gibt sich zum Beispiel der Bruch an der Nordseite des großen Donnerkogels als enger, klammartiger Spalt zu erkennen und bedingt gleichzeitig die glatte, senkrechte Nordostwand beider Donnerkögel.¹⁷¹⁾ Daß die Bewegungen an den Brüchen noch bis über das Ende des Miozäns hinaus andauerten, habe ich an anderer Stelle gezeigt.¹⁷²⁾

In unserem Querschnitte (Profil I) treffen wir von Nord gegen Süd folgende Brüche an:

1. Nordseite des Lugberges.¹⁷³⁾
2. Südseite des Lugberges.¹⁷³⁾
3. Südseite des Pürglsteins.¹⁷³⁾

¹⁶⁸⁾ Gosabecken, S. 311 (45).

¹⁶⁹⁾ Grundzüge, S. 479 bis 490.

¹⁷⁰⁾ Gosabecken, S. 305 (39) bis 316 (50); Taf. III mit Oleate I und II.

¹⁷¹⁾ Gosabecken, T. II, Profil IV, V; F. Simony, Das Dachsteingebiet, S. 84, Fig. 53.

¹⁷²⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 136.

¹⁷³⁾ Schafberggruppe, Taf. XI (V); Profil XII, XIII.

¹⁷⁴⁾ Gosabecken, S. 271 (5), Verwerfung c.

4. Nordseite des Gamsfeldes.¹⁷⁴⁾
5. Zwischen Haupt- und Westgipfel des Gamsfeldes.¹⁷⁵⁾
6. Traunwandalpe.¹⁷⁶⁾
7. Roßalpenbruch.¹⁷⁷⁾
8. Nordseite des Donnerkogels.¹⁷⁸⁾

Diese Brüche lassen das Gesetz erkennen, daß die weiter südlich folgende Scholle jeweils tiefer abgesunken ist als die nördlich unmittelbar angrenzende. Ich erkläre mir diese Erscheinungen dadurch, daß ich die Brüche für isostatische Folgeerscheinungen der Überschiebungen halte. Denn je weiter wir nach Süden vordringen, desto mehr Schüßmassen sind der betreffenden Stelle aufgeladen, desto stärker ist das Gleichgewicht des Erdradius durch Überlastung gestört. Die Scholle muß daher um so tiefer einbrechen, je südlicher sie liegt.

Modellierung des rezenten Reliefs.

Noch gleichzeitig¹⁷⁹⁾ mit den letzten tektonischen Vorgängen begann die Erosion ihr zerstörendes Werk; durch sie wurde zuerst im Untermiozän eine Kuppenlandschaft¹⁸⁰⁾ geschaffen, welche gegenwärtig in 1600 bis 2000 m Höhe liegt. Dieser Kuppenlandschaft gehören nur zwei Punkte unseres Querschnittes an: die gegen SW abfallende Gipfelfläche des großen Donnerkogels (2052 m) und das kleine Plateau am Gamsfeld (2024 m)¹⁸¹⁾, alle anderen Punkte sind bereits unter dieses Niveau erodiert. Nun erfolgte eine Tieferlegung des Erosionsniveaus im oberen Miozän oder Pliozän; vielleicht ist

¹⁷⁵⁾ Gosaubecken, S. 270 (4), Verwerfung a.

¹⁷⁶⁾ Gosaubecken, S. 283 (17), 284 (18).

¹⁷⁷⁾ Plassengruppe; in derselben Gegend dürfte der Querschnitt auch die Blattverschiebung (Gosaubecken, S. 268, 282) durchschneiden.

¹⁷⁸⁾ Gosaubecken, S. 303 (37); Taf. II, Profil IV, V; vergl. für die Brüche 4 bis 8 auch meine geologische Karte des Beckens von Gosau (Gosaubecken, Taf. I).

¹⁷⁹⁾ Vergl. die oben erwähnte Erscheinung, daß die Bewegungen an den Verwerfungen noch nach Ausbildung der untermiozänen Landoberfläche andauerten.

¹⁸⁰⁾ G. Göttinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen, *Mitteil. d. Geogr. Ges. in Wien* 1913, S. 39 bis 57.

¹⁸¹⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, *Verh. d. Geol. Reichsanst.* 1918, S. 131, 132.

es dieselbe Zeit des Tiefstandes des Erosionsniveaus, in welcher die „vorpontische Erosion“¹⁸²⁾ tätig war. Es wurden natürlich zunächst die weicheren Gosaugesteine ausgeräumt; hauptsächlich in deren Bereich entstanden in 1300 bis 1500 m Höhe gelegene Talböden. Es ist das dieselbe Meereshöhe, in der die Ausgänge der Dachsteinhöhlen liegen.¹⁸³⁾ Die Bedeutung dieser Erscheinung für die Entstehung des Traun- und Gosautales habe ich an anderer Stelle darzustellen versucht.¹⁸⁴⁾ Es ist möglich, daß diesem vorpontischen (?) Talboden der eine auffallende Konstanz der Seehöhe aufweisende Höhenrücken Bräunighütte-Hornspitz angehört. Im Laufe des Pliozäns schneidet die Erosion tiefer ein; dem präglazialen Talboden dürften die zwischen 900 und 1000 m hoch gelegenen Flächenreste zwischen dem Nefgraben und dem Randaabache¹⁸⁵⁾ angehören. Die tiefe Auswaschung des Ischltales und des Atterseebeckens ist erst ein Werk der Glazialerosion; die im Ischltale abgelagerten Moränen gehören nach Penck¹⁸⁶⁾ in der Hauptmasse dem Bühlstadium an.

Jetzt ist der in Profil I dargestellte Zustand des Querschnittes erreicht.

¹⁸²⁾ E. Sueß, Antlitz der Erde, I., S. 425.

¹⁸³⁾ N. Krebs, Die Dachsteingruppe, Zeitschr. d. Deutsch. u. Ost. Alpenvereines 1915, S. 14.

¹⁸⁴⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 130 bis 140.

¹⁸⁵⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut, Verh. d. Geol. Reichsanst. 1918, S. 139.

¹⁸⁶⁾ A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I, S. 365.

