

# **Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober Steiermark, Österreich)**

Karl-Heinz Büchner

14 Abb., 2 Taf.

Anschrift:  
Dr. Karl-Heinz Büchner  
D-3 Hannover-Buchholz  
Niedersächs. L.Amt f. Bodenforsch.  
Stilleweg 2

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.

22. Bd.

S. 71—94

Wien, Dez. 1973

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	74
1. Einleitung . . . . .	75
2. Stratigraphie . . . . .	76
2.1. Prebichl Schichten . . . . .	76
2.2. Werfener Schichten . . . . .	76
2.2.1. Sandsteine und Tonschiefer . . . . .	76
2.2.2. Karbonate, Haselgebirge, Evaporite . . . . .	77
2.2.2.1. Salinare Folge . . . . .	77
2.2.2.2. Rauhwanke und Dolomit . . . . .	77
2.2.2.3. Werfener Kalke . . . . .	78
2.3. Gutensteiner Kalk und Dolomit . . . . .	79
2.4. Wetterstein-Kalk und -Dolomit . . . . .	79
2.4.1. Wetterstein-Dolomit . . . . .	79
2.4.2. Wetterstein-Kalk . . . . .	80
2.5. Raibler Schichten . . . . .	81
2.6. Dachstein-Dolomit . . . . .	82
2.7. Dachstein-Kalk . . . . .	83
2.7.1. Der zentrale Riffbereich . . . . .	83
2.7.2. Das riffnahe Rückriff . . . . .	84
2.7.3. Das rifferne Rückriff . . . . .	84
2.8. Jura . . . . .	86
2.8.1. Fleckenmergel . . . . .	86
2.8.2. Jura-Kalke . . . . .	86
2.9. Gosau . . . . .	87
2.9.1. Konglomerate . . . . .	87
2.9.2. Sandstein, Kohle und Tone . . . . .	87
2.10. Tertiär und Quartär . . . . .	87
3. Tektonik . . . . .	88
3.1. Regionale Beschreibung . . . . .	88
3.2. Zeitliche Einordnung und tektonische Zusammenhänge . . . . .	90
4. Literaturverzeichnis . . . . .	92

### Abstract

Starting from the controversial tectonical conditions in the central part of the Gesäuse-Massif the author has carried out an entirely new stratigraphic survey enclosing an analysis of the different limestones by means of microfacies and paleogeography.

A series of clastic sediments hitherto classified to be members of the Greywacke Zone are probably an equivalent to the "Prebichl"-beds. The Werfen schists and sandstones are overlain by a succession of saline strata containing gypsum and Scythian "Haselgebirge". Laterally and vertically this succession is linked together with dolomites and different limestones.

The Wetterstein dolomite, affected by a late diagenetic dolomitization, partly contains vastly extended occurrences of Wetterstein limestone, which up to now were understood to be Dachstein limestones (e. g., the Bruckstein). Wetterstein and Dachstein limestones can be subdivided by their facies into a Central Reef Area, a near-reef zone, and a back-reef zone. The Dachstein limestone extends into the Lias.

Gosau conglomerates, sandstone with coal, and Gosau clay transgress in a pronounced unconformity on top of older strata.

During tectonical processes in the Gesäuse-Massif the Werfen strata have reacted differently from the thick carbonates of the Middle and Upper Triassic: this process resulted in stockwork tectonics.

Due to gravitational movements towards the Admont basin, which had already been formed by erosion in Pre-Gosau time, several blocks underwent a process of sliding.

Apart from a small tectonical klippe west of the Reichenstein Mountains and a second one built by rocks of the Greywacke Zone S' of the Reichenstein Mountains, the Gesäuse Massif is a tectonical unit, probably a part of the Ötscher-Nappe (Ötscher-Decke). Within the Gesäuse-Massif no arguments have been found to separate the "Mürzalpen"-Nappe as defined by KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962).

### Résumé

Prenant pour point de départ les conditions tectoniques contestées dans la partie centrale des Gesäuse-Berge l'auteur a d'abord effectué un levé stratigraphique tout neuf. En même temps il a analysé les calcaires divers des points de vue de microfaciès et de paléogéographie.

Une série de sédiments clastiques, lesquels furent classés jusqu'ici comme faisant partie de la „zone de grauwackes“, représente, probablement, un équivalent des „Prebichl-Schichten“. Au-dessus de grès et de schistes du Werfénien la continuation stratigraphique se fait par une succession de strates salifères avec des gypses et avec un „haselgebirge“ scythien. Cette succession de strates salifères se trouve engrenée, dans les directions latérale et verticale, à des dolomies et à des calcaires divers.

La dolomie du Wetterstein qui a subi une dolomitisation de diagénèse tardive, contient, en partie, des occurrences de „calcaire du Wetterstein“ aux vastes extensions, qui, jusqu'ici, furent considérées comme des „cal-

caires du Dachstein“ (par exemple, le Bruckstein). Les „calcaires du Wetterstein“ et „du Dachstein“ se prêtent à une subdivision se basant sur des phénomènes de faciès; il s'agit là d'une subdivision qui fait une différence entre le domaine récifal central et les zones situées à proximité et loin du domaine récifal. Le „calcaire du Dachstein“ s'étend, sous l'aspect stratigraphique, jusque dans le Liasique.

Des conglomérats, des grès avec du charbon et des argiles de l'époque gosavienne accusent une transgression dans une discordance prononcée au-dessus de couches plus anciennes.

Lors du rétrécissement des Gesäuseberges les couches werféniennes ont réagi d'une manière différente comparée à celle des carbonates épais du Triasique moyen et supérieur: il en résultait une tectonique de „stockwerk“.

À cause d'un effet à gravitation vers le centre de la cuvette d'Admont, laquelle avait déjà été créée par érosion pendant l'époque prégosavienne, plusieurs blocs subirent un glissement.

Exception faite pour un petit lambeau de charriage existant à L'Ovest du groupe de montagnes du Reichenstein ainsi que pour l'autre lambeau de charriage formé de roches de la „zone de grauwackes“ S' du groupe de montagnes du Reichenstein, les Gesäuseberge constituent une unité tectonique, sous l'aspect de la tectonique des nappes de charriage. Probablement il faut interpréter cette unité comme une part de la nappe de charriage dénommée „Ötscher-Decke“. Pour les Gesäuseberge il n'y a pas lieu de séparer d'une nappe de charriage „Mürzalpen-Decke“ dans la conception de KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962).

### **Zusammenfassung**

Ausgehend von den umstrittenen tektonischen Verhältnissen im zentralen Teil der Gesäuse-Berge wurde zunächst die Stratigraphie neu aufgenommen. Zugleich wurden die verschiedenen Kalke mikrofaziell und paläogeographisch analysiert.

Eine Folge von klastischen Sedimenten, die man bisher zur Grauwackenzone stellte, ist wahrscheinlich ein Äquivalent der Prebichl-Schichten. Über Werfener Sandsteinen und Schiefnern schließt sich eine saline Folge mit Gipsen und skythischem Haselgebirge an, die lateral und vertikal mit Dolomit und verschiedenen Kalken verzahnt ist.

Der spätdiagenetisch dolomitisierte Wetterstein-Dolomit enthält teilweise ausgedehnte Wetterstein-Kalk-Vorkommen, die bisher als Dachstein-Kalk aufgefaßt wurden (z. B. der Bruckstein). Wetterstein-Kalk und Dachstein-Kalk können faziell gegliedert werden in zentralen Riffbereich, riffnahe und rifferne Zone. Der Dachstein-Kalk reicht stratigraphisch bis in den Lias.

Gosau-Konglomerate, -Sandsteine mit Kohle und -Tone transgredieren mit klarer Diskordanz über die älteren Schichten.

Bei der tektonischen Einengung der Gesäuse-Berge haben die Werfener

Schichten anders reagiert als die mächtigen Karbonate der Mittel- und Ober-Trias: es entstand Stockwerk-Tektonik. In das schon praegosauisch ausgeräumte Admonter Becken sind infolge der Kerbwirkung dieses Gebietes mehrere Schollen abgeglitten.

Abgesehen von einer kleinen Deckscholle im W der Reichenstein-Gruppe und einer Deckscholle aus Gesteinen der Grauwackenzone S' der Reichenstein-Gruppe bilden die Gesäuse-Berge deckentektonisch eine Einheit, die vermutlich als Teil der Ötscher-Decke aufzufassen ist. Eine Mürzalpen-Decke im Sinne von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) kann im Bereich der Gesäuse-Berge nicht abgetrennt werden.

## 1. Einleitung

Diese Arbeit soll die wesentlichen Ergebnisse meiner Dissertation (BÜCHNER 1970) zusammenfassen und einem größeren Leserkreis zugänglich machen.

Die Gesäuse-Berge sind ein Teil der Ennstaler Alpen und liegen in der nördlichen Steiermark. Die Erforschung dieses Gebietes vollzog sich wie überall in den Ostalpen in mehreren Abschnitten. Ersten Reiseberichten (BOUE 1832, MORLOT 1850) schloß sich die Erforschung der Stratigraphie durch STUR (1853; 1871), BITTNER (1884—1887) und GEYER (1918) an. Zwischen 1921 und 1935 wurden die Gesäuse-Berge durch AMPFERER sorgfältig bearbeitet und in mehrere Decken gegliedert. Seine Arbeiten bilden die Grundlage verschiedener großregionaler Betrachtungen. Darin wird die tektonische Stellung der Gesteine im zentralen Teil der Gesäuse-Berge (Himbeerstein, Bruckstein, Haindlmauer) als besonders wichtig angesehen. Während SPENGLER 1951 und KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962 dieses Gebiet als Fenster deuteten, vermutete SPENGLER 1959, daß es mit den übrigen Gesäuse-Bergen eine Einheit bilde. Dieses Problem ist von großer Bedeutung für den Bau der Ostalpen und bildet den Ausgangspunkt meiner Arbeit.

Für das interessante Thema danke ich meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. V. JACOBHAGEN herzlich. Für Fossilbestimmungen und Hilfe beim Auswerten von Dünnschliffen habe ich folgenden Herren zu danken: Dr. R. FISCHER (Marburg), Prof. E. FLÜGEL (Darmstadt), Dr. GERMANN (Berlin), Prof. HUCKRIEDE (Marburg), Dr. KAUFFMANN (Marburg), Dr. H. KOLLMANN (Wien), Prof. LINDSTRÖM (Marburg), Prof. LIST (Berlin), Dr. E. OTT (München), Prof. ZANKL (Marburg) und Prof. ZAPFE (Wien). Herrn Dr. W. SCHLAGER (Wien) und besonders meinem Gebietsnachbarn Dipl. Geol. F. G. LANGE schulde ich Dank für zahlreiche Diskussionen im Gelände. Die Forstdirektion Admont gewährte mir dankenswerterweise ein Quartier.

Die Grundlage meiner Kartierung war die vom Alpenverein herausgegebene Karte der Gesäuse-Berge 1 : 25000.

Bei Beschreibung der Dünnschliffe wurde im wesentlichen die Nomenklatur von FOLK (1959, 1962) zu Grunde gelegt. Der Modalbestand wurde nach Vergleichsbildern von BACCILLE & BOSELLINI (1965) geschätzt.

## **2. Stratigraphie**

### **2.1. Prebichl-Schichten**

In den Gesäuse-Bergen wurden hierher zu stellende Gesteine erstmals von meinem Gebietsnachbarn Dipl. Geol. F. G. LANGE aufgefunden.

Als Prebichl-Schichten wird eine Folge von Konglomeraten, Sandsteinen, Quarziten und sandigen Tonsteinen im Liegenden der Werfener Schichten aufgefaßt.

Sowohl die Zusammensetzung der Konglomerate als auch die Ausbildung des höheren Teils der Prebichl-Schichten schwankt lokal (CORNELIUS 1941, VACEK & GEYER 1916).

Die Konglomerate sind im unteren Teil massig entwickelt. Einzelne Komponenten erreichen 10 cm Kantenlänge, die Mehrzahl ist kleiner als 2 cm. Neben meist gut gerundeten Quarzen treten darin überwiegend eckige Trümmer von Gesteinen der Grauwackenzone auf. Nach oben nimmt die Größe der Komponenten ab. Vermutlich haben wir hier das Transgressionskonglomerat des Tethys-Meeres vor uns.

Der höhere Teil der Prebichl-Schichten besteht aus braunen Feinsandsteinen mit Wurm Spuren, verschiedenen Quarziten, meist grüner oder braungelber Farbe, sowie untergeordnet serizitischen Schiefern und grauen Tonsteinen. Nach oben ähneln sie zunehmend den Werfener Schichten. Ein zusammenhängendes Profil durch die Prebichl-Schichten ist leider nicht aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 250 m, wovon 40 bis 50 m auf die Konglomerate entfallen.

Leider ist ihre Untergrenze in meinem Arbeitsgebiet entweder nicht aufgeschlossen oder tektonisch überprägt, sodaß die Frage nach einer Diskordanz im Liegenden der Prebichl-Schichten von dort nicht beantwortet werden kann.

Ohnehin ist die durch SPENGLER & STINY (1926: 36) vom Prebichl beschriebene deutliche Diskordanz nach CORNELIUS (1941: 114) „ein seltener Ausnahmefall“.

Die Einstufung dieser Gesteine als Prebichl-Schichten hat über den Rahmen meines Arbeitsgebietes hinaus Bedeutung, da ganz ähnliche Schichten vom Dürrenschöberl und vom Salberg bei Liezen schon lange bekannt sind. Auf Grund eines Graptolithenfundes durch HABERFELNER (1931) wurde diese zuvor umstrittene Serie ins Ordovizium gestellt. Nach einer Überprüfung durch GRÄF (1966: 2) kann die Bestimmung nicht aufrechterhalten werden. Wahrscheinlich handelt es sich überhaupt nicht um einen Graptolithen. Außerdem ist das Fundstück ein Lesestein, der petrographisch mit den Gesteinen des Salberges nur wenig übereinstimmt (HABERFELNER 1931; CORNELIUS 1941).

### **2.2. Werfener Schichten**

#### **2.2.1. Sandsteine und Tonschiefer**

Die Ausbildung dieser Gesteine ist im östlichen Teil der Kalkalpen sehr einheitlich (CORNELIUS 1952; SPENGLER 1951). Sie bestehen aus roten und grünen Sandsteinen und Tonschiefern. Die Sandsteine sind zum Teil verkieselt und überwiegend grün, während bei den Schiefern die rote

Farbe vorherrscht. Charakteristisch ist das Auftreten von hellen Glimmerschüppchen, meist auf den Schichtflächen der Sandsteine.

Die Mächtigkeit der unteren Werfener Schichten kann nur abgeschätzt werden und beträgt größenordnungsmäßig 400 m.

### 2.2.2. Karbonate, Haselgebirge, Evaporite

Der höhere Teil der Werfener Schichten besteht aus Rauhwanke, meist unreinem Gips, Haselgebirge, Dolomit und verschiedenen Kalken.

Diese Gesteine können sich fast beliebig vertreten, doch bilden Rauhwanke und Gips mit Haselgebirge meist das Liegende eines Kalkes (Abb. 1).

Das kleinräumige Nebeneinander dieser Schichten beweist ein reich gegliedertes Relief und ein arides Klima zur Zeit ihrer Entstehung. Der mit Dolomit verzahnte Gips (Anhydrit) ist in kleinen flachen Eindampfungsbecken ausgefällt worden. Tonlagen im Gips (Haselgebirge) markieren normalmarine Ingressionen in diese Becken. Oolithe in den bunten Kalken lassen auf warmes, flaches und bewegtes Wasser schließen.

#### 2.2.2.1. Salinare Folge

Das bedeutendste Gipsvorkommen meines Arbeitsgebietes liegt auf der N-Seite des unteren Kematengrabens. Es wird seit 1961 abgebaut. Das Liegende des Gipses ist nach HADITSCH (1965: 128) ein hellgrauer Dolomit. Im unteren Teil sind die Gipse grau, mittelbankig und enthalten kaum Ton und Dolomit, während sie im mittleren Teil bunt, dünnbankig und stärker mit grünem oder rotem Ton und schwarzem Dolomit verunreinigt sind. Den höchsten Teil der Serie bildet weißer, dickbankiger Gips mit vielen Dolomitzwischenlagen und bis einige Meter mächtigen Tonen. Zwischen den einzelnen Teilen gibt es Übergänge. Ihre Mächtigkeit beträgt zusammen etwa 45 m.

N des Saugrabens ist folgendes interessante Profil aufgeschlossen: Werfener Schiefer, die eine Gipslinse enthalten, Gips mit reichlich dunklem Dolomit, grüne Tone (Haselgebirge) und braune Kalkmergel.

Dieses Profil läßt sich im Streichen 500 m weit verfolgen. Nach NW verzahnt sich der dolomitische Gips rasch mit Rauhwanke.

Häufig bilden die grünen, seltener auch roten Tone (Haselgebirge) den Hauptanteil der salinaren Folge.

Unter tektonischem Druck wird das Haselgebirge auf Fugen bis mehrere 100 m weit in fremde Gesteine injiziert. Auf seinem Weg reißt das Haselgebirge Brocken des Nebengesteins mit und liegt dann in Form einer Breccie vor.

Ob in den Gesäuse-Bergen neben dem hier beschriebenen auch älteres, permisches Haselgebirge im Sinne von KLAUS (1953) oder TOLLMANN (1964) auftritt, kann nicht sicher entschieden werden, erscheint mir aber unwahrscheinlich.

#### 2.2.2.2. Rauhwanke und Dolomit

Die Rauhwanke erreicht bei der Lokalität „Steinbruch“ SW Admonts eine Mächtigkeit von etwa 50 m, ist aber zumeist beträchtlich geringmächtiger. Sie ist von dunkelgelber bis grauer Farbe und besteht aus

durchschnittlich 0,5—2cm großen Zellen. Die Zellwände bestehen aus porösem Calcit und bilden untereinander ein Netzwerk. Der Zell-Inhalt ist zumeist dunkler, mehr oder weniger stark verwitterter Dolomit, häufig auch sogenannte „Dolomitasche“.

Die Rauhwanke ist einerseits mit Gips, andererseits mit Kalken verzahnt. Im Übergangsbereich zum Kalk treten häufig mehrere Meter eines dunkelgrauen, meist schlechtgeschichteten und klüftigen Dolomites auf.

### 2.2.2.3. Werfener Kalke

Im oberen Teil der Werfener Schichten treten drei verschiedene Kalke auf, die sich vermutlich seitlich vertreten können.

1. Kalk, der seitlich mit Rauhwanke oder Gips verzahnt ist.

Dieser Kalk ist maximal 60 m mächtig, dunkelgrau und dickbankig bis massig. Im Schriff erweist er sich als Mikrosparit mit authigenen Quarzen, die auf hyperhalines Milieu hinweisen. Im höheren Teil dieses Kalkes treten einige Komponenten hinzu: hier liegt ein Biopelmikrosparit mit Intraklasten vor.

2. Im Hangenden der Gipse tritt ein mittel- bis dünnbankiger Mergelkalk von grau-brauner Farbe auf. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 10 m. Mikrofaziell ist er als Biomikrit einzustufen.

3. Bunte Kalke im Liegenden des Gutensteiner Dolomites.

In ihrem höchsten Teil bestehen die Werfener Schichten aus gut geschichteten, dünn- bis mittelbankigen Kalken. Sie sind meist grün oder rot gefärbt und etwa 35 m mächtig. Dünne Zwischenlagen von Feinsandstein und Schiefer sind häufig zu beobachten. Lumachelle-Lagen und Muschel- oder Gastropodenpflaster kommen vereinzelt vor. Durch Einschaltung dünner Dolomit-Bänke erfolgt der Übergang zu Gutensteiner Dolomit sehr rasch.

Trotz makroskopischer Verschiedenheit sind diese Kalke mikrofaziell einheitlich als Oosparit mit Biogenen ausgebildet. In den grünen Kalken sind Komponenten seltener, sie sind vermutlich in etwas tieferem Wasser entstanden.

Die oosparitischen Kalke haben zum größten Teil eine sehr interessante Dolomitierung erfahren. Ausgehend vom Kern der Ooide und Onkoide setzte eine Dolomitierung ein (Abb. 2, Abb. 3). Zunächst entstanden kleine Dolomitkristalle im Kern der Komponenten, die sich später zusammenschlossen und dann das ganze Ooid ausfüllten. Schließlich wurden alle Komponenten von der Dolomitierung erfaßt (Abb. 4). Die dolomitisierten Ooide wuchsen drusig nach außen weiter, schlossen sich zusammen und drängten dabei die Grundmasse immer mehr zurück. Größere Komponenten, im Bild Echinodermen-Reste, wurden teils ebenfalls von der Dolomitierung erfaßt, teils von außen verdrängt.

Da die Zufuhr des Mg von außen her erfolgt sein muß, ist nicht leicht verständlich, daß die Dolomitierung gerade vom Kern der Komponenten ausging. Zumindest teilweise kann dies dadurch erklärt werden, daß der Kern der Ooide häufig von Muschelschälchen gebildet wird, die, wie man annehmen darf, ursprünglich aus Hochmagnesium-Calcit und Aragonit bestanden. Im Kern dieser Ooide war also von vornherein eine geringe

Menge von Mg vorhanden, so daß bei Zufuhr von außen sich hier zuerst Dolomitekriställchen bildeten, die bei sehr langsamer Zufuhr des Mg als einmal vorhandene Kristallisationskeime alles zugeführte Mg anlagern konnten. Diese Überlegungen sind das Ergebnis einer Diskussion mit Herrn Prof. LINDSTRÖM.

### 2.3. Gutensteiner Kalk und Dolomit

Der Gutensteiner Dolomit ist schwarz bis dunkelblaugrau und meist undeutlich geschichtet. Die dunkle Farbe geht auf Bitumengehalt zurück, wie der Geruch beim Anschlagen verrät. Der Dolomit ist arenitisch, auf frischen Bruchflächen glänzen die Spaltflächen einzelner Körner. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 25 und 40 Metern.

Im Hangenden geht der Gutensteiner Dolomit allmählich durch zunehmende Einschaltung heller Dolomitbänke in Wetterstein-Dolomit über.

Der Gutensteiner Kalk wurde im Arbeitsgebiet nirgends in ungestörter Lagerung angetroffen. Stets fehlt entweder das Liegende oder das Hangende. Dennoch lassen sich in beiden Richtungen Übergänge zu Gutensteiner Dolomit beobachten, sodaß der Gutensteiner Kalk hier als Einlagerung im Dolomit aufzufassen ist. Im SE des Gaißentaler Grabens sind vollständige Profile durch den Gutensteiner Dolomit aufgeschlossen, Kalk fehlt dort aber.

Der Gutensteiner Kalk ist stets gut geschichtet, dünn- bis mittelbankig und von blauschwarzer, gelegentlich auch dunkelgrauer Farbe. Seine Mächtigkeit beträgt höchstens 30 m. Mit weißem Calcit verheilte Klüfte sind bei weitem nicht so häufig wie von anderen Lokalitäten beschrieben.

Mikrofaziell ist der Gutensteiner Kalk in zwei Haupttypen zu gliedern:  
a) ein Mikrit, der vereinzelt Radiolarien, Foraminiferen und Schwammnadeln führt. Gelegentlich sind spätdiagenetisch ausgeschiedene Hornsteinlagen eingeschaltet. Wahrscheinlich ist dieser Kalk ein Stillwasser-Sediment.

b) Ein Intrasparit, der vereinzelt Biogene führt. In diesem Kalk ist eine spätdiagenetische Silifizierung zu beobachten, die ihren Ausgang von den Schichtflächen genommen hat. Eine kleine Conodonten-Fauna daraus ließ leider nur eine sehr grobe Alterseinstufung (Mittel-Trias) zu.

### 2.4. Wetterstein-Kalk und -Dolomit

#### 2.4.1. Wetterstein-Dolomit

Der Wetterstein-Dolomit ist von hellgrauer, selten auch mittelgrauer Farbe. In den unteren 200 m treten noch häufig bis 1 m mächtige Lagen von gebändertem dunkelgrauem Dolomit auf, die seitlich rasch auskeilen.

Typisch ist die „kavernöse“ Struktur, das Auftreten kleiner Hohlräume, die mit winzigen idiomorphen Dolomit-Kristallen ausgekleidet sind. Trotz der großen Mächtigkeit von 900 bis 1100 m konnten keine Kriterien für eine Untergliederung des Wetterstein-Dolomites gefunden werden.

Im Dünnschliff und besser noch im Anschliff erkennt man 0,02 bis 0,1 mm große Dolomit-Kristalle, die hypidiomorph miteinander verwachsen sind. Sie greifen über präexistierende Texturen hinweg, wie „Geister“ von Kalkalgen und fraglichen Riffbildnern beweisen. Die Dolomitisierung ist demnach spätdiagenetisch erfolgt. Hierdurch wird auch das Auftreten der zahlreichen Hohlräume erklärt, da sich das Volumen bei der Umwandlung von Calcit in Dolomit bekanntlich um 13% vermindert.

Die Grenze zwischen Wetterstein-Kalk und -Dolomit zeigt keinerlei Abhängigkeit von der Schichtung oder anderen Gefügedaten, sondern verläuft willkürlich durch den Gesteinskörper. Eine Abgrenzung ist in Abhängigkeit vom Maßstab der Karte nur schematisch durchführbar.

Im Hangenden ist die Grenze gegen die Raibler Schichten meist scharf aber unterschiedlich ausgebildet.

#### 2.4.2. Wetterstein-Kalk

Nachdem AMPFERER 1926 eine Reihe von Wetterstein-Kalk-Vorkommen in der Reichenstein-Gruppe beschrieben hatte, betonte er 1935, daß in den Gesäuse-Bergen Wetterstein-Kalk nicht vorkommt. Alle hier zu besprechenden Kalke wurden entweder als Dachstein-Kalk oder als Wetterstein-Dolomit aufgefaßt. SPENGLER (1959) vermutete, daß die Kalkvorkommen im NE der Reichenstein-Gruppe aus Wetterstein-Kalk bestünden. Eigene Fossilfunde erlauben jetzt eine eindeutige Zuordnung dieser Gesteine.

Der Wetterstein-Kalk ist ein hell- bis mittelgrauer massiger Kalk. Er erreicht seine größte Mächtigkeit am Bruckstein mit ungefähr 600 m. An allen anderen Lokalitäten ist er beträchtlich geringmächtiger. Stets tritt er innerhalb des Wetterstein-Dolomits auf, doch ist der höhere Teil des Wetterstein-Dolomits frei von Kalk.

Mikrofaziell und ökologisch lassen sich drei Kalktypen unterscheiden:

a) Ein Biosparit mit Intraklasten. An Biogenen lassen sich bestimmen *Dictyoceolia manon* (MÜNSTER), Codiaceen, *Colospongia*, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, Schalenreste und Echinodermen-Einkristalle (det. E. OTT). Er repräsentiert ein vorwiegend von Schwämmen, Kalkalgen und Crinoiden aufgebautes Riff, das sich vom Gebiet N' der Riffel bis zur Mündung des Gofergabens erstreckte.

b) Dieser Kalk ist ein Intrasparrudit, der neben Intraklasten lumps, coated grains und an Biogenen *Teutloporella herculea* (STOPPANI) und Codiaceen führt. Er steht S' des Augsteins und im unteren Johnsbachtal an und vertritt die Zone des riffnahen Rückriffs, für die das Auftreten von *Teutloporella herculea* typisch ist. Wie die zahlreichen lumps beweisen, wurde er in sehr flachem Wasser gebildet.

c) Der dritte Typ ähnelt dem zweiten, doch ist der Anteil der lumps geringer, und an Dasycladaceen tritt nur *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL auf. Dieser Kalk baut den Bruckstein auf und kennzeichnet die rifferne Zone.

Für die Alterseinstufung ergibt sich in allen Fällen unterer bis mittlerer Wetterstein-Kalk, also Ladin.

## 2.5. Raibler Schichten

Das schmale Band der Raibler Schichten bildet stets die Grenze zwischen Wetterstein-Dolomit und Dachstein-Dolomit. Lokal schwankt die Ausbildung dieser Schichten, doch läßt sich generell eine stärker klastische Serie im Norden von einer überwiegend dolomitischen Serie im Süden unterscheiden (s. Abb. 5). Zwischen beiden vermittelt eine Fazies mit dunklen Tonschiefern (Reingrabener Schiefer) und eingeschalteten Kalk- oder Dolomitbänken.

An Fossilien habe ich *Halobia rugosa* GÜMBEL und Echinodermenreste, in der Nordfazies auch Pflanzenhäcksel und Sphinctozoen, in der Südfazies auch Brachiopoden gefunden.

In der westlichen Reichenstein-Gruppe sind mehrere Linsen von dunkelgrauem, spätigen Kalk mit Seeigel-Stacheln (*Cidaris*-Kalk) in bunte Dolomite eingelagert. Es ist ein Intrasparrudit bis Oosparrudit mit Biogenen (Abb. 7). In diesem Bereich verzahnt sich der bunte Dolomit im unteren Teil stellenweise mit hellem Dolomit, der von Wetterstein-Dolomit nicht zu unterscheiden ist. Die Grenze Wetterstein-Dolomit—Raibler Schichten ist demnach hier eine reine Faziesgrenze.

Eine stratigraphische Einordnung der Raibler Schichten steht vor zwei Problemen. Das erste ist nomenklatorischer Art. Im deutschen Schrifttum wird das Cordevol im allgemeinen nicht zum Karn gerechnet, ganz im Gegensatz zur internationalen Gliederung, die auf MOJSISOVICS, WAA-GEN & DIENER (1895) zurückgeht. JACOBESHAGEN (1961) hat auf diesen Mißstand hingewiesen und nachdrücklich eine Rückkehr zu der orthochronologischen Gliederung empfohlen. Dies ist umso mehr zu unterstützen, als nach OTT (1968: 261) auch mit Hilfe von *Dasycladaceen* im Wetterstein-Kalk (*Poikiloporella duplicata*) eine Abgrenzung des Cordevols vom Ladin möglich ist. Das zweite Problem ist darin begründet, daß Fossilfunde nur aus dem mittleren Teil der Raibler Schichten vorliegen, sodaß über die stratigraphische Reichweite nichts ausgesagt werden kann. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist jedoch der höhere Teil des Wetterstein-Dolomites, der in meinem Arbeitsgebiet keinen Kalk mehr enthält, als Cordevol aufzufassen, während die Raibler Schichten in Analogie zu den Untersuchungen von JERZ (1966) und SCHULER (1968) wohl Jul und Tuval umfassen.

Paläogeographisch sind die Raibler Schichten nach SCHULER (1968: 50 f) in einem langgestreckten sich nach Osten verbreiterndem und verflachendem Trog abgelagert worden. Die terrigen beeinflusste Sedimentation nimmt von W nach E ab, und daraus schloß er auf einen Transport in dieser Richtung. Nach S zu treten Festlandeinflüsse allgemein zurück. Diese Vorstellungen passen zu meinen eigenen Beobachtungen.

Die primär gebildeten bunten Dolomite der Südfazies sind vielleicht ein Hinweis auf hyperhalines Milieu.

Ein von den den Raibler Schichten völlig abweichendes Gestein ist nach Fossilfunden gleichfalls ins Karn zu stellen und soll deshalb hier besprochen werden. Es sind dünnbankige (1—15 cm) Kalke von grünlich grauer Farbe. Innerhalb verschiedener Bänke sind einzelne Lagen verkieselt.

Zwischen den Bänken liegt fast immer eine mehr oder weniger dünne Schicht von dunkel-olivgrünem Ton. Im Habitus erinnert dieses Gestein an *pietra verde*. Es wurde deshalb von Herrn Prof. F. LIST (Berlin) petrographisch untersucht, und die Ergebnisse wurden mit Herrn Dr. K. GERMANN (Berlin) diskutiert.

Demnach handelt es sich um ein sehr merkwürdiges Gestein mit einander widersprechenden Merkmalen. Nach Prof. LIST (frdl. Mitteilung) darf man annehmen, „daß es in diesem Karbonat-Gestein, in Zonen offenbar starker Durchbewegung, diagenetischer Weglösung und Kondensation zur Sprossung authigener Feldspäte kam. Dabei scheint schon das Ausgangsmaterial eine etwas ungewöhnliche Zusammensetzung gehabt zu haben.“

Eine Bank aus diesem Kalk (Probe Bü 359) lieferte eine Conodontenfauna mit

*Neogondolella navicula* (HUCKRIEDE)  
*Neogondolella excelsa* (MOSHER)  
*Tardogondolella abneptis* (HUCKRIEDE)  
*Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)

Nach Bestimmungen von Herrn Dr. R. FISCHER (Marburg) ist diese Fauna ins Karn einzustufen.

Das einzige Vorkommen dieses Gesteins liegt im Straßenanschnitt der neuen Mautstraße zur Oberst-Klinke-Hütte zwischen Roßkarl und Kalblingsboden.

## 2.6. Dachstein-Dolomit

Im Liegenden des Dachstein-Kalkes tritt überall der 200 bis 350 m mächtige Dachstein-Dolomit auf. In seinen Merkmalen ähnelt er dem mittleren und oberen Wetterstein-Dolomit so, daß beide oft nicht zu unterscheiden sind. Kavernöse Strukturen wurden im Dachstein-Dolomit seltener beobachtet und nie in solcher Größe, wie sie im Wetterstein-Dolomit typisch sind.

Besonders im höheren Teil können schöne Sedimentstrukturen beobachtet werden: Feinschichtung, z. T. gekräuselt (Algenkrusten), kleine Erosionsdiskordanzen und Biogenanlagerung in rhythmischem Wechsel. Sie wurden im Gezeitenbereich gebildet.

Die Hauptmasse des Dachstein-Dolomites ist nach Kristallgröße, Erhaltung von Fossilien, Fazies und Verteilung des Dolomites frühdiagenetisch entstanden. Freilich hat dieser Dolomit in der Spätdiagenese z. T. neomorphe Veränderungen erlitten, die Beweise für die frühdiagenetische Dolomitenstehung dann verwischt haben. Der Dolomit aber, der auf der Westseite des Großen Buchsteins innerhalb des Dachstein-Kalkes auftritt, zeigt eine andere Entstehung. Es treten darin Relikte von Kalk auf, der teils als Lutit, teils als Sparit mit umkrusteten Körnern und Biogenen ausgebildet ist. Die Dolomit-Kristalle sind authigen entstanden und haben den Kalk verdrängt, sie sind teils diffus verteilt, teils folgen sie belteroporem Gefüge. Hier ist der Kalk spätdiagenetisch dolomitisiert worden.

## 2.7. Dachstein-Kalk

In den letzten Jahren ist der Dachstein-Kalk wiederholt Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen. ZANKL (1969) gab eine besonders detaillierte paläontologische und sedimentologische Charakteristik des Dachsteinkalk-Riffes am Hohen Göll (Salzburg).

Im allgemeinen läßt sich der Dachstein-Kalk in vier Bereiche gliedern: Vorriff, zentraler Riffbereich, riffnahes Rückriff und riffernes Rückriff. In meinem Arbeitsgebiet sind nur die drei zuletzt genannten Bereiche vertreten, die Zone des Vorriffs fehlt. Sie hat ursprünglich wohl im südlich anschließenden Gebiet gelegen.

### 2.7.1. Der zentrale Riffbereich

Der hellgraue und im ganzen massige Kalk des zentralen Riffbereichs wird im wesentlichen aufgebaut durch Riffbildner, Riffbewohner und Riffschutt.

Unter den Riffbildnern herrschen die Kalkschwämme, es sind überwiegend Pharetronen, mit mehr als 50% vor. Auch Korallen sind sehr häufig und hauptsächlich durch *Astraeomorphen* und *Thecosmilien* vertreten. Neben Kalkalgen (besonders *Spongiostromata*-Krusten) sind Hydrozoen zu erwähnen (s. Abb. 8—10). Unter den Foraminiferen sind *Alpinophragmium* und *Microtubus communis* besonders häufig. Eine ausführliche Zusammenstellung der Riffbildner gibt ZANKL (1969: 19 f).

Die Riffbildner sind nicht gleichmäßig über den zentralen Riffbereich verteilt, sondern sie treten in kleinen Arealen angereichert auf, und zwar bilden stets wenige Formen eine Lebensgemeinschaft. Diese Riff-Knospen (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1963: 94) sind meist nur einige m<sup>2</sup> groß. Sie treten manchmal in Gruppen, meist aber vereinzelt auf zwischen großen Arealen, die aus Riffschutt bestehen. Die Riff-Knospen werden von einer Biocoenose aufgebaut, innerhalb deren ein oder zwei Riffbildner vorherrschen. Am Aufbau einer Biocoenose sind nach ZANKL (1969: 66) bis zu fünf Generationen beteiligt. ZANKL (1969: 56 f.) beschrieb vom Hohen Göll elf verschiedene Biocoenosen, von denen ich Spongien-Biocoenosen, *Astraeomorphen*-Biocoenosen, *Solenoporaceen*-Biocoenosen und *Thecosmilien*-Biocoenosen in der Reichenstein-Gruppe gefunden habe.

Von den Riff-Bewohnern, deren Hartteile überliefert wurden, sind einmal vagile Foraminiferen, die im Riffschutt häufig sind, zu erwähnen. Echinodermen sind durch zahlreiche Crinoiden-Stielglieder belegt. Sie treten reichlich an der Rückseite des zentralen Riffbereichs auf. Außerdem konnten im Rückstand der Proben, die mit Essigsäure aufbereitet wurden, vereinzelt Holothuriensklerite gewonnen werden. Brachiopoden und turmförmig hochgewundene Gastropoden sind oftmals in Nestern angereichert.

Überraschenderweise wurden auf der Riff-Rückseite (nördlich des Sparrfeldes) an einer Stelle mehrere Cephalopoden gefunden (Probe Bü 340 c und d), die Durchmesser bis 4 cm erreichen. Leider sind sie nicht näher bestimmbar. Sie treten hier zusammen mit Crinoiden und Kalkschwämmen eingebettet in Riffschutt auf. Bisher sind Cephalopoden im Dachstein-

Kalk nur aus Kümmerfaunen von der Riff-Vorderseite bekannt (ZANKL 1969: 53; ZAPFE 1962: 352).

Der Anteil der Riff-Bewohner an der Zusammensetzung des Dachstein-Kalkes im zentralen Riffbereich darf nicht unterschätzt werden. Außerdem kommt den Riff-Bewohnern bei der Zerstörung des durch die Riffbildner aufgebauten Gerüsts, also als Schuttlieferanten, erhebliche Bedeutung zu.

Der Riffschutt stellt mit etwa 90% den bei weitem bedeutendsten Anteil beim Aufbau des Dachstein-Kalkes im zentralen Riffbereich. Die abgestorbenen Teile der Riff-Knospen werden durch Strömungen, Wellen und Riff-Bewohner immer wieder zerstört, sodaß bei Gleichgewicht zwischen aufbauenden und zerstörenden Kräften ständig neuer Schutt produziert wird.

Der Riffschutt ist einerseits horizontal klassiert, je nachdem wie weit vom Ursprungsort er abgelagert wurde und wie stark die Strömung war, andererseits auch vertikal, wodurch Schichtung entsteht, die sich allerdings nicht über größere Entfernungen verfolgen läßt. Verschiedene sedimentologische Parameter sind von der Korngröße des Riffschutts abhängig. Je größer die Komponenten sind, desto weniger sind sie gerundet, desto schlechter sortiert, desto größer das Porenvolumen und desto höher der Anteil der Intraklaste. Die Grundmasse des Gesteins ist Sparit oder feiner Detritus der Korngröße 0,01 bis 1 mm. Dieser Feinschutt ist in Hohlräumen zwischen größeren Komponenten oft schichtig eingelagert, er füllt auch zum Teil Hohlräume zwischen den Riffbildnern und Riff-Knospen. Durch turbulente Strömungen ist der abgelagerte und stets rasch lithifizierte Schutt oft wieder erodiert und umgelagert worden.

### 2.7.2. Das riffnahe Rückriff

Der Dachstein-Kalk des riffnahen Rückriffs ist in Nachbarschaft des Riffes massig, sonst meist dickbankig (dm-m) entwickelt. Es ist ein spätig allochemer Kalk, d. h. die verschiedenen Komponenten bilden ein lockeres Gerüst, dessen Hohlräume ganz überwiegend mit Sparit ausgefüllt werden. Zum großen Teil handelt es sich dabei um Reste von Organismen, die teils dem zentralen Riffbereich entstammen, teils in dieser Zone beheimatet sind. Auch Intraklaste und große lumps sind häufig. Fast alle Komponenten sind abgerollt und umkrustet (coated grains) oder bilden den Kern von Oolithen und Onkoiden. Mehrschalige Ooide sind selten. Im einzelnen wurden an Biogenen und Bioklasten beobachtet (s. auch Abb. 11, 12): Hydrozoen, Pharetronen, Solenoporaceen, Crinoiden, u. a. Echinodermen, Foraminiferen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Filamente und Dasycladaceen (*Macroporella*, *Teutloporella* und *Uragiella*). Der Biotop der Dasycladaceen liegt überwiegend im riffnahen Bereich.

### 2.7.3. Das rifferne Rückriff

Während die Zone des riffnahen Rückriffs gegen den zentralen Riffbereich ziemlich scharf abgegrenzt ist, ist der Übergang zur riffernen Zone allmählich und fließend. Solche Übergänge sind an dem Dachstein-

Kalk-Sporn westlich des Großen Buchsteins, nördlich der Stockmauer und im Nordosten des Gstattersteins zu beobachten.

A. G. FISCHER (1964) hat der Zone des riffernen Rückriffs im Dachstein-Kalk der Salzburger Kalkalpen eine ausführliche Studie gewidmet. Er erkannte, daß diese Kalke rhythmisch geschichtet sind. Über einer Diskontinuitätsfläche, die meist Austrocknungs-Erscheinungen und Lösungshohlräume zeigt, beginnt der Zyklus mit einem Rotpelit, der manchmal sogar ein basales Konglomerat enthält und als Bodenbildung gedeutet wird. Eine solche Lage südlich des Tamischbachturms hat AMPFERER (1935: 124) als roten Liaskalk beschrieben.

Über dem Rotpelit, der nur in Nestern angereichert auftritt und keine geschlossene Schicht bildet, folgt ein geringmächtiger dolomitischer Kalk, der von Blau-Grünalgen-Matten aufgebaut wird und wahrscheinlich im Gezeitenbereich gebildet wurde. Den Hauptteil der Cyclotheme bilden dickbankige Kalke, die in lutitischer Grundmasse gelegentlich Ansammlungen von Megalodonten in Lebensstellung führen. Außerdem enthalten sie Reste von Echinodermen, insbesondere Holothurien-Sklerite (siehe ZANKL 1965) und Foraminiferen, die aber meist stark umkristallisiert sind.

Die Entstehung dieser Cyclotheme wird auf langwellige eustatische Schwankungen zurückgeführt.

Die Verbreitung der einzelnen Fazies gibt die Abb. 13 wieder. Überraschenderweise tritt Dachstein-Kalk in der Fazies des riffnahen Rückriffs nicht nur N' des Riffs von der Schildmauer bis zum Sparafeld, sondern auch S' davon auf. Das steht zu allen anderen Beobachtungen an Riffen im Widerspruch, denn S' des Riffes wäre hier die Zone des Rückriffs zu erwarten.

Mir scheint die Situation am ehesten verständlich, wenn man annimmt, daß zu Beginn der Entstehung des Dachstein-Kalkes überhaupt kein Riff existierte, und daß zunächst etwa 100 bis 150 m Kalk in sehr ähnlicher Fazies wie im riffnahen Rückriff sedimentiert wurde, auf dem sich dann das eigentliche Riff erst später bildete. Demnach wäre die südliche Zone des „riffnahen Rückriffs“ kein echtes Rückriff. Herr Prof. ZANKL, der freundlicherweise Schliffe aus diesem Bereich begutachtet hat, vertritt die Ansicht, daß dieser Kalk in etwas tieferem Wasser entstanden ist, da hier keine lumps auftreten und möglicherweise zwischen den Riff-Blöcken sedimentiert wurde. Es besteht Ähnlichkeit zum Dachstein-Kalk des Jenners (ZANKL 1965).

Die Untergrenze des Dachstein-Kalkes ist durch den Übergang zu Dachstein-Dolomit gegeben. Im Hangenden des Dachstein-Kalkes folgen Fleckenmergel oder Crinoidenkalk. Diese Grenze ist nirgends aufgeschlossen.

An stratigraphisch wertvollen Fossilien sind nur verschiedene Dasycladaceen im riffnahen Rückriff zu nennen, die Herr E. OTT freundlicherweise bestimmt hat. Vom Gipfel der Haindlmauer stammen *Macroporella cf. retica* und *Macrogyroporella*. Nach ZANIN-BURI (1965) hat diese Flora rhätisches Alter.

Am Ballstein östlich von Weng wurden *Uragiella cf. liassica* und *Teutloporella* gefunden. Dieser Kalk, der sich im Habitus von Dachstein-Kalk nicht unterscheiden läßt, ist aller Wahrscheinlichkeit nach in den Lias zu stellen. Die Untergrenze des Dachstein-Kalkes ist stratigraphisch leider nicht näher zu fassen und liegt vermutlich im Nor.

Die größte beobachtete Mächtigkeit des Dachstein-Kalkes beträgt 700 m, doch ist sie ursprünglich sicher größer gewesen, da jüngere Schichten nur in tektonisch begünstigter Position erhalten blieben. ZANKL (1969: 17) nennt 1000 bis 1400 m.

## 2.8. Jura

Über dem Dachstein-Kalk treten eine Reihe von Gesteinen auf, die nur mit Vorbehalt in den Jura gestellt werden können, da sie keine näher bestimmbareren Fossilien geliefert haben. Es sind Fleckenmergel und -Kalke, Crinoiden-Kalke und arenitische Spatkalke, die von AMPFERER (1935: 38 f.) als Lias-Fleckenmergel, Lias-Crinoidenkalke und Oberjura-Hornsteinkalke beschrieben wurden.

### 2.8.1. Fleckenmergel

Als Fleckenmergel wird eine Serie von dunkelbraungrauen Mergelkalken bezeichnet, die häufig schwarze unregelmäßige Flecken zeigen. Sie sind dünnbankig, enthalten einerseits Lagen von zum Teil geschieferten schwarzen Mergeln, andererseits Bänke von dunklem Kalk.

Mikrofaziell ist er ein Mikrit mit Lagen von Biosparit. Häufig ist Bioturbation zu beobachten. Im E des Lauferwaldes ist in die Fleckenmergel eine etwa 2 m mächtige Konglomeratlage eingeschaltet, deren Komponenten aus Fleckenmergel und Crinoiden-Kalk bestehen.

Wenn man annimmt, daß die Crinoiden-Kalke auf Schwellen abgelagert wurden, während gleichzeitig im benachbarten Becken Fleckenmergel sedimentiert wurden, dann dürfte dieses Konglomerat durch Sedifluktion entstanden sein.

Die größte Mächtigkeit der Fleckenmergel beträgt annähernd 100 m.

### 2.8.2. Jura-Kalke

Der Crinoiden-Kalk ist ein blaßroter, mitunter auch dunkelgrauer massiger Spatkalk. Er ist einerseits als Biosparit entwickelt, der aus einem dichten Pflaster von Crinoiden-Einkristallen besteht, andererseits als Biomikrit, der neben zahlreichen Crinoiden auch andere Komponenten und vereinzelt Hornsteinknauern führt.

Die Mächtigkeit der Crinoiden-Kalke kann auf 20 m geschätzt werden. Alle Grenzen dieses Schichtgliedes sind tektonisch überprägt.

Im oberen Kematengraben zwischen Hahnstein und Schildmauer liegt ein allseitig von Störungen begrenztes Vorkommen dünn- bis mittelbankiger arenitischer Spatkalke mit Lagen von grünen Tonmergeln darin. Das Gestein ist ein Intrasparit mit Biogenen. Seine Mächtigkeit beträgt ungefähr 30 m.

## 2.9. Gosau

### 2.9.1. Konglomerate

Die Gosau-Konglomerate transgredieren mit deutlicher Diskordanz über verschiedenen älteren Gesteinen, im Raum SE' von Admont selbst noch auf Werfener Schichten. Demnach hat praegosauisch bereits ein bedeutendes Relief existiert. An ihrer Basis bestehen die Konglomerate aus einem monomikten Aufarbeitungshorizont, im höheren Teil schwanken Korngröße und Zusammensetzung stark. Ziegelroter bis gelber Ton bildet das Bindemittel.

AMPFERER (1935: 34 f) hat zwischen Konglomeraten, exotischen Geröllen und Konglomerat aus Verrucano unterschieden. Diese Abtrennung kann nicht aufrecht erhalten werden, da exotische Gerölle fast überall im Gosau-Konglomerat beobachtet wurden und das Konglomerat aus Verrucano von der Scheiblegger Niederalp nur im oberen Teil eine Anreicherung von konglomeratischen Quarziten zeigt, während im tieferen Teil kalkalpines Material entschieden vorherrscht.

Die Mächtigkeit der Konglomerate kann bis zu 70 m betragen.

### 2.9.2. Sandstein, Kohle und Tone

Über den Konglomeraten folgen im Lauferwald wenige Meter von dunkelgrauem Sandstein mit tonigen und mergeligen Zwischenlagen, z. T. führt er auch Kohleschmitzen und Lumachelle-Lagen. In diesem Horizont treten örtlich geringmächtige xylithische Pechkohlen auf.

Darüber liegt eine Folge von dunkel-olivgrünen Tönen mit wechselndem Sandgehalt. Einzelne Lagen bestehen aus leicht verfestigtem Tonstein. Die Tone sind etwa 40 m mächtig. Leider haben sie keine Fauna geliefert.

Das Vorkommen von Gesteinen der Ober-Kreide am Großen Buchstein ist von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1962) bereits eingehend beschrieben worden.

## 2.10. Tertiär und Quartär

Gesteine des Tertiärs haben am Aufbau der Gesäuse-Berge nur einen geringen Anteil. Vor allem sind hier die Augensteinschotter zu erwähnen. Sie bestehen aus Geröllen von Quarz, Quarzit, Sandstein, Glimmerschiefer, Gneis, Blasseneckporphyroid und Hämatit, der teilweise in Brauneisen umgewandelt ist. Ihre Größe schwankt zwischen wenigen mm und 30 cm (W' des Kreuzkogels). Nach WINKLER-HERMADEN (1950, 1951: 419 f, 1957: 573 f) handelt es sich um Restschotter, die ursprünglich große Teile der Nordalpen bedeckt haben und von Mittelgebirgsbächen aus dem Süden herantransportiert wurden. Auf Grund von Beziehungen zu den inneralpinen Tertiärablagerungen stellte er sie ins Unter-Miozän.

Das Quartär in den Gesäuse-Bergen ist anlässlich einer Untersuchung über die Tal-Geschichte des Ennstales im Quartär durch VAN HUSEN (1967) ausführlich bearbeitet worden, so daß ich hier auf eine eigene Darstellung verzichten kann.

### 3. Tektonik

#### 3.1. Regionale Beschreibung (s. Abb. 14)

Das beherrschende tektonische Element der Buchstein-Gruppe ist die Gesäuse-Störung, welche die nördlichen Gesäuse-Berge von W nach E durchschneidet. Das Gebiet S' der Störung ist relativ abgesenkt worden. Die Gesäuse-Störung ist im W-Teil eine Aufschiebung, im E' steht sie senkrecht. Ganz im W ist sie aufgefiedert und vergittert sich mit der großen SW-NE streichenden Störung, die über den Buchauer Sattel verläuft.

N' des Himbeersteins sind Fleckenmergel und Gosau wegen der starken Absenkung erhalten geblieben, und zwar kommen sie nur S' der Gesäuse-Störung vor. Die Störung schneidet die Fleckenmergel quer zum Streichen ab. Die den Fleckenmergeln diskordant auflagernden Gosau-Konglomerate sind von einer nachgosauischen Tektonik verstellt worden.

S' des Großen Buchsteins ist die Gesäuse-Störung als schmaler Graben ausgebildet, der Dachstein-Kalk und N' des Brucksteins auch Jura enthält.

Zwischen dem Dachstein-Kalk des Tamischbachturmes und dem des Gstattersteins ist an der Gesäuse-Störung Dachstein-Dolomit hochgeschuppt. Die Störung wird hier von Gosau-Konglomerat überdeckt.

Die vertikale Sprunghöhe der Gesäuse-Störung läßt sich nur größenordnungsmäßig festlegen. Im W beträgt sie mindestens 1500 m, nimmt aber nach E rasch ab und dürfte N' des Brucksteins und weiter E' nur noch wenige hundert Meter betragen.

Der Grund für diesen bedeutenden Unterschied in der Sprunghöhe ist in dem unterschiedlichen Bau des Gebietes zwischen Gesäuse-Störung und Enns zu suchen.

Der Dachstein-Kalk der Pfannenstielmauer und der Hausmauer grenzt mit NW-SE-streichenden Abschiebungen an den Himbeerstein und liegt unmittelbar auf Werfener Schichten. Dies wird am einfachsten dadurch erklärt, daß der Dachstein-Kalk in diesem Gebiet nach der praegosauischen Ausräumung des Admonter Beckens, die durch Transgression der Gosau auf Werfener Schichten im Admonter Schuppenland belegt ist, in diese Kerbe abgesunken ist.

Der Himbeerstein ist ein flacher Sattel, dessen Achse sich nach E zu allmählich heraushebt. Die Grenze gegen den Bruckstein ist durch eine steile SE-NE-streichende Abschiebung gegeben, die an der Gesäuse-Störung endet.

Am Gstatterstein streicht von SW her eine Abschiebung, die in einer Flexur ausläuft genau in Richtung auf den Gipfel, wo man deutlich das Umbiegen der Dachstein-Kalk-Bänke erkennen kann.

Die Areale in meinem Arbeitsgebiet, in denen Werfener Schichten auftreten, werden seit SPENGLER (1959: 234 f) als Admonter Schuppenzone bezeichnet, obwohl wegen der schlechten Aufschlüsse Schuppenbau allenfalls vermutet werden kann.

Die Abgrenzung der Admonter Schuppenzone betont, daß die inkompetenten Werfener Schichten einen anderen Baustil besitzen als die starren

Karbonate der Mittel- und Obertrias. Auf die Konsequenzen daraus, daß der Verband zwischen beiden häufig gestört ist, soll im Abschnitt über die tektonischen Zusammenhänge eingegangen werden.

Die W' Reichenstein-Gruppe ist in zahlreiche tektonische Schollen zerlegt, die alle als abgesunkene Teile des Kreuzkogels aufgefaßt werden können. Der Kreuzkogel selbst ist ein in sich zerbrochener Sattel.

N' des Kreuzkogels ist der Dachstein-Kalk von Schildmauer, Kreuzmauer und Lärchkogel treppenförmig abgesenkt. Im E grenzt er mit steiler Abschiebung an Wetterstein-Dolomit, nach N ist er auf Werfener Schichten überschoben, was auch hier seine Ursache in der Kerbwirkung des praegosauisch ausgeräumten Admonter Beckens hat.

Der im W des Kreuzkogels gelegene Hahnstein ist ebenfalls an steilen Störungen abgesunken und nach W auf Gosau-Konglomerat aufgeschoben.

Ganz im W der Reichenstein-Gruppe, S' der Scheiblegger Niederalm, liegt eine kleine, in sich völlig zerbrochene, inverse Deck-Scholle aus Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk. Über die Herkunft der Deck-Scholle kann vermutet werden, daß Beziehungen zu den Deck-Schollen (Hüpflinger Schollen) der südöstlichen Gesäuse-Berge bestehen.

Von der E' Reichenstein-Gruppe hat sich nur die Haindlmauer gelöst und ist als „Deck-Scholle“ auf ihr N' Vorland abgeglitten. Ihre Förderweite beträgt maximal 2,5 km, da sie aus Dachstein-Kalk besteht, der in der Zone des riffnahen Rückriffs entstand. Als Ablagerungsraum kommt also nur das Gebiet N' von Kalbling und Sparafeld in Frage.

Die Hauptmasse der E' Reichenstein-Gruppe ist z. T. geringfügig auf die Admonter Schuppenzone überschoben, z. T. besteht ein ungestörter sedimentärer Kontakt von Werfener Schichten über Gutensteiner Dolomit zu Wetterstein-Dolomit.

Zwischen Kreuzkogel und Riffel sind die Schichten zu einer E-W-streichenden Mulde verbogen, deren N-Flügel leicht überkippt ist, von hier nach W und E aber zunehmend flacher einfällt.

Dachstein-Kalk und -Dolomit des Sparafeldes sind nach N auf Wetterstein-Dolomit aufgeschoben. An dieser Störung sind die Raibler Schichten vollständig ausgequetscht worden.

Obwohl im S der Reichenstein-Gruppe die Grenze zu den Werfener Schichten nirgends aufgeschlossen ist, muß hier eine Störung angenommen werden, da nur so die geringe Mächtigkeit der Werfener Schichten erklärt werden kann.

Am Lahngangkogel sind mit fast horizontaler Schubbahn Gesteine der Grauwackenzone auf leicht verfaltete Prebichl-Schichten überschoben. Die völlig isolierte Deck-Scholle hat eine Förderweite von mindestens 2 km.

Kleinere Vorkommen von Gesteinen der Grauwackenzone auf der W-Seite des Lahngangkogels werden teils als Aufragungen des Untergrundes, teils als abgeglittene Teile der Deck-Scholle aufgefaßt.

### 3.2. Zeitliche Einordnung und tektonische Zusammenhänge

Die zeitliche Einordnung der tektonischen Ereignisse, von denen die Gesäuse-Berge betroffen wurden, kann sich nur auf wenige, z. T. mehrdeutige Kriterien stützen. Die wichtigste Zeitmarke bilden die Ablagerungen der Gosau. Leider haben sie in meinem Arbeitsgebiet keine bestimm- baren Fossilien geliefert. In Analogie zur Gosau von Gams (KOLLMANN 1964) kann man sie vielleicht ins Campan einstufen.

Bereits vorgosauisch müssen die Schichten der Gesäuse-Berge tektonisch deformiert worden sein, wie die Transgression von Gosau-Konglomerat auf gefaltete Fleckenmergel nördlich des Himbeersteins beweist. Mit AMPFERER (1935: 79) und entgegen SPENGLER (1959: 234) ist auch die Anlage der Gesäuse-Störung als praegosauisch einzustufen, da die Gosau zwischen Tamischbachturm und Gstatterstein die Störungszone überlagert. Weiter im W ist es freilich auffällig, daß die Verbreitung der Gosau an der Gesäuse-Störung endet. Vermutlich haben an dieser Störung also auch nachgosauische Bewegungen stattgefunden. Dies ist umso wahr- scheinlicher, als auch die Gosau im nördlichen Lauferwald von Störungen durchschnitten wird, und bei deren natürlich postgosauischer Entstehung ist dann die Gesäuse-Störung vermutlich reaktiviert worden. Auch die Stö- rung zwischen Himbeerstein und Bruckstein ist vermutlich praegosauisch, da sie an der Gesäuse-Störung abgeschnitten wird.

SPENGLER (1959: 235) nahm an, daß die Gesäuse-Berge postgosauisch auf die Admonter Schuppenzone überschoben seien, weil der Hahnstein im W auf Gosau aufgeschoben ist.

Einerseits ist aber das Abgleiten des Hahnsteins in der Kerbwirkung des bereits praegosauisch ausgeräumten Admonter Beckens begründet und bedarf also keiner tektonischen Ursache. Andererseits spricht das Auftre- ten von Gosau-Konglomerat auf den N' des Hahnstein gelegenen Dach- stein-Kalk-Staffeln dafür, daß der Hahnstein sich schon praegosauisch in ähnlicher Position befunden hat wie heute. Natürlich muß der Hahnstein postgosauisch weiter abgeglitten sein, dafür spricht nicht nur die Über- schiebung auf Gosau im W, sondern noch tätige Berg-Zerreißen und Störungen in Gehänge-Breccien der Umgebung beweisen, daß diese Be- wegung bis in die jüngste Zeit hinein andauert. Diese Ausführungen über den Hahnstein gelten in analoger Weise auch für den Dachstein-Kalk der Haidlmauer.

Tertiäre Augenstein-Schotter auf Altflächen im Gipfelbereich der Ge- säuse-Berge liegen heute z. T. in Höhen von mehr als 2000 m. Da ihre Herkunft aus der Grauwackenzone abgeleitet werden muß und dieses Ge- biet im S der Gesäuse-Berge heute so viel tiefer liegt, daß dieser Höhen- unterschied wohl nicht allein auf stärkere Abtragung zurückgeführt wer- den kann, muß man eine junge Heraushebung der Kalkalpen annehmen.

Seit AMPFERER (1921) sind die Gesäuse-Berge immer wieder als große Antiklinale, die im Kern zerbrochen ist und nach E allmählich abtaucht, aufgefaßt worden. Nun fallen aber bereits die Schichten am heutigen

Nordrand der Buchstein-Gruppe nach SE ein, ebenso wie im Nordteil der Hochtorn-Gruppe.

Im Kern dieser „Antiklinale“ soll nach AMPFERER (1926: 176 f), SPENGLER (1951: 374) und KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962: 20) durch Erosion eine tiefere tektonische Einheit angeschnitten worden sein. Diese Annahme beruht einerseits darauf, daß der Wetterstein-Kalk in diesem Gebiet mit Dachstein-Kalk verwechselt wurde, andererseits liegt ihr zugrunde, daß der Dachstein-Kalk der Hausmauer, des Himbeersteins und der Haindlmauer als das normale Hangende der Admonter Schuppenzone angesehen wurde. Da Hausmauer und Haindlmauer unmittelbar auf Werfener Schichten liegen, müßte man zugleich eine Schichtlücke vom Anis bis zum Karn annehmen. Diese Schwierigkeit hat schon SPENGLER (1959: 235) erkannt und deshalb angenommen, die Haindlmauer bestünde aus Wetterstein-Kalk und sei das Liegende des Himbeersteins.

Tatsächlich besteht auch die Haindlmauer aus Dachstein-Kalk, wie Funde von rhätischen Dasycladaceen beweisen. Der Himbeerstein ist an der Gesäuse-Störung abgesenkt worden. Hausmauer und Haindlmauer sind infolge der Kerbwirkung des schon praegosauisch ausgeräumten Admonter Beckens abgeglitten. Alle drei Berge gehören der gleichen tektonischen Einheit an wie die übrigen Gesäuse-Berge.

Da ein zusammenhängendes Profil von den Werfener Schieferen des Admonter Schuppenlandes bis in die Mitteltrias nirgends bekannt ist, nahmen SPENGLER und KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN mit Hilfe dieses Horizontes eine Deckentrennung vor und faßten das Admonter Schuppenland als Halbfenster auf.

Bei der alpinen Orogenese war natürlich die Grenze zwischen den mobilen Werfener Schichten und den kompakten Karbonaten der Mitteltrias ein bevorzugter Gleithorizont. Dennoch lassen sich im Gebiet S'W' von Admont zwischen je zwei benachbarten Gliedern der nachfolgenden Reihe zahlreiche Übergänge beobachten. Werfener Schiefer — Salinare Folge — Werfener Kalke — Gutensteiner Dolomit — Wetterstein-Dolomit.

Die Gesäuse-Berge sind demnach nicht großräumig auf die Admonter Schuppenzone überschoben, sondern vielmehr an einem mechanisch vorgezeichneten Horizont vom Untergrund abgeschert und für sich deformiert worden (Stockwerk-Tektonik).

KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) faßten das Admonter Schuppenland als tirolische Einheit auf. Das Hauptargument für diese Anschauung war, daß alle Vorkommen von Haselgebirge ins Perm eingestuft wurden und somit jedes dieser Vorkommen im Hangenden der Werfener Schiefer als Beweis für eine bedeutende Überschiebung zu gelten hätte. Einmal ist das Haselgebirge wenigstens zum größeren Teil ins Oberskyth zu stellen, wie ich im stratigraphischen Teil zeigen konnte, zum anderen wird das plastische Haselgebirge unter Druck z. T. hunderte von Metern weit an oft unbedeutenden Spalten in fremde Gesteine injiziert, so daß aus der heutigen Verbreitung des Haselgebirges in keinem Fall tektonisch relevante Schlüsse gezogen werden können.

Von einer Mürzalpendecke im Sinne von KRISTAN-TOLLMANN &

TOLLMANN (1962) kann also im Bereich der Gesäuse-Berge nicht die Rede sein. Abgesehen von der kleinen Deck-Scholle im Bereich der Scheiblegger Niederalm und der Deck-Scholle aus Gesteinen der Grauwackenzone am Lahngangkogel gehören die Gesäuse-Berge in meinem Arbeitsgebiet einer einzigen tektonischen Einheit an.

Die Westgrenze der Gesäuse-Berge bildet die große Störung, die dem Verlauf des Buchauer Sattels folgt und vielleicht ihre Fortsetzung im Tal des Lichtmeßbaches hat. Jedenfalls ist der Klosterkogel gegenüber der Reichenstein-Gruppe um etwa 300 m herausgehoben.

Nach N sind die Gesäuse-Berge, wie PLÖCHINGER & PREY (1968) zuletzt dargestellt haben, auf das Ternberger-Frankenfelder und das Reichraminger-Lunzer Deckensystem aufgeschoben, im E sind sie vermutlich an die Ötscher Decke anzuschließen.

#### 4. LITERATUR

Es wird hier nur eine Auswahl der wichtigsten Schriften gegeben, die weitere Literatur enthalten. Ein vollständiges Schriftenverzeichnis gibt BÜCHNER 1970.

AMPFERER, O.: Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. — Verh. geol. Reichsanst. **1919**: 133—148, 15 Abb., Wien 1919.

AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — 178 S., 84 Abb., 16 Taf., 1 geol. Kte., Wien (Geol. Bundesanst.) 1935.

BITTNER, A.: Neue Petrefactenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. — Verh. geol. Reichsanst. **1886**: 387—390, Wien 1886.

BÜCHNER, K.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Ober-Steiermark, Österreich). — 118 S., 45 Abb., 3 Beil., Diss. Druck Marburg 1970.

CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserbreccie am Dürrenschöberl (Ennstal, Steiermark). — Ber. Reichsst. Bodenforsch. **1941**: 111—114, Wien 1941.

FISCHER, A. G.: The Lofers cyclothem of the Alpine Triassic. — Kansas geol. Surv. Bull. **169**: 107—149, 38 Abb., Topeka/Kansas 1964 (1966).

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn., Landesmus. „Johanneum“ **24**: 129 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz 1963.

FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. **43**: 1—38, 41 Abb., Tulsa 1959.

FRIEDMAN, G. M.: Terminology of crystallisation textures and fabrics in sedimentary rocks. — J. sediment. Petrol. **35**: 643—655, 11 Abb., Tulsa 1965.

GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ. München, 137 S., 8 Tab., 17 Taf., München 1966.

GRÄF, W.: Graptolithina. — Cat. Foss. Austriae **5 d**: 78 S., Wien 1966.

- HABERFELNER, E.: Graptolithen aus dem unteren Ordoviciun von Gaishorn im Paltental. — Verh. geol. Bundesanst. **1931**: 242—246, Wien 1931.
- HAM, W. E. (Hrsg.): Classification of carbonate rocks — a symposium. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. **1**: 279 S., Tulsa 1962.
- HUSEN, D. VAN: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18**: 249—286, 2 Abb., 1 Taf., 1 Kte., Wien 1968.
- JACOBESHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1961**: 477—483, 2 Tab., Stuttgart 1961.
- KOLLMANN, H. A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). — Jb. geol. Bundesanst. **107**: 71—159, 5 Abb., 4 Taf., Wien 1964.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“. — Mitt. österr. geogr. Ges. **104**: 337—347, 3 Abb., Wien 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzungsber. österr. Akad. Wiss., math-nat. Kl. **171** (2): 7—39, 1 Abb., Wien 1962.
- LANGE, E. G.: Die Geologie der südöstlichen Gesäuse-Berge. (Arbeitstitel) — in Vorbereitung.
- OTT, E.: Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen *Herteroporella* PRATURLTON und *Poikiloporella* PIA (Dasycladaceae). — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **8**: 253—262, 2 Abb., München 1968.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten—St. Gallen — Jb. geol. Bundesanst. **111**: 175—211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1968.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). I. Nordalpine Beispiele. — Mineral. petrogr. Mitt., N. F. **48**: 27—139, 36 Abb., 6 Diagr., 7 Tab., — II. Südalpine Beispiele. — Mineral. petrogr. Mitt., N. F. **48**: 141—209, 10 Abb., 2 Diagr., 6 Tab., Leipzig 1936.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh. **71**: 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen 1968.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst. **102** (2): 193—312, 5 Abb., 1 Kte., Wien 1959.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., 120 Abb., 5 Taf., Wien (Springer Verlag) 1957.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — Abh. senckenb. naturf. Ges. **519**: 123 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt a. M. 1969.

ZAPFE, H.: Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). — Verh. geol. Bundesanst. 1967: 13—27, Wien 1968.

#### Abbildungserläuterungen

- Abb. 1: Stratigraphisches Schema der Gesäuseberge.  
 Abb. 2: Dünnschliff, Probe Bü 21 d, Maßstab: 1 mm  
 Fundort: „Pfannenstiel“ E' Weng bunter Werfener Kalk  
 Abb. 3: Folienabzug, Probe Bü 242, Maßstab: 1 mm  
 Fundort: Gofen-Graben bunter Werfener Kalk  
 Abb. 4: Folienabzug, Probe Bü 315 b, Maßstab: 1 mm  
 Fundort: SE' Gaißentaler Graben bunter Werfener Kalk  
 Abb. 5: Profil durch die Raibler Schichten W' des Gr. Buchstein  
 Abb. 6: Profil durch die Raibler Schichten E' der Riffel  
 Abb. 7: Dünnschliff Probe Bü 136, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: N' Roßkarl Raibler Cidaris Kalk  
 Abb. 8: Folienabzug, Probe Bü 163, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: W' Schildmauer Spongien-Biocoenose mit Peronidella. Die meisten Peronidellen sind von Spongiostromatakrusten umgeben. Die Hohlräume zwischen den Spongien sind im unteren Teil mit gut geschichtetem Feinschutt, im oberen Teil mit chemisch angelagertem Sparit gefüllt.  
 Abb. 9 a, b: Dünnschliff, Probe Bü 345 a, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: W' Stumpfnagelalm Spongien-Biocoenose  
 Es sind deutlich mehrere Generationen von Riffbildnern zu erkennen:  
 1. große Kalkschwämme  
 2. eine dünne Kruste von Foraminiferen und *Microtubus communis*. Rechts neben der Brachiopodenschale ist ein verzweigtes Exemplar von *Microtubus* zu erkennen.  
 3. dicke Krusten von Spongiostromata  
 4. Foraminiferen  
 Abb. 10: Folienabzug, Probe Bü 340 a, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: N' Sparafeld grober Riffschuttkalk mit z. T. umkrusteten Komponenten (Kalkschwämme, Intraklaste, Crinoidenreste) und eine Bryozoe (bisher nicht aus dem Dachsteinkalk bekannt).  
 Abb. 11: Dünnschliff, Probe Bü 112 b, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: Haindlmauer Oosparit mit Biogenen Macroporella, und andere Dasycladaceen, Ooide, Onkoide, coated grains und sehr große lumps.  
 Abb. 12: Dünnschliff, Probe Bü 104 b, Maßstab: 1 cm  
 Fundort: S' Himbeerstein Groß-Onkolithen, Solenoporaceen und Intraklaste in sparitischer Grundmasse. Vermutlich auf Schrumpfung zurückzuführende Hohlräume sind mit mehreren Generationen von intern angelagertem Sparit gefüllt.  
 Abb. 13: Paläogeographie des Dachsteinkalks  
 Abb. 14: Tektonische Karte der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge

Druckfehlerberichtigung zur geol. Karte (Taf. 4):

In der Legende wurden die Signaturen für Wettersteinkalk und Wettersteindolomit irrtümlich vertauscht.



Stratigraphisches Schema der  
Gesäuseberge

Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3

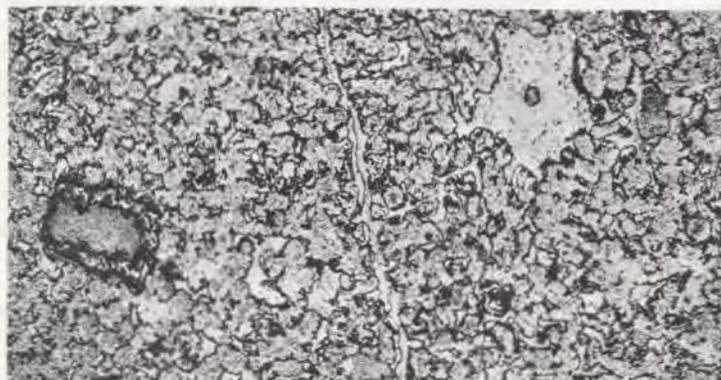


Abb. 4

Profil durch die Raibler Schichten  
w'des Gr. Buchstein

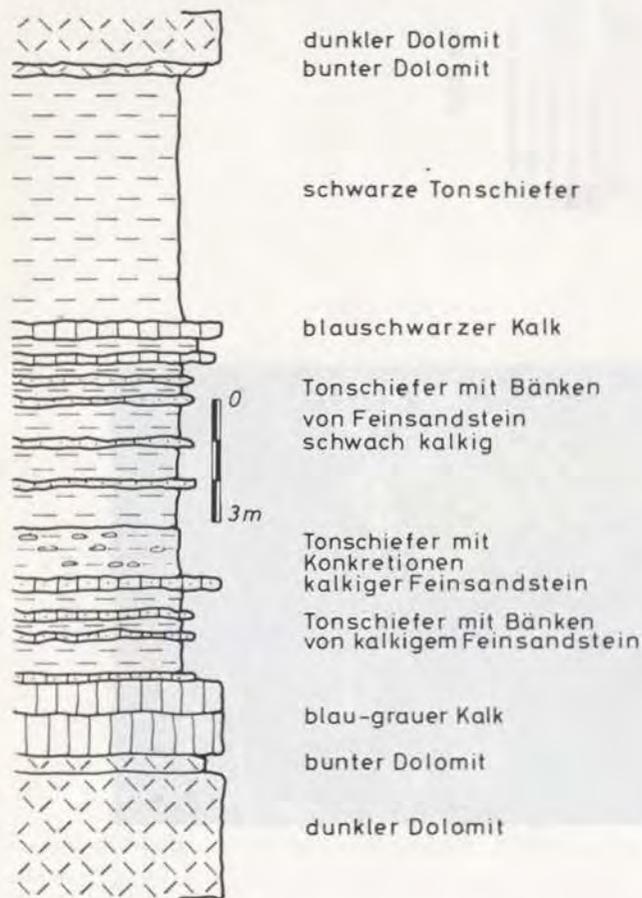


Abb. 5

Profil durch die Raibler Schichten  
E' der Riffel



Abb. 6



Abb. 7

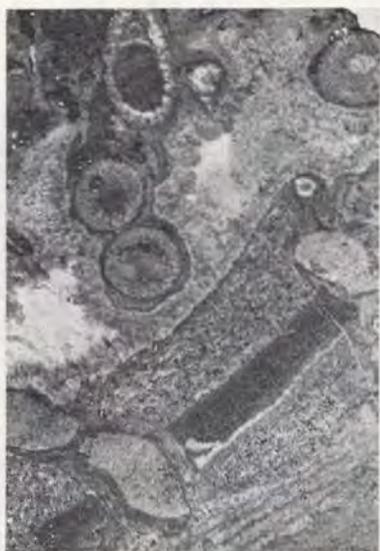


Abb. 8



Abb. 9 a



- Abb
- ▨ Kalkschwämme [1]
  - Foraminiferen (Z) und Mikrotubus
  - ▨ Spongiostromata - Krusten
  - ▨ Biogen- Detritus
  - ▨ intern angelagerter Calcit

Abb. 9 b



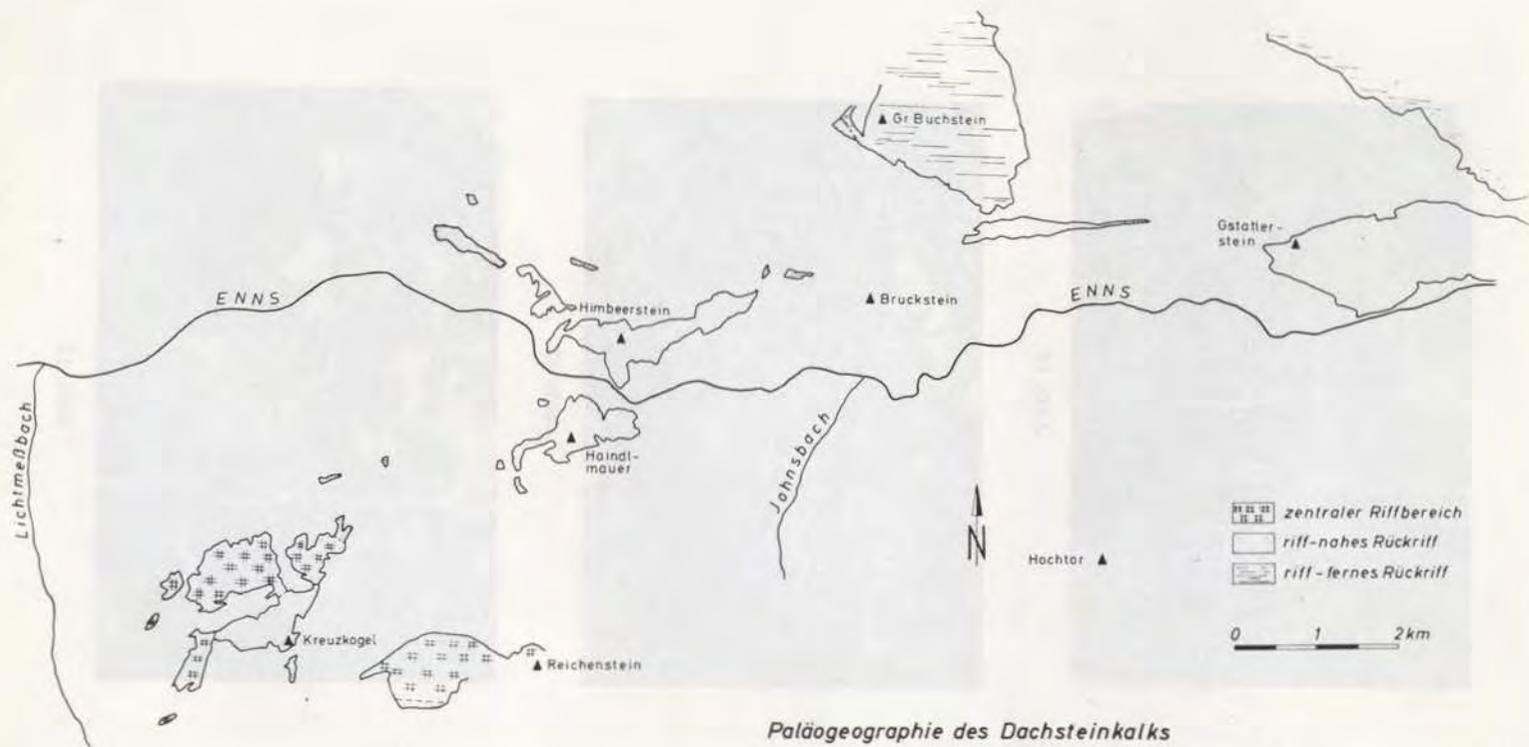
Abb. 10



Abb. 11



Abb. 12



Paläogeographie des Dachsteinkalks

Abb. 13

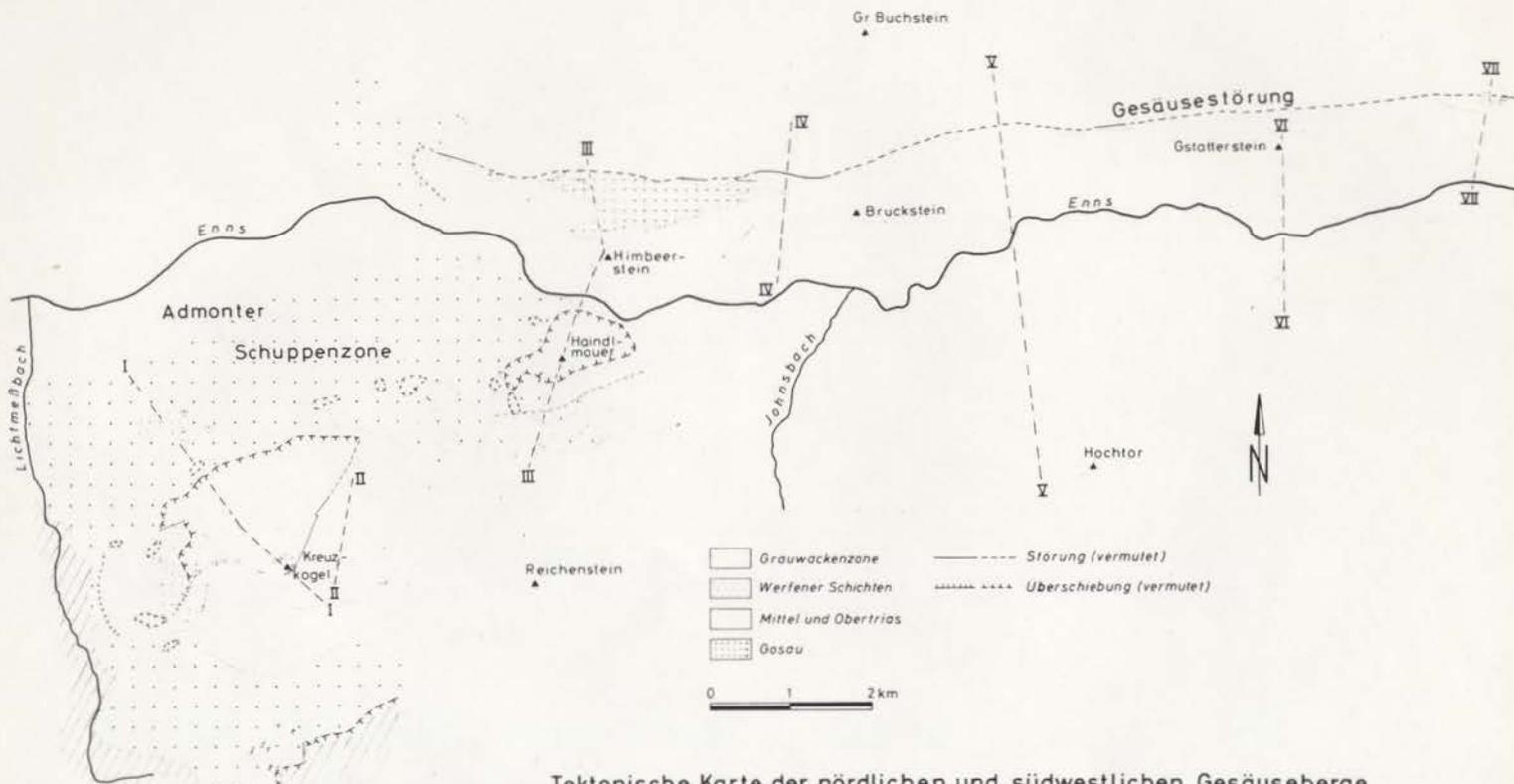
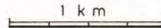


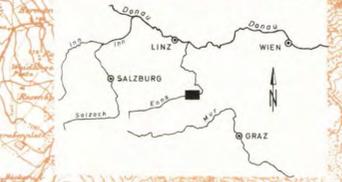
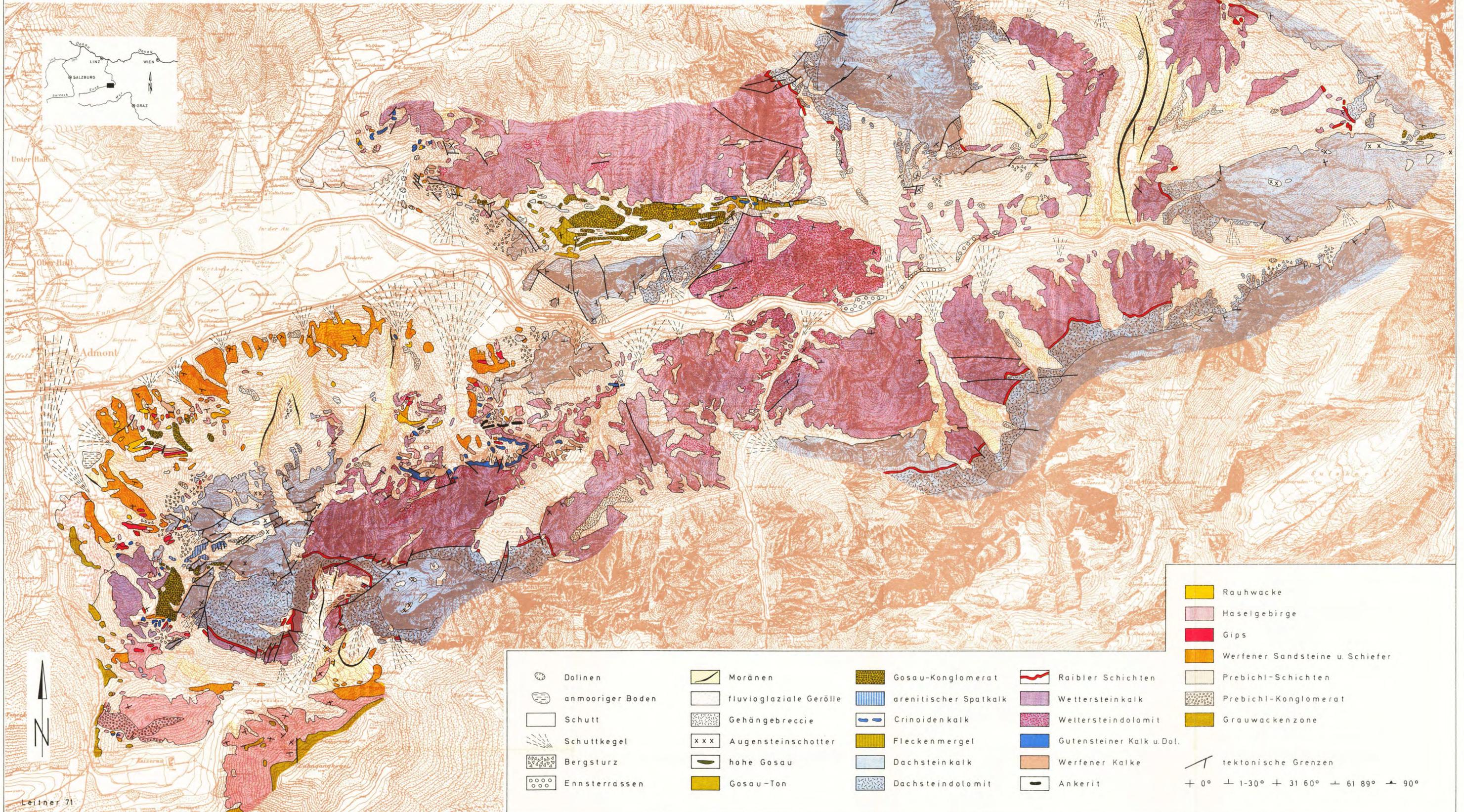
Abb. 14

# GEOL. KARTE DER NÖRDLICHEN UND SÜDWESTLICHEN GESÄUSEBERGE

TAFEL 4

Aufgenommen von K.-H. BÜCHNER, in den Jahren 1964–1967

M 1:25 000 

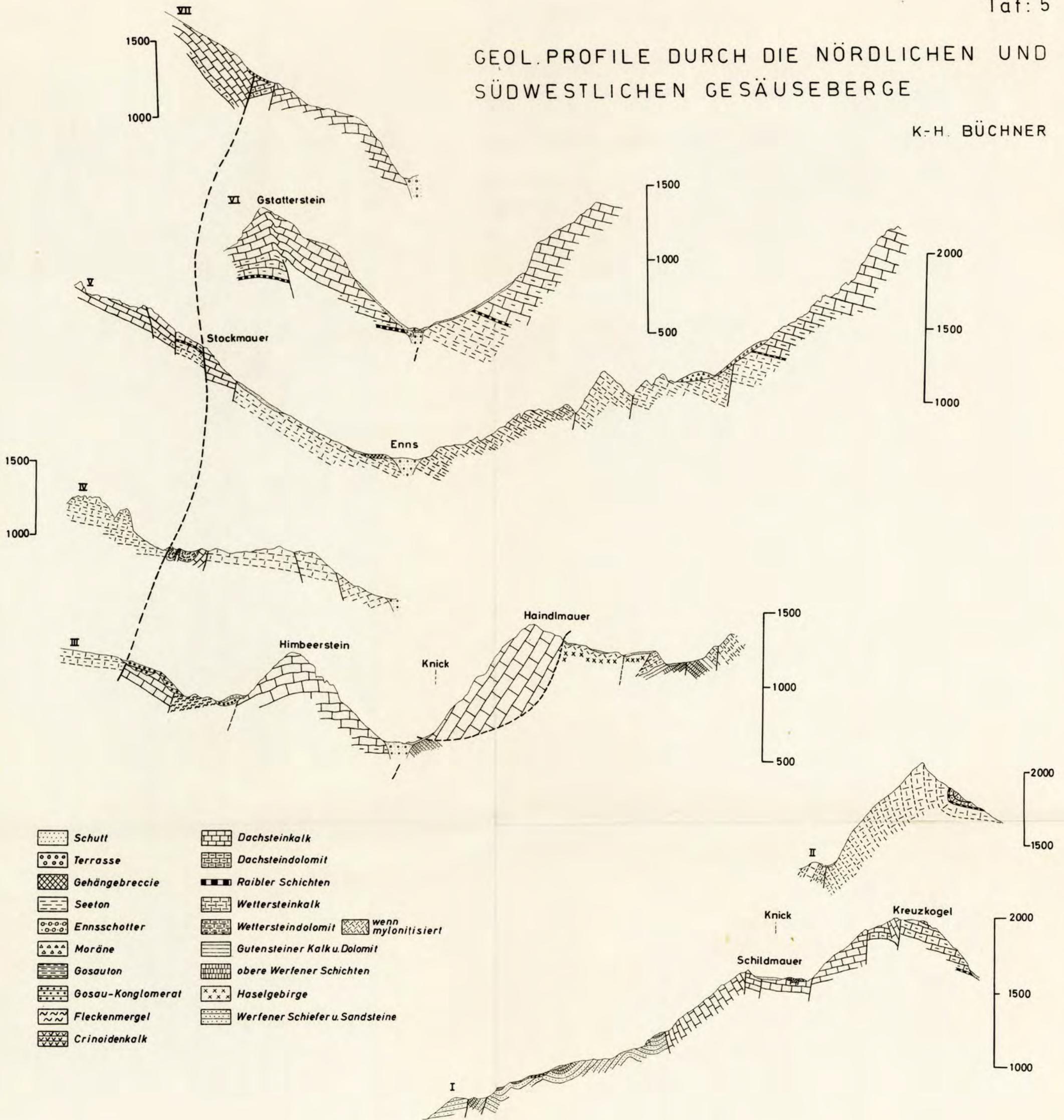


Leitner 71

 Dolinen	 Moränen	 Gosau-Konglomerat	 Raibler Schichten	 Rauhwacke
 anmooriger Boden	 fluvioglaziale Gerölle	 arenitischer Spatkalk	 Wettersteinkalk	 Haselgebirge
 Schutt	 Gehängebreccie	 Crinoidenkalk	 Wettersteindolomit	 Gips
 Schuttkegel	 Augensteinschotter	 Fleckenmergel	 Gutensteiner Kalk u. Dol.	 Werfener Sandsteine u. Schiefer
 Bergsturz	 hohe Gosau	 Dachsteinkalk	 Werfener Kalke	 Prebichl-Schichten
 Ennsterrassen	 Gosau-Ton	 Dachsteindolomit	 Ankerit	 Prebichl-Konglomerat
				 Grauwackenzone
				 tektonische Grenzen
				+ 0° + 1-30° + 31 60° + 61 89° + 90°

# GEOL. PROFILE DURCH DIE NÖRDLICHEN UND SÜDWESTLICHEN GESÄUSEBERGE

K.-H. BÜCHNER



- |                   |                                       |
|-------------------|---------------------------------------|
| Schutt            | Dachsteinkalk                         |
| Terrasse          | Dachsteindolomit                      |
| Gehängebreccie    | Raibler Schichten                     |
| Seeton            | Wettersteinkalk                       |
| Ennsschotter      | Wettersteindolomit wenn mylonitisiert |
| Moräne            | Gutensteiner Kalk u. Dolomit          |
| Gosauton          | obere Werfener Schichten              |
| Gosau-Konglomerat | Haselgebirge                          |
| Fleckenmergel     | Werfener Schiefer u. Sandsteine       |
| Crinoidenkalk     |                                       |