

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark, download unter www.biologiezentrum.at

Band 57  
der MITTEILUNGEN des  
Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark.

B. Wissenschaftliche Abhandlung.

---

# Geologie von Steiermark

Von  
Franz Heritsch.

Mit 5 Einschaltbildern  
auf Kunstdruckpapier, 60 Figuren im Text  
und einer farbigen geologischen  
Karte der Steiermark im  
Maßstabe 1 : 300.000.



GRAZ 1921.

Herausgegeben  
und verlegt vom Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark.

---

Im Kommissions-Verlag bei Ulrich Mosers (J. Meyerhoffs) Buch-  
handlung in Graz.

I 90918



*Der getreuen Gefährtin seines Lebens,  
seiner lieben Frau, zugeeignet  
vom Verfasser.*

## Vorwort des Vereinsausschusses.

Wenn es dem „Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark“ trotz der schweren wirtschaftlichen Bedrängnis der jungen Republik Österreich und damit auch unserer „grünen Mark“, trotz der dadurch bedingten schwierigen Lage im gesamten Geistesleben möglich gewesen ist, das vorliegende Buch herauszugeben, so dankt er dies zunächst der Selbstlosigkeit des geschätzten Herrn Verfassers, der sein wertvolles Manuskript dem Vereine zur Verfügung gestellt hat, ferner der Unterstützung, die er durch bedeutende Subventionen seitens der Unterrichtsverwaltung und des Landes Steiermark gefunden hat, endlich der schönen Opferwilligkeit mehrerer Finanzinstitute, Industriefirmen und Persönlichkeiten, welche namhafte Spenden und Subskriptionsbeiträge dem besonderen Zwecke zu widmen die Güte gehabt haben, und zwar der Steiermärkischen Escomptebank, der Gemeindesparkasse der Stadt Graz, dem Verbande landwirtschaftlicher Genossenschaften in Graz, der Österreichisch-Alpinen Montangesellschaft in Wien, der Kohlenwerk-Gesellschaft m. b. H. in Graz, der Eisenhandels- und Industrie-Aktiengesellschaft Greinitz in Graz, der Veitscher Magnesitwerke-Aktiengesellschaft in Wien, der Graz-Köflacher-Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft in Graz, der Mayr-Melnhof'schen Zentraldirektion in Leoben, den Phönix-Stahlwerken Joh. E. Bleckmann in Mürzzuschlag, den Gebrüder Böhler & Co., Aktiengesellschaft in Wien, der Grazer Waggon- und Maschinenfabriks-Aktiengesellschaft vorm. Johann Weitzer, der Aktiengesellschaft Dynamit Nobel in Wien, der Aktiengesellschaft vorm. Adolf Finze & Co. in Graz, der Steirischen Magnesit-Industrie-Aktiengesellschaft in Wien, der Felten & Guillaume-Aktiengesellschaft in Graz, den Norikumwerken in Graz, den Herren Edmund (Graf) Attems, vormaligen Landeshauptmannes von Steiermark, Kommerzialrat Hans Dettelbach in Graz, Bergrat Dr. Max Gutmann in Wien, Franz (Freiherr) Mayr-Melnhof in Leoben und Fabriksbesitzer Karl Richter in Graz. Ihnen allen spricht die Leitung des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark für die Förderung des Werkes an dieser Stelle den wärmsten Dank aus. Nur durch diese Unterstützungen ist es möglich geworden, den Preis dieses Buches so niedrig zu stellen und es dadurch weiteren Kreisen zugänglich zu machen; möge es die Kenntnis der Heimat erweitern. Die Vereinsleitung geleitet das neue Buch auf seinem Wege in die Öffentlichkeit mit dem alten Bergmanngrüße: „Glück auf!“

Ein Segen ist's der Wissenschaft,  
Stets Neues zu gestalten  
Und gleich des Frühlings Zauberkraft  
Lichtspendend nie zu alten.

(Scheffel, Gaudeamus.)

## Einleitung.

Die Abfassung des Buches, das aus einem geplanten geologischen Führer für die Umgebung von Graz herausgewachsen ist, wäre in der vorliegenden Form unmöglich gewesen, wenn nicht eine Reihe von Faktoren helfenden Beistand geleistet hätte. an erster Linie nenne ich die Geologische Staats-Anstalt in Wien und meine Freunde, die Universitätsdozenten Dr. R. Schwinner und Dr. Fr. Angel.

Die Geologische Staatsanstalt in Wien hat mir in einer wahrhaft seltenen Liberalität die Erlaubnis gegeben, ihre nicht veröffentlichten Manuskriptkarten zur Zeichnung der Figuren 9, 11, 13 und der geologischen Farbenkarte zu verwenden. Diese Zeichnungen und manche andere Linienführung (die letztere ist in den Bemerkungen zur geologischen Karte ausgewiesen, S. 218) entstammen den Aufnahmen der Staatsanstalt.

Mein lieber Freund Schwinner hat mir seine ganzen unveröffentlichten Aufnahmesergebnisse in den Niederen Tauern und im Gebirge von Turrach bis zum Zirbitzkogel zur Verfügung gestellt. Die Auseinandersetzungen über die Stratigraphie von Turrach (S. 25 bis S. 26), die Abschnitte über die Niederen Tauern (S. 130 bis S. 144), über das Gebirge von Turrach—Paal (S. 144 bis S. 146), über das Gebiet von Oppenberg (S. 149) stammen von ihm. Ohne Schwinner wäre mein Buch von vornherein veraltet gewesen!

In derselben Weise hat Freund Angel mir seine unveröffentlichten Studien im Gleinalpengebiete zugänglich gemacht.

Der Staatsanstalt, Schwinner und Angel sei auch hier mein herzlichster Dank ausgesprochen!

Die Geologische Staatsanstalt hat für die Herstellung der Figuren 18, 19, 26, 32 die Klischees ausgeliehen. Dasselbe taten für die Figur 17 die Akademie der Wissenschaften in Wien, für die Figur 46 die Wiener geologische Gesellschaft, und der Naturwissenschaftliche Verein für Steiermark für die Figuren 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 48, 49, 54, 55, 58. Dafür sei herzlichst gedankt!

Der ergebenste Dank sei ferner ausgesprochen dem Redaktionsausschuß des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, besonders Herrn Regierungsrat Dr. K. Hassack und Herrn Direktor Univ.-Professor Dr. R. Scharfetter. Sie haben die Veröffentlichung des Buches ermöglicht, sie haben mit einem für eine Redaktion einzig dastehenden Entgegenkommen das Unternehmen gefördert und dabei weder Zeit noch Arbeit gespart. Ihnen und der durch sie zur Tat gewordenen Unterstützung verdanke ich es, daß das Buch überhaupt und in solcher Form erscheinen konnte.

Voraussetzung für das Verständnis des Buches sind die normalen Mittelschulkenntnisse, die z. B. durch Scharizers „Lehrbuch der Mineralogie und Geologie“ oder durch Abels „Geologie für Realgymnasien“ vermittelt werden. Im folgenden seien noch einzelne Werke angeführt, die dem Anfänger zum Studium nicht genug empfohlen werden können:

Zur ersten Orientierung: J. Walther, „Vorschule der Geologie“ (Jena, bei G. Fischer); A. Berg, „Geologie für jedermann“ (Leipzig, bei Thomas); Schöndorf, „Wie sind geolog. Karten und Profile zu verstehen“ (Braunschweig, bei Vieweg); Höfer, „Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren“ (Braunschweig, bei Vieweg).

Ferner seien empfohlen: Frechs „Geologie“ (in der Sammlung „Aus Natur und Geisteswelt“), Hoernes' „Paläontologie“ (Sammlung Göschen), Felix' „Leitfossilien“ (Leipzig 1906), Weinschenk's „Petrographisches Vademecum“ (Freiburg, bei Herder), Stinys ausgezeichnete und billige „Technische Gesteinskunde“ (Sammlung „Technische Praxis“). Wer tief eindringen will, muß zu den großen Handbüchern von Kayser, Rosenbusch, Zittel usw. greifen.

Über die Geologie der gesamten Ostalpen unterrichtet C. Dieners Werk: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes (Wien 1903). Die österreichischen und deutschen Alpen behandelt F. Heritsch im Handbuch der regionalen Geologie (Bd. II., Abt. 5 a, bei Winter in Heidelberg, 1915). In eingehender Weise beschäftigt sich mit unserem Heimatlande D. Stur in seiner „Geologie der Steiermark“, die vor 50 Jahren erschienen

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark, download unter www.biologiezentrum.at

ist (Graz, 1871). Dieses Buch ist auch heute noch, obwohl es durch den Fortschritt der Erforschung in vieler Beziehung überholt ist, eine überaus wertvolle Fundgrube geologischer Erkenntnisse; es darf keinem Arbeitstisch, an dem steirische Geologie betrieben wird, fehlen. In vieler Beziehung auch geologisch von Wichtigkeit ist das Buch von Hatle: „Mineralien der Steiermark“ (Graz, 1885).

Besonders sei noch aufmerksam gemacht auf die „Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark“. Darin finden sich nicht nur zahlreiche Abhandlungen zur Geologie der Steiermark, sondern sehr wertvolle Besprechungen der neu erschienenen Literatur und die Erörterungen der neuen Mineralfunde.

Jeder, der sich mit der Geologie Steiermarks beschäftigt, wird mit größtem Nutzen die Sammlungen des Joanneums benützen; sie vermitteln die Anschauung — Geologie kann man nicht aus Büchern allein studieren.

---

## INHALT.

	Seite
Vorwort des Vereinsausschusses . . . . .	4
Einleitung . . . . .	5
Inhaltsverzeichnis . . . . .	8
<b>Stratigraphie</b> . . . . .	<b>11</b>
Die vorpaläozoischen Gesteine . . . . .	11
Kalk- und Zentralalpen S. 11; Entstehung der krystallinen Schiefer S. 12; Verbreitung in Steiermark S. 18.	
Das Altpaläozoikum . . . . .	18
Faunistische Charakteristik von Silur und Devon S. 19; Silur der Grauwackenzone S. 20; Silur von Graz S. 20; Devon von Obersteier S. 21; Devon von Graz S. 21.	
Das Jungpaläozoikum . . . . .	24
Allgemeine Charakteristik von Karbon und Perm S. 24; Karbon der Stangalpe S. 25; Karbon der Grauwackenzone S. 26; Perm in Steiermark S. 27.	
Altersunsichere paläozoische Gesteine . . . . .	28
In der Grauwackenzone S. 28; im Ennstal S. 29; Murau-Neumarkt S. 29.	
<b>Trias</b> . . . . .	<b>29</b>
Allgemeine Charakteristik des Mesozoikums S. 29; allgemeine Charakteristik der Trias S. 30; Werfener Schichten S. 31; Faziesgliederung S. 31; Muschelkalk S. 32; ladinische Stufe S. 32; karnische Stufe S. 32; norische Stufe S. 37; rhätische Stufe S. 38; Hallstätter Entwicklung S. 38; Zlambach-Pedata-Fazies S. 38; Aflenzer Fazies S. 39; Überblick S. 39; Trias im Posruck S. 40; zentralalpines Mesozoikum S. 40.	
<b>Jura</b> . . . . .	<b>41</b>
Allgemeine Charakteristik S. 41; Lias S. 42; Dogger S. 43; Malm S. 43; Überblick S. 43.	
<b>Kreide</b> . . . . .	<b>44</b>
Allgemeine Charakteristik S. 44; Unterkreide S. 45; Oberkreide der Kalkalpen S. 45; Oberkreide der Zentralalpen S. 46.	
<b>Tertiär</b> . . . . .	<b>47</b>
Allgemeine Charakteristik des Alttertiärs S. 47; Alttertiär in Steiermark S. 48.	
Allgemeine Charakteristik des Jungtertiärs S. 48; basale marine Mergel S. 48; Foraminiferenmergel S. 49; untermiozäne Süßwasserschichten S. 49; Grunder Schichten S. 51; marine Konglomerate S. 51; Leithakalk S. 52; obere Sande S. 52; Beziehungen von Leithakalk und Grunder Schichten S. 52; sarmatische	

Stufe S. 53; Nordgrenze der Miozänmeeres S. 55; pontische Stufe S. 56; thrazische Stufe S. 56; Vulkangruppe von Gleichenberg S. 57; Basaltvulkane S. 59; Beziehungen der jungtertiären Sedimentation zu den Verebnungsflächen der Kalkalpen S. 60; hochgelegene Talböden S. 61.

#### Quartär . . . . . 69

Allgemeine Charakteristik des Diluviums S. 69; Eiszeit in Steiermark S. 69; Bildungen der Jetztzeit S. 70.

#### Übersicht des Gebirgsbaues . . . . . 72

Allgemeine tektonische Gliederung des Landes S. 72; Falten und Überschiebungen S. 73; tektonischer Typus der Kalkalpen S. 73; tektonische Gliederung der Kalkalpen des Salzkammergutes S. 76; Chronologie der tektonischen Vorgänge im Salzkammergut S. 76; Unterschied der vorgosauischen und tertiären Tektonik der Kalkalpen S. 77; untermiozäne Querbewegung S. 77; Brüche S. 78; tektonische Gliederung im östlichen Teil der Kalkalpen S. 78; Fazies der Kalkalpen S. 78; Verschmälerung der Kalkalpen durch die Gebirgsbildung S. 79; südliche Fortsetzung der Weyerer Bogenfalten S. 79; Stellung der Kalkalpen im alpinen Bau S. 79; die Kalkalpen sind eine Abscherungsdecke S. 80.

Unterschied der kalkalpinen und zentralalpinen Tektonik S. 80; Streichen der Zentralalpen S. 80; der Bogen der Schladminger Tauern zu den Seetaler Alpen S. 80; Paläozoikum auf der Innenseite dieses Bogens S. 81; Bogen der Koralpe zum Rennfeld S. 81; Scharung mit dem Seckauer Bogen S. 81; hohes Alter der zentralalpinen Tektonik S. 81; vorpaläozoische Gebirgsbildung S. 83; Phasen der Gebirgsbildung im Grazer Paläozoikum und in der Stubalpe S. 83; Verhalten der Zentralalpen zur vorgosauischen und tertiären Gebirgsbildung S. 84; jugendliche Bewegungen in der Grauwackenzone S. 85; Senkungen als Einleitung der Gebirgsbildung S. 85; spätere Hebung des Gebirges S. 85; Ost-Westbewegungen S. 86; Alpen und böhmische Masse, Erdbeben S. 86.

Tektonischer Charakter des Hügellandes S. 86.

#### Die nördlichen Kalkalpen . . . . . 87

Mandlingzug S. 87; Dachsteingruppe S. 87; Kammergebirge S. 88; Grimming S. 89; Totes Gebirge S. 92; Stodertal S. 93; Warscheneckgruppe S. 93; Mitterndorfer Senke S. 94; Gebiet nördlich und westlich von Aussee S. 94; Salzlager von Aussee S. 95; Rötelsteingruppe S. 96; Umgebung von Mitterndorf S. 96; Lawinenstein-Tauplitzseen S. 98; Gebiet zwischen Klachau und Paß Pyhrn S. 98; Miozän im Ennstal S. 99; Bosruck S. 99; Hochalpen und Voralpen, Aufbruch von Windischgarsten-Mariazell S. 100; Buchauer Störung S. 100; Gesäuseberge S. 100; Haller Mauern S. 101; Buchstein-Tamischbachturm S. 101; Sparafeld-Reichensteingruppe S. 104; Hochtorggruppe S. 104; Kaiserschild S. 108; Mariazeller Aufbruch östlich der Enns S. 108; Hochschwabgruppe S. 108; Afenzer Berge S. 112; Bucht von Gollrad S. 114; Hohe Veitsch S. 114; Gosau der Krampen S. 115; Dobreinlinie S. 115; Wetterin und Weißalpe S. 115; Neunkögerln, Tonion, Gaisklamm S. 116; Königskogel S. 116; Sauwand S. 116; Student S. 117; Wildalpe S. 117; Proleswand S. 117; Mürschlucht

und Lachalpe S. 118; Schneecalpe S. 121; Rax S. 122; Kalkvoralpen S. 122; Weyerer Bögen S. 123; Voralpe S. 125; Altenmarkt-Brühler Linie S. 127; Umgebung von Großbreifling; Gosau von Gams S. 127; Lassingalpen S. 129; Hauptdolomitgebiet von Abbrenn S. 129; Umgebung von Mariazell und Walstertal S. 129.

### Die Zentralalpen . . . . . 131

Katschbergprofil S. 131; Lungauer Kalkspitze S. 131; Gliederung des westlichen Teiles der steirischen Zentralalpen S. 132; Phyllitzone im Ennstal S. 132; Brettsteinzüge S. 134; Schladminger Tauern S. 141; oberstes Murgebiet S. 144; Turrach S. 144; Paläozoikum von Paal S. 146; Murauer Paläozoikum S. 146; Verhältnisse bei Irdning - Oppenberg S. 149; Rottenmanner Tauern S. 150; Seckauer Tauern S. 150; Scharung mit der Gleinalpe S. 152; Serpentin von Kraubath S. 152; Gebirgszug nördlich von Knittelfeld-Fohnsdorf S. 152; Seetaler Alpen S. 152; Rennfeld S. 155; Brucker Hochalpe S. 156; Gleinalpe S. 156; Stubalpe S. 158; Koralpe S. 166; Posruck S. 166; Grauwackenzone bei Liezen-Admont S. 166; Miozän im Ennstal S. 168; Grauwackenzone des Palten- und Liesingtales S. 168; Grauwackenzone zwischen St. Michael und Bruck S. 175; Reitling-Reichensteingruppe S. 176; Erzberg S. 177; Grauwackenzone im Mürzgebiet S. 178; Gneiszüge im nördlichen Mürzgebiet S. 181; zentralalpines Mesozoikum im Mürzgebiet S. 182; Pretulalpe S. 185; Wechsel S. 186; Teufelstein S. 187; Krystallin östlich vom Grazer Paläozoikum S. 187; Paläozoikum von Graz S. 189; Kainacher Gosau S. 200; Inseln nördlich des Gebirgsrandes S. 200; Jungtertiär innerhalb der Zentralalpen S. 200.

### Das Hügelland . . . . . 202

Allgemeines S. 202; Miozän am Rand des Posruck S. 203; Wies-Eibiswalder Revier S. 203; Umgebung von Gleinstätten-St. Florian S. 203; Gebiet zwischen Pöls und Wildon S. 204; Wildon S. 204; Sausalgebirge S. 204; Gamlitz S. 206; Gebiet südlich von Gamlitz S. 207; tektonische Linie des Murtales zwischen Wildon und Spielfeld S. 207; Braunkohlengebiet von Köflach - Voitsberg S. 208; Tertiär zwischen Köflach und Graz S. 208; Grazer Feld S. 209; Basalt von Weitendorf S. 209; Leithakalk von Afram-Weißenegg S. 209; sarmatische Schichten von der Mur bis Gleichenberg S. 210; Eruptivgebiet von Gleichenberg S. 210; Basalttuffe im Raabgebiet S. 215; Tertiär nördlich der Raab S. 216; Tertiär östlich von Graz S. 216; Tertiär im nordöstlichen Teil Steiermarks S. 217.

### Schlußwort . . . . . 218

### Bemerkungen zur Karte . . . . . 218

### Literaturangaben . . . . . 219

## Schichtfolge oder Stratigraphie.

An keiner Stelle der Erde sind die Bildungen aller geologischen Formationen übereinander anzutreffen. Die Ursache dafür liegt in den verschiedenen tektonischen Schicksalen der einzelnen Gebiete, durch welche einerseits Untersinken unter den Meeresspiegel oder Aufhäufung terrestrischer Ablagerungen oder andererseits Abtragung vorher gebildeter Gesteine bedingt wird. In unserem Heimatlande fehlt das Kambrium vollständig, vom Alttertiär sind nur Spuren, von der Unterkreide ist nur ein spärlicher Rest vorhanden. Wenn wir von den altkrystallinen Bildungen, über deren ursprünglichen Sedimentcharakter schwer zu urteilen ist (soweit sie überhaupt ehemalige Sedimente sind), absehen, so können wir sagen, daß der größere Teil der Gesteine unseres Landes im Meere entstanden ist. Silur, Devon, Mesozoikum und ein großer Teil des Jungtertiärs sind marine Bildungen. Die Besprechung der Schichtfolge wird zeigen, daß nicht immer Meer vorhanden war, sondern daß sich zwischen die Phasen mariner Schichtbildung Zeiten eingeschaltet haben, in denen Teile unseres Landes landfest gewesen sind. Die Besprechung der Schichtfolge beginnt mit den ältesten Gesteinen und führt durch die geologische Vergangenheit bis an die Schwelle der Jetztzeit.

### Die vorpaläozoischen Gesteine.

Die fossilführenden Gesteine setzen in den Ostalpen mit dem Silur ein. Es wird im folgenden gezeigt werden, daß im „Urgebirge“, in den Zentralalpen Steiermarks eine große Fläche von paläozoischen Gesteinen eingenommen wird, daß sogar mesozoische Bildungen vorhanden sind. Der geologische Begriff „Urgebirge“ (das sind die stratigraphisch unter dem Paläozoikum liegenden Gesteinsserien) deckt sich nicht mit dem schulgängigen Begriff, denn nur ein Teil des „Urgebirges“, das ist der Zentralalpen, gehört der vorpaläozoischen Gesteinsgruppe an. Dem Schulgebrauche entspricht es, von Zentralalpen und

Kalkalpen derart zu sprechen, daß den beiden Gebieten, ausgehend von dem im allgemeinen bestehenden großen morphologischen Unterschied, eine absolute Verschiedenheit der Gesteine zugeschrieben wird, derart, daß in dem einen nur Kalksteine, im anderen nur „Urgesteine“, das sind krystalline Schiefer, vorkämen. In beiden Fällen ist das nur im großen ganzen richtig, denn weite Gebiete der Zentralalpen werden von kalkigen Serien aufgebaut und andererseits findet man in den Kalkalpen viele kalkfreie Gesteine als wesentliche Bauelemente. Doch ist immerhin der Unterschied so weitgehend, daß Kalk- und Zentralalpen einander gegenübergestellt bleiben müssen und daß man mit Recht von einer Grenze zwischen beiden reden muß.

Im Rahmen der stratigraphischen Gliederung tritt der Unterschied von Kalkalpen, die aus dem Mesozoikum stammen, und der Zentralalpen, die hauptsächlich von paläozoischen und älteren Gesteinen erbaut sind, scharf hervor. Die Gesteine der Zentralalpen haben, soweit sie nicht Karbonate oder Sandsteine sind, den Habitus der krystallinen Schiefer; sie haben also ein Aussehen, das jenem der vor unseren Augen entstehenden Gesteine fremd ist. Die Bildung von Absatz- (Sediment-) und von vulkanischen Gesteinen kann von uns direkt beobachtet werden und die Geologie betrachtet die Gesteine der geologischen Vergangenheit unter dem Gesichtspunkt, daß früher keine anderen Kräfte tätig waren als heute, daß also die Gesteine der Vergangenheit denselben Kräften ihre Entstehung verdanken, die heute gesteinsbildend wirken. Das heißt man das Prinzip des Aktualismus. Die krystallinen Schiefer weichen in ihrer Beschaffenheit von den jetzt zur Bildung kommenden Gesteinen ab; um ihren Habitus zu erklären, ist daher die Einführung hypothetischer Vorstellungen nötig, die zur Ansicht führen, daß ursprüngliche Sedimente oder massige Gesteine eine Umwandlung, Metamorphose, zu krystallinen Schiefeln mitgemacht haben.

Die krystallinen Schiefer<sup>1</sup> waren entweder Sedimente oder vulkanische Gesteine. Es kann sowohl aus einem Granit als auch aus einem Tongestein ein Gneis werden; im ersten Fall spricht man von einem Orthogneis, im letzteren von einem Paragneis, denn durch Voranstellen des Wortes Ortho- bezeichnet man die Herkunft aus einem ursprünglich glutflüssigen Gestein, mit dem Worte Para- die Abstammung von einem Sediment. Die Metamorphose besteht in einer mechanischen Umlagerung oder mechanischen Weiterbildung einer älteren Struktur und in einer Umkrystallisierung im wesentlichen ohne Änderung des chemischen Bestandes. Die Umwandlung muß in einiger Tiefe der Erdkruste vor sich gehen.

Als Faktoren der Metamorphose kommen folgende in Betracht: Der Träger der Umkrystallisation ist ein Lösungsmittel, gefunden in dem sehr kleinen Wassergehalt der Gesteine. Wichtig ist die Erhöhung der Löslichkeit durch den Druck und besonders durch die höhere Temperatur in der Tiefe. Steigerung des Druckes bewirkt Auflösung, Erniedrigung aber Krystallisation. Unter hohem Druck bilden sich Verbindungen mit vermindertem Volumen (so gibt Olivin + Anorthit, deren Molekularvolumen  $43.9 + 101.1 = 145.0$  ist, den Granat mit dem Molekularvolumen 121. Auch für Gesteine gilt dieses Volumengesetz, denn aus Gabbro wird Eklogit, wobei das Molekularvolumen von 550.4 auf 479.4 fällt). Der Druck kann allseitig (hydrostatisch) oder einseitig (Streß) sein; der erstere geht in den letzteren nach oben hin über. Der Streß bewirkt eine Neuordnung durch Stoffaustausch mit der nächsten Umgebung. Dabei herrscht neben dem Volumengesetz das Prinzip von Riecke, das besagt, daß an Stellen eines Körpers, wo Druck herrscht, Auflösung, wo kein oder geringerer Druck da ist, Absatz resultiert. Noch etwas kommt in Betracht. Da die Schieferung die Abbildung eines früheren Gefüges ist, so sind die Schieferungsflächen die Ebenen größerer Wegsamkeit für Lösungen, in ihnen können die Krystalle leichter weiter wachsen und es ergibt sich dadurch auch eine Verstärkung der Schieferung ohne Druck, eine Ausgestaltung der Schieferstruktur durch die Richtung des Krystallwachstums. Die Neubildung der Minerale erfolgt von den bereits in der Richtung der Schieferung (s-Flächen) angeordneten Keimen aus, man spricht von Krystalloblastese (Krystallsprossung). Gerichtet sind diese Keime deswegen und sind daher die Grundlage der Schieferstruktur, weil die Schieferung die Abbildung eines früheren Gefüges, z. B. der Feinschichtung eines Sedimentes, ist. Durch die Metamorphose wird der charakteristische Mineralbestand der krystallinen Schiefer hervorgebracht, der sie vielfach von den massigen Gesteinen unterscheidet. Aber auch innerhalb der krystallinen Schiefer ergeben sich große Differenzen im Mineralbestand, welche mehrere Gruppen erkennen lassen. Diese Unterschiede sind in der verschiedenen Umwandlungstiefe der Gesteine begründet. Man unterscheidet drei Tiefenstufen, die nicht Altersstufen sind; im großen ganzen gelten die Tiefenstufen, im Detail ergeben sich manche Widersprüche. Man unterscheidet folgende Tiefenstufen oder Zonen:

a) Oberste Zone: Temperatur relativ niedrig, Streß stark, hydrostatischer Druck ohne Bedeutung, Möglichkeit des Ausweichens groß, daher vorwiegend mechanische Gesteinsumformung. Die Mineralneubildungen stehen unter der Herr-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
 schaft des Volumgesetzes. Wasser reichlich vorhanden, daher Bildung OHhaltiger Minerale. Bezeichnende Minerale: Serizit, Chlorit, Talk, auch Hornblende, Zoisit, Epidot. Charakteristische Gesteine: Quarzphyllit, Serizitphyllit, Talkschiefer, Chloritoidschiefer usw.

b) Mittlere Zone: Temperatur bedeutend höher; sie und der Streß wirken noch auf Volumverminderung. Kataklyse, das heißt Zertrümmerung, tritt zurück. Das Riecke'sche Prinzip beherrscht die Form der Minerale, deren bezeichnendste Muskowit, Mikroclin, Oligoklas, Biotit, Zoisit, Hornblende, Staurolith, Granat und Disthen sind. Die Mehrzahl der Gneise und Glimmerschiefer gehört in die zweite Stufe.

c) Tiefste Zone: Die sehr hohe Temperatur ist der maßgebende Faktor. Keine Herrschaft des Volumgesetzes. Hydrostatischer Druck wegen der Mächtigkeit der Überlastung groß. Die Bildungen gleichen den Kontaktgesteinen an Tiefengesteinen und den Tiefengesteinen selbst. Charakteristische Minerale: Staurolith, Sillimanit, alle Plagioklase, Augite. Bezeichnende Gesteine: Granulit, Eklogit, Sillimanitgneis, Staurolithgneis.

Unterliegt ein Diabas (das ist ein Eruptivgestein aus basischem Plagioklas, Augit, Olivin und glasiger Grundmasse) der Metamorphose, so werden in der obersten Zone die Plagioklase zertrümmert und in Epidot und Albit umgesetzt, der Olivin wird serpentinisiert, der Augit wird zu Chlorit. Es entsteht so ein Grünschiefer, denn das ursprünglich massige Gestein wird geknetet, wobei sich die blätterigen oder tafeligen Minerale parallel stellen. In der mittleren Zone erfolgt eine Umkrystallisation, indem der Augit zu Hornblende und aus dem Olivin + Anorthitmolekülen der basischen Plagioklase Granat wird; der albitische Anteil der Plagioklase scheidet sich als Albit aus. Es entsteht ein Granatamphibolit. In der tiefsten Zone entsteht ein Eklogit, indem aus dem Augit + Albit der Omphazit wird, während sich der Granat wie oben bildet.

Ein Quarzporphyr gerät in die oberste Zone. Seine Grundmasse wird entglast und serizitisiert, das heißt sie wird in ein sehr feinschuppiges Gemenge von Serizit, Quarz und Feldspat umgesetzt. Biotit wird chloritisiert, die Einsprenglinge von Quarz bleiben ganz, jene von Feldspat in zum Teil serizitiertem Zustande erhalten. Das Gestein ist zu einem Porphyroid geworden. Dabei kann das massige Gefüge des Gesteins fast unversehrt erhalten bleiben und nur die Chlorite sind parallel gestellt. Bei starker Pressung (Streß) werden die Einsprenglinge in Linsen und Strähne in s zerlegt, eventuell zu

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

eckigen Splintern auseinandergezogen, dadurch sowie durch die Parallelstellung der Chlorite wird eine ausgeprägte Schieferstruktur erzeugt. In beiden Fällen sind die Porphyroide grün, was sie dem Chlorit verdanken. Quarzreiche Porphyre können sogar einen quarzitären Habitus bekommen.

Ein Tongestein wird in der obersten Stufe zu Phyllit; es erreicht unter Ausbildung älterer Gefügefächern (Feinschichtung) und wegen des Umstandes, daß auf diesen Gefügefächern kleine, durch den Streß hervorgerufene schiebende Bewegungen im Gefüge (Teilbewegungen) sich ereignen, den feinblättrigen phyllitischen Habitus. Dabei ändert sich der Mineralbestand: Quarz wird aus dem Ton übernommen; Kalzit und andere Karbonate sind aus dem Ton vorhanden; der Ton enthält Glimmer in kleinsten Schüppchen, die Keime darstellen, aus denen sie in s weiterwachsen, da s die Richtung der leichtesten Bewegung für Lösungen ist. Feldspatpartikel sind schon im Ton vorhanden, sie sind die Keime zur weiteren Feldspatbildung. Das Gestein ist so zum Phyllit geworden. — In der zweiten Tiefenstufe bleiben Quarz und der Glimmer unverändert, der Feldspat wächst durch Sammelkrystallisation weiter; aus Kalzit, etwas Quarz und der im Phyllit noch vorhandenen kaolinischen Substanz werden Zoisit und Epidot. Das Schiefergefüge bleibt erhalten. Das Gestein ist ein Paragneis der zweiten Tiefenstufe. — In der untersten bleiben Quarz und Glimmer unverändert; der Feldspat wächst weiter, vielleicht auch durch Zufuhr von Material aus nahen Gebieten von feuerflüssigen Tiefengesteinen; Zoisit und Epidot werden resorbiert und es entstehen Sillimanit oder Disthen oder Staurolith. Das Gefüge bleibt erhalten oder es nähert sich hinsichtlich der Beziehungen der Minerale zu einander der den kontaktmetamorphen Gesteinen eigenen Hornfelsstruktur. Das Gestein ist ein Paragneis der dritten Tiefenstufe geworden, es hat den Mineralbestand granitischer Gesteine, wenn es keinen Sillimanit, Disthen oder Staurolith führt, erreicht, hat aber nicht die chemische Zusammensetzung des Granites, sondern die eines Sedimentes.

Ein grobkörniger porphyrischer Granit erstarrt in der Tiefe und macht bei der Hebung aus der Tiefe unter gleichzeitigem Druck eine Reihe von Umwandlungen durch. In der tiefsten Zone erfolgt durch die Knetung des Gesteins die Parallelstellung der einsprenglingsartigen Feldspate und der Biotite. Die Mineralkomponenten werden umgelagert, aber in derselben Art wieder ausgeschieden; es ändert sich also nur die Struktur, diese überdies auch noch dadurch, daß die großen Minerale

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)

an Größe zu-, die kleinen aber abnehmen (Sammelkrystallisation). Das Gestein wird zum porphyrischen Granitgneis. In der mittleren Zone zertrümmert der Streß die Quarze und Feldspate; es entstehen linsen- und lagenförmige Aggregate neugebildeter Feldspate und Quarze. Die Plagioklase zerfallen vielfach in Albit und Zoisit. Das Endergebnis ist ein stark schieferiger mittelkörniger Gneis. In der obersten Zone zeigt das Gestein mechanische Umwandlung durch Zertrümmerung der Quarze, Zerquetschung der Kalifeldspate und Serizitbildung, Umlagerung der Plagioklase in Albit, Zoisit und Glimmer, Zerfall der Biotite in Epidot, Titanit, Magnetit. Das Endprodukt ist ein sehr durchgeschieferter Gneis, dessen ursprünglich große Feldspate und Quarze noch in den Lagen dieser Minerale zu erkennen sind.

Strukturell sind die krystallinen Schiefer durch die Parallelstellung ihrer mineralischen Komponenten charakterisiert. Den Mineralen fehlt gewöhnlich die Entwicklung von Krystallformen; meist handelt es sich um linsige, flatschige, rundliche Formen. Häufig sind die Minerale, wie man im Dünnschliff sieht, skelettartig entwickelt. Die Schieferung ist entweder auf ein vor der Metamorphose im Gestein vorhandenes Gefüge (z. B. auf eine Schichtung) zurückzuführen oder sie ist die durch Bewegung erfolgte Weiterbildung einer Ungleichmäßigkeit des ursprünglichen Gefüges; so werden z. B. durch knetenden Druck die Glimmerblättchen eines ursprünglich massigen Granites parallel gestellt, der Granit wird zum Granitgneis und, wenn die Durchbewegung weitergeht, zum Gneis. Die zu Schiefem gewordenen Gesteine machten daher Teilbewegungen im Gefüge mit, durch welche die Schieferung ausgearbeitet wird. Auf diese Weise reagieren die Schiefer auf tektonische Bewegungen und diese Teilbewegungen summieren sich zu größeren tektonischen Bewegungen. Die durch gebirgsbildende Spannungen ausgelöste Umprägung präexistierenden Gesteinsmaterials zu krystallinen Schiefem bedingt entweder chemisch-physikalische Veränderungen oder mechanischen Umsatz oder eine Verbindung beider, wie oben auseinandergesetzt ist. Da nun die Entstehung der Schieferstruktur durch Bewegungen im Gestein bedingt ist, so sind alle krystallinen Schiefer tektonisch durchbewegte Gesteine. Durch die Teilbewegungen wird das in Schiefem so häufige linsenförmige Verflachen der mineralischen Komponenten hervorgebracht; so wurden z. B. die porphyrischen Einsprenglinge der Blasseneck-Porphyroide zu Linsen gestreckt oder es werden ursprünglich quer durchgreifende Gänge zu Linsen umgefaltet. So sind die Pegmatitgneise des Altkrystallins, die ursprünglich gangartig ihre Umgebung durchsetzt haben, durch Umfaltung in die

Schieferungsflächen eingeschaltet worden und erscheinen als Linsen oder Blätter der Schieferung parallel. — Die Art der Teilbewegung<sup>2</sup> hängt ab 1. von den mechanischen Eigenschaften des Materiales (z. B. davon, ob Gefügeflächen vorgezeichnet sind oder nicht), 2. vom Grad und der Art der Belastung, unter der die Deformation erfolgt (z. B. davon, ob Ausweichen möglich ist, dann ob die Umformung brechend oder fließend erfolgt), 3. von der Änderung der Existenzbedingungen der Minerale (Änderung von Druck und Temperatur, Reaktion der Minerale auf einander oder auf zugeführte Lösungen, das heißt im ganzen von der chemischen Mobilisation des Gefüges).

Von großer Wichtigkeit ist die Erkenntnis, daß es Gebirgsteile gibt, die älter sind als die Krystalloblastese. In Gesteinen mit Kleinfaltung läßt sich in den Faltenquerschliffen feststellen, daß der intensiven Faltung keine Zerbrechung der mineralischen Komponenten entspricht; das Gestein erscheint bruchlos gefaltet; in den Faltenquerschliffen sieht man weder die Quarze zerbrochen oder optisch gestört, noch sind die Glimmer gebogen. Daher ist die Krystallisation jünger als die Faltung. Es ist also ein altes Faltengefüge krystallin abgebildet und man spricht daher von Abbildungskrystallisation; in diesen Gesteinen sind die Spuren der mechanischen Umformung durch die nachfolgende Krystallisation zerstört. Wo Abbildungskrystallisation herrscht, hat man krystallin erstarrte ältere Struktur vor sich, also z. B. ein gefaltetes Gebirge, über das eine Krystallisation ging. Die Erkenntnis der Existenz von präkrystallinen Gebirgen ist von großer geologischer Bedeutung.

Die Entstehung der krystallinen Schiefer wurde früher erörtert unter der Voraussetzung, daß die Metamorphose immer höher wird. Das Vorhandensein von Gesteinen der unteren Tiefenstufen zeitigt den Schluß, daß der Prozeß der Metamorphose nicht ohne weiteres umkehrbar ist. Wenn höher krystalline Schiefer niedriger krystallin werden, spricht man von Diaphthorese beziehungsweise von Diaphthoriten. Diese sind mineralogisch dadurch charakterisiert, daß sich typische Minerale der oberen Tiefenstufe auf Kosten derjenigen der unteren Tiefenstufe bilden (z. B. Ersetzung des Cordierites durch Glimmer + Chlorit). Die Bildung von Diaphthoriten geschieht im schon deformierten Gefüge, ohne daß immer sichere Zusammenhänge mit einer neuen Teilbewegung im Gefüge, das ist mit Gebirgsbildung, zu erkennen sind.

Die krystallinen Gesteine unseres Gebirges werden in weiten Gebieten von halbkristallinen oder weniger krystallinen (oberste Zone!) Gesteinen paläozoischen Alters überlagert.

Überall ist zwischen dem Hochkrystallin und dem Paläozoikum ein scharfer Schnitt in der Metamorphose vorhanden. So liegen z. B. über den Gneisen der Stubalpe die paläozoischen Bildungen von Graz, mit ganz scharfer Grenze liegt da die oberste Tiefenstufe auf der untersten. Daraus ist zu schließen, daß die Metamorphose des Altkrystallins abgeschlossen war, als die Ablagerung des Paläozoikums begonnen hat, das heißt, daß das Altkrystallin ein altes Gebirge gegenüber dem Paläozoikum ist; das Altkrystallin (das sind die krystallinen Schiefer, über denen das Paläozoikum normal aufliegt) war bereits ein gefaltetes und dann durch Abtragung erniedrigtes, eingebnetes Gebirge, als die Überflutung durch das altpaläozoische Meer eintrat, als das Paläozoikum über die abgetragenen Falten des Altkrystallins transgredierte<sup>3</sup>. Alles Vorpaläozoische der Alpen ist, soweit es nicht diaphthoritisirt wurde, hochkrystallin.

Zum Altkrystallin gehören die Niederen Tauern fast zur Gänze, ferner die Unterlage des Karbons der Stangalpe und des Murauer Paläozoikums, die Seetaler Alpen, der lange Bogen vom Posruck über Kor-, Stub-, Glein- und Hochalpe zum Rennfeld, die Gneiszüge nördlich vom Mürztal und der größte Teil des oststeirischen Gebirges, soweit da nicht paläozoische oder jüngere Gesteine auftreten.

Die wichtigsten Gesteine des Altkrystallins sind alle Gneise und Glimmerschiefer, die Amphibolite, Eklogite, Granulite, Marmore. Unser steirisches Altkrystallin ist sehr verschiedenartig zusammengesetzt. Wir sehen die großen Gneisgranitmassen der Seckauer Alpen und des Bösenstein, der Wildstelle, der Gleinalpe, die Orthogneismasse des Ammering, dann die weiten Paragneisgebiete der Koralpe und der Stainzer und Köflacher Berge, die mächtigen Hornblendegesteinszüge der Stubalpe. Als belebendes Element ziehen durch die Schiefergesteine Bänder von Marmoren, die sich oft auf lange Strecken verfolgen lassen. — Wenn man ein Gebiet des Altkrystallins im Detail studiert, dann sieht man die denkbar größte Komplikation<sup>4</sup>, über die eine Übersichtskarte keine Auskunft geben kann.

Die Abgrenzung des vorpaläozoischen Gesteins von dem paläozoischen kann unsicher werden; daher ist im folgenden (S. 28) eine Gruppe der fraglich paläozoischen Gesteine ausgeschieden, die aber in ihrem metamorphen Zustande in ihrer Zugehörigkeit zur obersten Tiefenstufe sich vom Altkrystallin unterscheidet.

### Das Altpaläozoikum.

Von den drei großen Abteilungen des Altpaläozoikums fehlt die älteste, das Kambrium, den Alpen. Das Silur ist

wenigstens in Steiermark nur in einer schlechten Ausbildung vorhanden. Von den reichen Fossiltschätzen anderer Länder, auch von der trefflichen Entwicklung in den Südalpen, ist bei uns nichts zu finden, Versteinerungen sind sehr selten. Besser steht es mit dem Devon, das wenigstens in der Umgebung von Graz eine vortreffliche, der niederrheinischen vergleichbare Entwicklung hat; das Grazer Devon braucht den Vergleich mit der vorzüglichen Entwicklung der Karnischen Alpen nicht zu scheuen.

Die Entwicklung des Lebens auf unserem Planeten zeigt vom Kambrium zum Silur einen außerordentlichen Fortschritt; dem bescheidenen tierischen Leben des Kambriums steht ein Aufblühen der Tierstämme im Silur gegenüber, das den Charakter einer explosiven Entwicklung hat. Die Tiergesellschaft des Silurs und die im großen ganzen wenig veränderte des Devons hat einen überaus fremdartigen Charakter, dem tiefen Altertum der Erde entsprechend. Im Silur sind eigenartig organisierte Kruster, die ausgestorbenen Trilobiten, herrschend. Ebenso verbreitet sind die Armfüßler oder Brachiopoden. Große Bedeutung haben die Kopffüßler oder Cephalopoden, deren erstes reichliches Auftreten in diese alte Zeit fällt; fast alle gehören zur Abteilung der Nautiloidea, deren letzter Nachkomme, Nautilus, noch jetzt lebt; im Silur sind besonders die stabförmigen Nautiloidea, die Orthoceren, häufig. Schnecken und Muscheln haben noch eine ganz geringe Bedeutung. Am Boden der Meere waren Wälder von Seelilien oder Crinoiden angesiedelt, deren Stielglieder ganze Kalkbänke zusammensetzen (Crinoidenkalk). Von den Korallen sind die beiden ausgestorbenen Gruppen der Rugosen und Tabulaten zu nennen. Die jüngste Phase des Silurs ist durch das Auftreten der ersten Fische ausgezeichnet.

Das Devon hat eine dem Silur recht ähnliche Fauna, die eine Weiterbildung der silurischen ist; der faunistische Gegensatz von Silur und Devon ist klein im Vergleiche zu jenem zwischen Kambrium und Silur. Dem Silur ist die devonische Brachiopodenfauna sehr ähnlich. Trilobiten sind noch reichlich vorhanden, aber ihre Mannigfaltigkeit und auch ihre Häufigkeit ist gegenüber dem Silur zurückgegangen. Einen Fortschritt zeigen die Cephalopoden, da neben den Nautiloidea auch Ammonoidea (Goniatiten) erscheinen. Unter den Fischen, die auch im Devon die höchststehenden Tiere sind, bemerkt man sehr merkwürdige Formen. — Das steirische Devon hat zwar eine große Zahl von Fossilien geliefert, aber es sind meist Korallen und darin liegt für den Anfänger eine große Schwierigkeit.

Das Silur hat in Steiermark zwei Verbreitungsgebiete; das eine gehört der Grauwackenzone des Oberlandes, das andere der Umgebung von Graz an. In beiden Gebieten ist die Entwicklung ungünstig und nicht vergleichbar der vortrefflichen, fossilreichen Silurserie der Karnischen Alpen. Aus Analogiegründen der Gesteinsfazies schließt man, daß die oft flaserig-blütenroten, rötlich und weiß geflamnten, oft auch pfrsich-blütenroten Kalke, die dem Komplex des „erzführenden Kalkes“ der Grauwackenzone angehören, dem Obersilur der Karnischen Alpen gleichzustellen sind. Ihre größte Verbreitung haben sie in der Umgebung von Eisenerz. Vielfach sind mit ihnen phyllitische Gesteine und auch graphitische Schiefer mit Pyritknollen in Verbindung. In solchen Schiefen wurden zu Dienten in Salzburg Obersilurfossilien gefunden<sup>5</sup>. Im Sauerbrunngraben bei Eisenerz wurde in einem schwarzen, von Quarzadern durchzogenen, Schwefelkies führenden, graphitisch abfärbenden Schiefer, in Schwefelkies eingeschlossen, ein Orthoceras gefunden; dieser und das Gestein zeigen vollkommenste Übereinstimmung mit dem Fund von Dienten, woraus auf die Vertretung von Obersilur zu schließen ist. Kalke mit Orthocerendurchschnitten wurden verschiedentlich gefunden, so bei der Krumpenalpe, am Polster, auf der Steinwendner Alm im Magdwiesgraben<sup>6</sup> und, da diese Funde dem Zug des erzführenden Kalkes angehören, stützen sie dessen Parallelisierung mit den Orthocerenkalken des karnischen Obersilurs. Da die Fauna des karnischen Silurs mit jener von Böhmen die größte Übereinstimmung zeigt und da das Silur der Grauwackenzone eine Brücke zwischen den beiden fossilreichen Serien darstellt, so ist zu schließen, daß die genannten Silurbildungen in einem zusammenhängenden Meeresbecken gebildet wurden.

Ganz anders ist die Silurentwicklung bei Graz<sup>7</sup>. Über dem Altkrystallin liegen stellenweise graphitische Schiefer; diese sogenannten Grenzphyllite oder das nächste Glied leiten die silurische Serie ein. Über ihnen folgt der Schöckelkalk, ein meist gebänderter, bläulich-weißer, halbkrySTALLINER Kalk. Im Badelgraben bei Peggau wurden in dunklen Kalken und Kalkschiefern, die eine schmale Lage im Bänderkalk bilden, wenige silurische Korallen gefunden. Über dem Kalk liegt der Komplex der Semriacher Schiefer, der aus Phylliten, Grünschiefern und Diabasen besteht. Ihr Hangendes sind Kalkschiefer, die wohl schon zum Devon gehören, denn stellenweise reicht die Kalkschieferentwicklung bis zu den Barrandeischichten (S. 22) hinauf. Grenzphyllit, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer sind nicht überall wohl entwickelt; man beobachtet bei sehr großer Mächtigkeit

keit der Schöckelkalke eine geringe Entwicklung der Semriacher Schiefer und umgekehrt, was die Vorstellung einer faziellen Vertretung von Kalk und Schiefer hervorbringt. Stellenweise reicht auch die Kalkschieferfazies in tiefere Horizonte herab, so daß man unter dem Devon eine durchgehende Kalkschieferentwicklung bis zu den Schöckelkalcken hat und es können auch diese noch durch schieferige Gesteine vertreten werden.

Auch die Devonformation hat zwei getrennte Verbreitungsgebiete. Das eine liegt in der Grauwackenzone Obersteiermarks, in der ein derzeit noch nicht abtrennbarer Teil des sogenannten erzführenden Kalkes devonisch ist; das andere liegt im Bergland von Graz.

Über das Devon in Obersteier ist noch wenig zusammenhängendes bekannt<sup>8</sup>. Die hellen Gipfelkalke des Reiting und das dunkle, kalkig-schieferige Gestein bei der Moosalpe am Wildfeld haben eine mittel-devonische tabulate Koralle geliefert und aus dem sogenannten Sauberger Kalk des Eisenerzer Spateisensteinlagers sind Trilobiten und ein Brachiopode bekannt; es scheint Unter- und Mitteldevon vorzuliegen. Ferner sind einige wahrscheinlich devonische Korallen aus dem Kalk des Triebenstein (Paltental) beschrieben worden; diese Kalke umschließen den Magnesit des Sunk und sind in diesen fossilführenden Lagen, wenn vielleicht nicht devonisch, so doch jedenfalls altpaläozoisch.

Eine ansehnliche und fossilreiche Entwicklung zeigt das Devon im Grazer Berglande<sup>9</sup>. Das Grazer Devon ist nur durch die Abtragung des Gebirges isoliert. Seine Fauna zeigt, daß es mit dem ausgezeichnet entwickelten Devon der Karawanken und der Karnischen Alpen in einem Meeresbecken abgelagert wurde; gegen Norden hatte dieses Meer einen Zusammenhang mit dem Devonmeere von Mähren und Böhmen; besonders das mährische Unterdevon ist jenem von Graz lithologisch nahe verwandt, das ganze Grazer Devon steht in seiner faziellen Entwicklung zwischen dem mährischen und dem karnischen Devon. Der fossile Inhalt des Grazer Devons besteht zum größten Teil aus rugosen und tabulaten Korallen. — Im Grazer Bergland lassen sich folgende Stufen des Devons unterscheiden: Dolomit-Sandsteinstufe, das ist unteres Unterdevon; Schichten mit *Heliolites Barrandei*, das ist oberes Unterdevon; Kalkschiefer der Hubenhalt, das ist unterstes Mitteldevon; *Calceolascichten*, das ist unteres Mitteldevon; *Stringocephalenschichten*, das ist oberes Mitteldevon; *Clymenienkalk*, das ist oberes Oberdevon. — Das untere Oberdevon fehlt, das heißt paläontologisch ist es noch nicht nachgewiesen, es ist vielleicht durch orogenetische

Bewegungen eine Lücke in der Ablagerungsfolge hervorgerufen worden. — Die räumliche Verteilung ist derart, daß das Unterdevon im ganzen Grazer Bergland verbreitet ist, während das Mitteldevon auf das Hochlantschgebiet, das Oberdevon auf zwei Stellen der näheren Umgebung von Graz beschränkt ist.

Die Normalgliederung des Unterdevons gibt das Profil von den Steinbrüchen am Vorderplabutsch auf den Plabutsch. Die tiefst aufgeschlossenen Schichten sind eine Wechsellagerung von schwärzlichen Tonschiefern, dunkelblauen Sandsteinen, Dolomit und Kalk, von denen die beiden ersteren häufig schwarze, gewundene Bänder auf den Schichtflächen führen, deren Natur unsicher ist<sup>10</sup>; das sind die sogenannten Nerëiten- oder Bythotrophisschiefer, Schiefer genannt, obwohl nur ein Teil der Gesteine schieferig ist. — Über der angeführten Wechsellagerung, die der Übergang von der Kalkschieferstufe zur Dolomit-Sandsteinstufe ist, liegen gelbliche Sandsteine und helle, splitterige Dolomite in Wechsellagerung. Darüber folgt ein Band von roten und grünen Diabastuffen; das sind Aschen und Lapilli, die ein unterdevonischer Vulkan geliefert hat, von dem auch der Diabas beim Harizhiesl bei Stübing als Lavastrom herrührt. Über den Diabastuffen liegen zuerst helle und dann blaue hakige Dolomite; in den blauen Dolomiten findet man an vielen Stellen schlecht erhaltene Korallen des Unterdevons. Darüber folgt das obere Unterdevon, das nach der häufigen tabulaten Koralle *Heliolites Barrandei* Pen. den Namen Barrandeischichten erhalten hat; es sind meist blaue, dickgebantete Kalke, die reichlich Korallen führen, weshalb man sie auch kurz als Korallenkalk bezeichnet. (Siehe Fig. 47.)

An einzelnen gut aufgeschlossenen Stellen (Steinbrüche bei der Einsiedelei und bei Straßgang) sieht man, daß mehrere Lagen von Diabastuff vorhanden sind; das heißt also, daß der Vulkan, der das Material zu den Tuffen geliefert hat, mehrere Ausbrüche, die durch Zeiten normaler mariner Sedimentation getrennt waren, hatte.

Die oben angeführte Wechsellagerung an der Basis des Profiles am Vorderplabutsch kann nicht mit Sicherheit vom untersten Devon getrennt werden. Daß schieferige Bildungen auch höher in die Schichtfolge hinaufreichen, also die Dolomite und Sandsteine zum Teil vertreten können, zeigt der südliche Teil des Frauenkogelgebietes. Da ergibt ein Vergleich der Mächtigkeiten des unter den Diabastuffen liegenden Teiles der Dolomit-Sandsteinstufe einen Ersatz, eine fazielle Vertretung der Dolomite und Sandsteine durch kalkig- oder sandig-schieferige Bildungen (z. B. Profil Kotschberg — P. 672). An der Basis des Devons

treten da rote Flaserkalke, verbunden mit Grünschiefern auf, die jedenfalls dem Silur zuzurechnen sind.

In ähnlicher Weise zeigt auch die Stufe des Korallenkalkes eine fazielle Gliederung. Sie besteht aus Korallenkalcken, Brachiopodenkalcken (solche Pentamerusdurchschnitte sind als weiße Ringe oder Halbkreise im Grazer Trottoir an vielen Stellen, z. B. vor dem Krankenhaus beim Paulustor zu sehen), Krinoidenkalcken, roten Kalkschiefern und sehr untergeordneten Tonschiefern. Während im Plabutschprofil eine geschlossene, fast ganz aus Korallenkalk aufgebaute Schichtreihe herrscht, zeigt das Profil des Gaisberges und noch mehr jenes von Wetzelsdorf nach Feliferhof (Steinbrüche an der Straße!) eine Wechsellagerung von blauen Kalcken und roten Kalkschiefern. Es sind also im Devonmeere gleichzeitig, das heißt als Faziesbildungen Riffkalke und nicht oder nicht ganz koralligene Sedimente entstanden.

Die Fauna bleibt durch den ganzen Komplex der Barrandeischichten gleich; am häufigsten sind die tabulaten Korallen *Favosites styriacus* und *Heliolites Barrandei*. In hohen Schichtlagen der Barrandeischichten finden sich bei Tal und bei Gratwein Faunen, die vielleicht schon dem Mitteldevon angehören.

Im Gebiete der Rannach ist eine ähnliche Gliederung wie am Plabutsch-Buchkogelzug vorhanden; doch finden sich regelmäßig durchsetzende Schieferlagen im koralligen Kalk (z. B. Rannachwiesen).

Im Gebiete des Plesch- und Mühlbacherkogels, dann nördlich vom Stübinggraben gibt es nur wenige Vorkommen von Barrandeischichten, die hier neben Kalcken und Kalkschiefern auch Sandsteine und Dolomite umschließen. Die Unterlage des „Korallenkalkes“ ist entweder als Dolomit-Sandsteinstufe entwickelt oder diese wird durch schieferige, meist kalkige Bildungen vertreten. Es findet da ein Ineinandergreifen der Dolomit-Sandsteinentwicklung und der Kalkschiefer statt, eine fazielle Vertretung im großen Stile. Es ist zu bemerken, daß die Kalkschieferentwicklung dort mächtig ist, wo die Dolomit-Sandsteinfazies wenig entwickelt ist und umgekehrt. Den mächtigen Kalkschiefern und der gering mächtigen Dolomit-Sandsteinentwicklung der Nordseite der Pleschkogelgruppe steht die umgekehrte Entwicklung beider auf der Südseite gegenüber. Der Fazieswechsel, der im kleinen und im großen die Dolomit-Sandsteinstufe beherrscht, zeigt den Wechsel der Absatzbedingungen im devonischen Meere.

Im Hochlantschgebiet sind die Barrandeischichten in derselben Entwicklung wie im Pleschgebiete die Unterlage des

Mitteldevons, das mit einer mächtigen Lage von Dolomit beginnt; in diese Dolomite sind stellenweise (Hubenhalt) Kalke und Kalkschiefer mit einer Fauna des untersten Mitteldevons eingeschaltet. Über den Dolomiten liegen dichte und flaserige Kalke mit Lagen von Kalken und roten Schiefen; in diese Serie sind vielfach Diabasdecken eingeschaltet, welche eine vulkanische Tätigkeit im unteren Mitteldevon anzeigen. Die kalkigen Gesteine enthalten eine reiche Fauna von Korallen der Calceolaschichten, die absolut mit jener der Eifel übereinstimmt, weswegen der ganze Komplex auch den rheinischen Stufennamen nach der bei uns sehr seltenen Deckelkoralle *Calceola sandalina* Lam. bekam. Bei uns ist das häufigste und am leichtesten zu erkennende Fossil *Favosites eifelensis* Nich.

Im Gebiete der Zachenspitze (P. 1599 östlich vom Hochlantsch) enthalten die hohen Lagen der dort sehr mächtigen Kalke und Flaserkalke eine kleine Korallenfauna des oberen Mitteldevons. Das dort häufigste Fossil ist die rugose Koralle *Cyathophyllum quadrigeminum* Goldf. — Das obere Mitteldevon und stellenweise auch der obere Teil der Calceolaschichten werden in der Hochlantschgruppe zum Teil durch den hellen, massigen Hochlantschkalk vertreten (Hochlantsch, Rote Wand, Rötelstein), der eine Fazies des Mitteldevons ist.

Mit dem Mitteldevon schließt die normal abgelagerte Serie des Grazer Devons. An zwei Stellen liegt transgredierend über älteren Schichten das obere Oberdevon, nach den in ihm auftretenden, bei uns sehr seltenen Cephalopoden Clymenienkalk genannt. Es sind rötliche oder violette, flaserige oder auch massig ausgebildete graue Kalke von geringer Mächtigkeit. Am Eichkogel bei Rein liegen sie über der Kalkschieferstufe, über Dolomiten des unteren oder über Kalken des oberen Unterdevons. Der Clymenienkalk von Steinberg bei Graz liegt auf Gesteinen der Dolomit-Sandsteinstufe.

### Das Jungpaläozoikum.

Das Jungpaläozoikum besteht aus der Karbon- (oder Steinkohlen-) und der Permformation. Das Karbon, das auch in Steiermark eine ansehnliche Verbreitung hat, ist die erste Formation, in der auch pflanzliche Reste eine große Bedeutung haben; es handelt sich durchaus um Landpflanzen. Die Karbonflora wird, wie im ganzen Paläozoikum, zum größten Teil von Kryptogamen (und da wieder vorherrschend von Gefäßkryptogamen, das sind Farne, große bärlappartige Gewächse, Schachtelhalme) gebildet; Gymnospermen sind selten, Angiospermen fehlen.

Die größte Bedeutung haben farnähnliche Gewächse, die durch ihren Bau und die Fruktifikation zwischen Farnen und Gymnospermen stehen. In der Tierwelt ist die Wichtigkeit der Foraminiferen (*Fusulina*) zu bemerken. Die Korallen zeigen keine durchgreifende Verschiedenheit vom Altpaläozoikum. Die Crinoiden erreichten im Karbon den Höhepunkt ihrer Entwicklung. Die Brachiopoden sind noch zahlreich vertreten (besonders *Productus*), zeigen aber dem Devon gegenüber eine Abnahme der Mannigfaltigkeit der Gattungen. Dagegen haben die Muscheln und Schnecken eine steigende Bedeutung. Unter den Cephalopoden nimmt *Orthoceras* an Wichtigkeit ab, *Nautilus* und die *Goniatiten* sind zahlreich vertreten. Von den Trilobiten leben nur mehr zwei genera; dafür treten andere Kruster (*Ostracoden*, *Limuliden* etc.) auf. Der großen Bedeutung der Landpflanzen entspricht die große Zahl von Insekten, Spinnen und Tausendfüßlern. Fische und einige Amphibien vertreten die Wirbeltiere.

Im unteren Teil der Permformation ist die Flora jener des Karbons ähnlich, im oberen Perm sind aber hauptsächlich Coniferen vertreten. Hinsichtlich der Foraminiferen, Korallen und Brachiopoden ist keine wesentliche Änderung bemerkbar. Dagegen bieten die Cephalopoden eine gründliche Neugestaltung, da neben den Nautiliden und *Goniatiten* eine große Menge von Ammoneen mit ceratitischer und ammonitischer Lobenlinie auftritt. Die Trilobiten sterben im Perm aus. Von Wirbeltieren sind Fische, Amphibien und Reptilien vorhanden.

Das Karbon ist in Steiermark gut vertreten auf der Stangalpe, bei Paal, in der Grauwackenzone. Es überwiegen pflanzenführende Ablagerungen des Oberkarbons. Das Unterkarbon ist durch ein paar Produkten im Sunk bei Trieben nachgewiesen, doch ist es unsicher, aus welchem der dortigen Kalke die Fossilien stammen<sup>11</sup>.

Das Oberkarbon der Stangalpe<sup>12</sup> hat eine reiche Flora geliefert, deren wichtigste Fundstätten der vom Törl zum Königsstuhl hinziehende Rücken und das Gebiet des Stangnockes sind. Die Flora gehört dem obersten Oberkarbon, den Ottweiler Schichten an. Zu der im folgenden angeführten, über Altkrystallin liegenden Serie sei bemerkt, daß nur für die Konglomerate durch die Pflanzen das karbonische Alter feststeht; die anderen Schichten können in ihrer Stellung nur durch Analogien bestimmt werden. Krystallin ist die Unterlage des Paläozoikum. Das Hangendste des Altkrystallins sind quarzitischer Schiefer, ein sogenannter Plattelquarz, die gleich sind dem Weißstein der

Grauwackenzone; sie stehen an der unteren Brücke im Orte Turrach an. Das Paläozoikum beginnt mit den sogenannten „unteren Schiefen“, die wohl dem Grenzphyllit von Graz (S. 20) gleichstehen. Darüber folgt der erzführende Kalk und Dolomit (mit Spateisenstein im Steinbachgraben und im Kendlbruckergraben, Kupferkies im Kalkzug Turracher Seewirt-Schafalpe, Zinnober südwestlich vom Turracher See und bei Reichenau, Magnesit an der Kotalpe östlich, beziehungsweise südöstlich vom Stangnock). Der Kalk ist feinkörnig bis dicht, weiß, blau oder bläulichgrau, gut geschichtet; er liegt konkordant zum liegenden und hangenden Paläozoikum, aber diskordant zum Krystallin. Das dritte Glied der Reihe sind die oberen Schiefer, vielleicht gleich den Semriacher Schiefen von Graz, denen die graugrünligen Phyllite dem Habitus nach, sowie im gelegentlichen Vorkommen von tuffigen Grünschiefern gleichsehen. Das vierte, und einzige karbonische Glied sind graue und schwärzliche Sandsteine und Konglomerate. Die Konglomerate enthalten in einer schieferigen, krystallinen Grundmasse Gerölle von Quarz bis zu Faustgröße; selten sind Gerölle von schwarzen Lyditen (deren Anstehen hier nicht bekannt ist) und von Schiefer aus den oberen Schiefen. Im Komplex der Konglomerate liegen schwarze, dünnplattige Tonschiefer mit Pflanzen des Oberkarbons und Anthrazitlinsen. (Bau am Brandel, zum Teil ist der Anthrazit bereits Graphit geworden.) Das oberste Glied sind braunrote sandige Tonschiefer und Konglomerate mit Geröllen von erzführendem Kalk und von Karbonkonglomerat; diese Gesteine treten nur auf der Werchzirmalpe als Muldenkern (S. 145) auf und sind jünger als das Karbon (Verrukano? Untertrias?).

In der Grauwackenzone wurden auf der Wurmalpe im Presnitzgraben bei St. Michael Pflanzen des mittleren Oberkarbons, der Schatzlarer Schichten, in einem chloritoidführenden Graphitschiefer gefunden<sup>13</sup>. Die fossilführende Zone gehört einem tektonisch tiefen Niveau der Grauwackenzone an. Pflanzenreste der Schatzlarer Schichten fanden sich in einem glimmerigen Sandstein mit Schieferlagen noch bei Klamm am Semmering<sup>14</sup>. Dagegen gehören die Pflanzenfunde aus dem Graphitschiefer von Leims bei Kammern<sup>15</sup> den Ottweiler Schichten an. Es sind also in den Graphitschiefern der Grauwackenzone zwei Horizonte des Oberkarbons vertreten.

Aus dem Liegenden des Magnesites der Veitsch kennt man<sup>16</sup> aus einem dunklen Schiefer eine kleine Marinfauuna oberkarbonischen Alters, die hauptsächlich aus Produkten und anderen Brachiopoden besteht.

Im Liesing- und Paltental und auch sonst weit in der Grauwackenzone verbreitet sind die Graphitschiefer vielfach mit Konglomeraten von gröberem oder feinerem Korn und teilweise ausgewalzten Quarzgeröllen verbunden. Dieses Duo wird als graphitführende Serie bezeichnet<sup>17</sup>. Vorzüglich ist diese Serie unter dem Graphitwerk im Sunk und in der Hölle bei Kallwang entblößt. In der Hölle und an vielen anderen Stellen sind mit der graphitführenden Serie Kalke in Verbindung; die Stellung der Kalke ist nicht ganz geklärt, denn ein Teil von ihnen scheint in die Schiefer eingefaltet zu sein (z. B. Brunnebenkamm bei Wald, S. 173), während ein anderer enge stratigraphische Beziehungen zur graphitführenden Serie hat (z. B. Hölle). Die Kalke sind fossilfrei; daher kann nicht entschieden werden, welche Kalke oberkarbonisch und welche es nicht sind, welche dem Triebensteinkalk entsprechen. Von den Kalken, welche die graphitführende Serie von Thörl-Turnau begleiten, wird sogar ein mesozoisches Alter vermutet<sup>18</sup> (S. 180). Die Altersfrage der Kalke ist ebenso unklar wie jene der großen Masse der Grauwackenschiefer.

Das Perm ist in Steiermark nur im geringen Ausmaße und fossilieer am Südrande der Kalkalpen vorhanden. Nur die anderen alpinen, sicher nachgewiesenen Vorkommen analoger Gesteinsentwicklung lassen den Schluß zu, daß wahrscheinlich Perm vorliegt. — Am Salberg bei Liezen und zu Rötelstein bei Admont liegen über steilstehenden Grauwackenschiefern Konglomerate und Flaserbrekzien, die nach oben in Werfener Schichten übergehen. Bei Liezen<sup>19</sup> sind grauschwarze Tonschiefer mit Grauwacken, kalkführenden Konglomeraten, Flaserkalken und bunten Flaserbrekzien eng verbunden. Dieselben Gesteine bilden den Nordabhang des Dürrenschöberls und den Blahberg bei Admont (Steinbruch bei Rötelstein). Der Komplex ist vermutlich Perm (Verrukano?). Dasselbe gilt für rotviolette, rotbraune oder grünliche Konglomerate vom Habitus des alpinen Verrukano, die sich vielfach an der Basis der typischen Werfener Schichten am Südrande der Kalkalpen finden (Aflenz<sup>20</sup>, Veitsch-Neuberg-Preiner Gschaid<sup>21</sup>).

In den Zentralalpen sind die Quarzite, welche das sogenannte zentralalpine Mesozoikum begleiten, wahrscheinlich ins Perm einzureihen; mit ihnen stehen gipsführende Serizitschiefer und Porphyroide in Verbindung<sup>22</sup>. Dazu sind auch die grobklastischen, an der Basis der Trias liegenden und mit roten und bunten Quarzsandsteinen wechselnden Bildungen im Posruckgebiete zu rechnen<sup>23</sup>.

## Altersunsichere paläozoische (?) Gesteine.

Weite Flächen Steiermarks werden von Gesteinen eingenommen, deren Altersdeutung unsicher ist. Doch steht die Tatsache fest, daß sie vormesozoisch sind; ob sie aber alle paläozoisch oder ob sie vielleicht noch älter sind, läßt sich bei dem Fehlen von Versteinerungen schwer feststellen. Bei einigen wird die spätere Darstellung zeigen, daß es sich um Diaphthorite altkrystalliner Gesteine handelt. Wenn diese trotzdem hierher gestellt wurden, so liegt das nur in der Unmöglichkeit, sie von den anderen abzutrennen. Die folgende Erörterung geht nach Regionen vor.

In der Grauwackenzone sind nur wenige Schichtglieder ihrem Alter nach festgestellt (Karbon, erzführender Kalk); der größere Teil der Grauwackengesteine ist altersunsicher, aber der metamorphe Zustand der Gesteine und die Stellung des Mesozoikums zu ihnen zeigt ihr vormesozoisches Alter. Die Grauwackenschiefer wurden von einigen Autoren vom Karbon abgetrennt und diesem als Quarzphyllitgruppe gegenübergestellt, anderen waren die teilweise engen Beziehungen der Grauwackenschiefer zum Karbon der Ausgangspunkt für die Annahme eines karbonischen Alters der gesamten Schiefer. Die Gründe, wenigstens einen Teil der Grauwackenschiefer in stratigraphische Beziehungen zum sicheren Karbon zu bringen<sup>24</sup>, sind folgende: 1. Konkordanz; 2. die Grauwackenschiefer sind miteinander und mit dem sicheren Karbon durch petrographische Übergänge verbunden; 3. mit beiden sind Kalkzüge verknüpft. Daraus ist zu schließen, daß wenigstens ein Teil der Grauwackenschiefer mit dem Karbon zu verbinden oder wenigstens nicht durch eine so große Lücke getrennt ist, wie sie zwischen der hypothetischen, vorpaläozoischen Quarzphyllitgruppe<sup>25</sup> und dem Karbon bestehen müßte. Ganz allgemein wird daher ein großer Teil der Grauwackenschiefer als paläozoisch angesehen werden müssen. — Der Schluß aber, daß alle Grauwackenschiefer paläozoisches Alter hätten, geht zu weit; denn ein Teil verbirgt unter seinem phyllitischen Habitus die diaphthoritische Entstehung aus hochkrystallinen Schiefen<sup>26</sup>. Bei Bruck wurden in „Grauwackenschiefern“ Abkömmlinge von Amphiboliten und auch Granatenglimmerschiefer, also Gesteine des Altkrystallins gefunden<sup>27</sup>. Auch die Grauwackenzone des Paltentales enthält eine Zone von Diaphthoriten und normalen Gesteinen des Altkrystallins, welche zwischen Trieben und dem Sunk durchstreicht. — Eine sichere Trennung der paläozoischen von den diaphthoritisch veränderten Gesteinen ist derzeit noch undurchführbar.

In der Grauwackenzone ist vom Paltental bis zum Semmering über den mit dem Oberkarbon verbundenen Grauwackenschiefern eine Gesteinsserie entwickelt, die aus verschiedenen Phylliten (auch Graphitschiefern), Grünschiefern und metamorphen Eruptivgesteinen der Quarzporphyrverwandtschaft (Porphyroiden) aufgebaut wird<sup>28</sup>. Diese metamorphen Eruptiva bilden große Decken von oft bedeutender Mächtigkeit. Die ganze Gesteinsreihe wird als Blasseneckserie (nach dem Blasseneck im Paltental) zusammengefaßt. Anhaltspunkte für ihre Altersstellung ergeben sich in erster Linie aus dem Vergleich mit dem Grauwackenkarbon, mit dem die Serie die phyllitischen Glieder gemeinsam hat; es ergibt sich der Wahrscheinlichkeitschluß, daß der Blasseneckserie karbonisch-permisches Alter zukommt.

Von Stainach im Ennstal gegen Westen zieht am Nordrande der Zentralalpen eine Phyllitzone, die in Salzburg den Namen Pinzgauer Phyllit führt. Es handelt sich um Bildungen, die den Grauwackenschiefern vom Paltental bis zum Semmering vergleichbar sind. Die Gesteine müssen auch als Phyllite fraglichen Alters bezeichnet werden. — Dasselbe gilt für die in vielen Gebieten der Zentralalpen verbreiteten Quarzphyllite, von denen wohl sicher ein Teil paläozoisch ist.

Zu den im Alter unsicheren Gesteinsserien sind auch die Schiefer und Kalke von Murau-Neumarkt zu stellen<sup>29</sup>. Den tieferen Teil der Folge bilden Schiefer und Kalke im Wechsel, eine Gesteinsserie, die enge Beziehungen zur unteren Schieferhülle der Hohen Tauern hat. Es sind gut geschichtete krystalline Kalke und Kalkschiefer, ferner Phyllite verschiedener Art, darunter auch Graphitschiefer. Über dem kalkreichen Komplex liegt eine mächtige Serie von Phylliten und Grünschiefern. Unverkennbar ist die Möglichkeit einer Parallele mit Schöckelkalk und Semriacher Schiefer von Graz.

### Trias.

Die Ablagerungen des Mesozoikums, des Mittelalters der Erde, haben in Steiermark eine ausgedehnte Verbreitung; sie bauen die gesamten Kalkalpen auf, und zwar ist es besonders der tiefste Teil der mesozoischen Ära, die Trias, welche die Hochgebirgsstöcke zusammensetzt. Dagegen hat der Jura eine bescheidene, die Unterkreide eine spurenweise Vertretung, die obere Kreide, das sind die Gosauschichten, ist reich und vortrefflich entwickelt. — Ablagerungen des Mesozoikums gibt es auch in den Zentralalpen (Gosau in der Umgebung von Graz,

Trias und Jura im Mürztal und in den Radstädter Tauern). — Der fossile Inhalt des Mesozoikums zeigt das erste Auftreten von Säugetieren, Vögeln, Knochenfischen und Laubhölzern; besonders charakteristisch ist die gewaltige Entwicklung der zu den Reptilien gehörenden Saurier, ferner zweier Gruppen von Cephalopoden, der Ammoniten und Belemniten. Die im Paläozoikum herrschenden Brachiopoden treten gegen die Muscheln (Lamellibranchiata) immer mehr zurück. Die Panzerfische und Trilobiten sind ausgestorben und dasselbe gilt fast für die rugosen und tabulaten Korallen, an deren Stelle die Hexa korallier getreten sind. Die Pflanzenwelt wird in erster Linie von Koniferen und Cykadeen gebildet.

Die Triasformation zeigt in ihrer Brachiopodenfauna noch mannigfache Beziehungen zum Paläozoikum; wie im ganzen Mesozoikum sind die Genera *Terebratula* und *Rhynchonella* sehr verbreitet. Eine große Entwicklung zeigen die Lamellibranchiaten, von denen nur die Genera *Monotis*, *Myophoria*, *Cardita* und *Megalodon* genannt seien. Die Schnecken oder Gastropoden zeigen zwar noch manche paläozoische Anklänge, schließen aber bereits an die jüngeren Schneckenfaunen an. Besonders wichtig sind die Cephalopoden. *Orthoceras* stirbt in der oberen Trias aus. In der alpinen Trias, die als eine Bildung des Meeres die normale Entwicklung der Formation darstellt, sind die Ammoniten sehr wichtig. Die Kammerscheidewände sind nicht in einer einfachen, sondern in einer gekräuselten Linie (Lobenlinie) angewachsen; diese ist z. B. bei den Ceratiten bogig geschwungen, wobei die Sättel ganzrandig, die Mulden oder Loben gezähnelte sind. Bei der Mehrzahl der Ammoniten sind Sättel und Loben stark zerschlitzt und oft ungemein kompliziert. Besonders wichtige Genera sind *Trachyceras*, *Arcestes*, *Pinacoceras*. Aus der Wirbeltierfauna möge nur erwähnt sein, daß neben der Hochentwicklung der Reptilien die ersten Säugetiere bekannt sind; das sind sehr kleine, den heutigen Kloakentieren nahestehende Organismen.

Das Meer, in dem die alpine Trias abgelagert wurde, ist ein Teil jenes großen Triasmeeres gewesen, das, gleichsam als ein erweitertes Mittelmeer eine Ausdehnung vom südlichen Europa über Kleinasien nach Indien hatte. Die Ablagerungsbedingungen waren in den einzelnen Teilen des alpinen Meeres recht verschieden, denn im Süden ragten große Teile der Zentralalpen, im Norden die böhmische Masse als Festland auf; von diesen Ländern kam in das Meer eine Zufuhr terrigenen Materiales, so daß nur zum Teil Ablagerungen von Hochseecharakter entstehen konnten. Diese Tatsache und dann der Umstand, daß

die Tiefenverhältnisse im alpinen Triasmeer unterschiedliche waren, bedingt die Faziesverschiedenheiten in den Sedimenten.

Das tiefste Schichtglied der alpinen Trias sind die Werfener Schichten. Sie sind die Ablagerung eines über eine Flachküste gegen Norden vordringenden Meeres. Sie markieren in den Kalkalpen vielfach Störungslinien, andererseits bilden sie an deren Südrand ein fast durchstreichendes Band und bilden sich da, auf der Grauwackenzone liegend, mittels grober Konglomerate heraus; der Zerstörung der Grauwackenschiefer verdanken sie ihren Glimmerreichtum. Die Werfener Schichten bestehen aus roten, violetten, grauen, gelben bis grünlichen mergeligen oder sandigen Schiefen mit Einlagerungen von Sandsteinen, Konglomeraten und blauschwarzen Kalken. Die stellenweise durchführbare Gliederung zeigt im unteren Teil rote, sandige Schiefer mit *Myacites fassaensis*, im oberen Teil eine kalkreichere Entwicklung mit Rauchwacken, *Myophoria costata* und *Naticella costata* führend. An einigen Stellen sind Quarzporphyre in den Werfener Schichten gefunden worden.

Vielfach und in verschiedenen Niveaus der Werfener Schichten sind Anhydrit und Gips vorhanden. Diese beiden, besonders aber mit Steinsalz, Polyhalit und Anhydrit vermengte, schmierende Tone, die sogenannten Salztone und das in unregelmäßigen, oft stockförmigen Massen auftretende Steinsalz bilden das sogenannte Haselgebirge<sup>30</sup>, auf dem die großen Salzbergbaue des Salzkammergutes umgehen. Das Haselgebirge ist meist konglomerat- oder brekzienartig struiert: rundliche Brocken von grauem Ton sind meist mit weißem oder rötlichem Steinsalz verkittet; als Einlagerungen treten auf: Anhydrit, Polyhalit, dann aber auch fremdes Material, wie verschiedene Gesteine der Kalkalpen und auch Eruptiva (Melaphyr in Hallstatt z. B.). Das Haselgebirge ist auf die oberen Werfener Schichten beschränkt. Im Salzkammergut<sup>31</sup> bilden die Salzlagerstätten chaotische, ungeschichtete, stockförmige Massen von brekzienartiger Struktur; wie ein intrusives Magma dringen sie zwischen den Kalken empor; Schollen von Kalk und Eruptiva (z. B. Diabasporphyrite S. 95) schwimmen in ihm, was nicht nur durch tektonische Störungen, sondern auch durch den Salzauftrieb bedingt wird. — Das Haselgebirge entstand in seichten Lagunen der Küste.

Über den Werfener Schichten beginnt mit dem alpinen Muschelkalk die fazielle Zersplitterung. Wir können, wenn wir vorläufig von der Hallstätter Fazies absehen, in Steiermark die Gebiete der Berchtesgadener Fazies

(mit der Schichtreihe Ramsaudolomit, Carditaschichten, Dachsteinkalk), der Lunzer Fazies (mit der Schichtreihe Guttensteinerkalk, Reiflinger- oder Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Hauptdolomit, Rhät) und der Aflenzer Fazies (Einschaltung mehrerer Schieferbänder in eine kalkig-dolomitische Reihe) erkennen. Eine Übersicht geben die Einzelprofile in der Tabelle auf S. 34—36.

In der Berchtesgadener Fazies liegen über den Werfener Schichten entweder sofort die hellen Ramsaudolomite oder es sind die Guttensteiner- und Reichenhaller Kalke entwickelt, das sind schwarze, von weißen Kalkspatadern durchzogene, oft mit Rauchwacken in Verbindung stehende Kalke. In die anisische Stufe reichen auch noch die Reiflinger Kalke herab, das sind hellblaugraue, gut gebankte bis feingeschichtete Kalke mit knotighöckerigen Schichtflächen und mit Lagen oder Knollen von Hornstein und mit Einlagerungen von Mergeln; ihre einige hundert Meter mächtige Entwicklung an typischer Stätte zeigt Profil 2 aus dem Gebiete von Groß-Reifling, woher auch eine große Cephalopodenfauna beschrieben wurde<sup>32</sup>.

Die Entwicklung von ladinischen Reiflinger Kalcken ist für die Lunzer Fazies bezeichnend (Fig. 1). In den benachbarten Teilen Oberösterreichs und nördlich von Palfau tritt an die Stelle der Reiflinger Kalke der helle, mächtige, besonders aus Kalkalgen aufgebaute Wettersteinkalk; zum Teil sind auch helle Wettersteinkalklinsen dem Reiflinger Kalk eingelagert. In der Berchtesgadener Fazies ist der Ramsaudolomit eine Vertretung der ladinischen Stufe; er ist hellgrau oder blaugrau bis weiß oder gelbweiß, hat häufig größere und kleinere Hohlräume und ist vielfach brekziös; meist ist er ungeschichtet. Im Gelände ist seine obere Grenze meist scharf markiert, denn die Vegetation reicht nur bis zu ihr hinauf, der darüber liegende Dachsteinkalk ist frei von ihr und erhebt sich gewöhnlich in steilerer, geschlossener Wandmasse über den Dolomit (z. B. Planspitz-Nordwand); bei der Verwitterung des Ramsaudolomites entstehen häufig Türme und Zacken (z. B. unteres Johnsbachtal). Die Mächtigkeit des Ramsaudolomites beträgt 800 bis 1000 Meter. Vielfach reduziert sich seine Mächtigkeit gegen den Südrand der Kalkalpen; es kann sogar eine Lücke vorhanden sein, welche die ladinische Stufe umfaßt.

Die Karnische Stufe ist in Gesteinsbestand und Mächtigkeit sehr verschieden ausgebildet und es lassen sich besonders gut mehrere Faziesgebiete unterscheiden<sup>33</sup>. Der nördliche Teil der Kalkalpen zeigt Sandsteine mit Pflanzenresten in der unteren und Kalke in der oberen Abteilung; das ist die

**Lunzer Fazies.** Die eigentlichen Kalkhochalpen sind das Gebiet der Dolomit- und Kalkentwicklung mit Zurücktreten von klastischen Gesteinen. Zwischen den beiden Gebieten schwellen die Reingrabener Schiefer sehr an. In der Lunzer Fazies, die ein mächtiges Schichtpaket darstellt, folgen von unten nach oben übereinander: a) Reingrabener Schiefer, das sind dunkle Schiefertone, in deren oberem Teil sich manchmal ein gering mächtiges Lager von dunklem Kalk (Wandau bei Hieflau) ent-

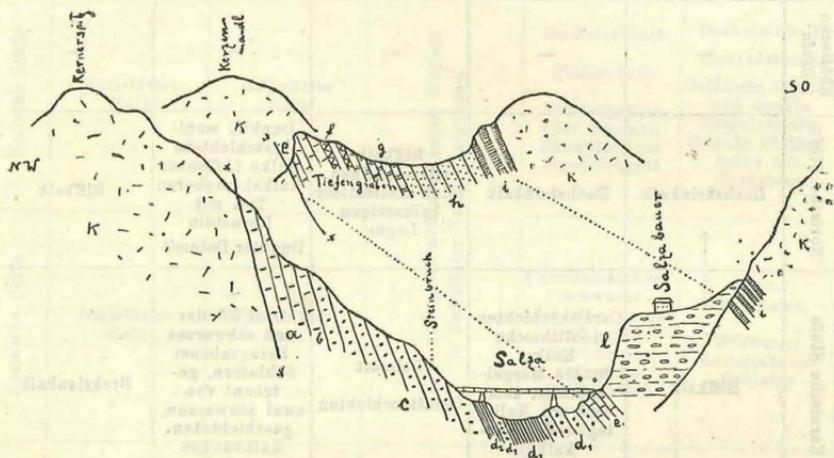


Fig. 1. Profil bei Groß-Reifling (nach Arthaber, Beiträge zur Pal. und Geol. Österr. X.). Das Profil ist überhöht, daher ist das Fallen steiler als in der Natur. a = Unterer Reiflinger Kalk. b = Cephalopodenhorizont. c = Obere Reiflinger Kalke. d<sub>1</sub> = Obere Reiflinger Kalke. d<sub>2</sub> = Mergellagen. e = Oberste Reiflinger Kalke. f = Schwarze, dünn-schichtige Kalke und Kieselkalke. g = Reingrabener Schiefer. h = Lunzer Sandstein. i = Opponitzer Kalk. k = Hauptdolomit. l = Diluvialschotter. x = Überschiebungsflächen.

wickelt; das markanteste Fossil ist *Halobia rugosa*; b) durch Wechsellagerung geht aus dem Reingrabener Schiefer der pflanzenführende Lunzer Sandstein hervor, der eine Seichtwasserbildung mit stark terrigenem Einschlag ist; dem Sandstein ist ein kohlenflözführendes Niveau eingeschaltet (z. B. Kohlen zwischen Groß-Reifling und Palfau); das Hangende sind die Opponitzer Kalke und Dolomite, das sind graue Kalke mit weißen Adern, Einschaltungen von Mergeln, Mergelschiefeln und Mergelkalcken führend; die Opponitzer Dolomite sind geschichtet. — Südlich der Lunzer Entwicklung gliedert sich die Karnische Stufe in Reingrabener Schiefer, Oolithkalke mit *Cardita Gumbeli* und Opponitzer Kalk mit *Ostrea montis caprilis*. — In der hochalpinen Zone der Berchtes-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
**Tabellarische Übersicht der Trias der Kalkalpen der Steiermark.**

Ein Pfeil bedeutet, daß die betreffende Entwicklung in die nächste Stufe weitergeht. — Reine Berchtesgadener Fazies hat 2, Übergang zur Riffazies hat 1, Übergänger zur Lunzer Fazies hat 9. — Reine Riffazies hat 3. — Typische Hallstätter Fazies haben 6, 7. — Übergang zur Riffazies hat 8, 5. — Reine Lunzer Fazies haben 13, 14. — Aflenzer Fazies hat 4.

	1	2	3	4	5
	Grimming	Hochtor-Buchstein	Hochschwab	Aflenzer	Posruck
Rhätische Stufe	—	—	—	—	—
Norische Stufe	Dachsteinkalk ↑	Dachsteinkalk	Riffkalk mit einzelnen roten Hallstätter kalkartigen Lagen	Dunkle, wohlgeschichtete Kalke (Aflenzer Kalke), im oberen Teil mit Hornstein Dunkler Dolomit	Riffkalk
Karnische Stufe	Riffkalk ↑	Carditaschichten (oolithische Kalke, dunkle Mergelschiefer, zum Teil mit Kalklagen-Wandaukalke)	Dolomit Carditaschichten	Drei Bänder von schwarzen Reingrabener Schiefer, getrennt von zwei schwarzen, geschichteten Kalkbänken	Brekzienkalk
Ladinische Stufe	Ramsaudolomit ↓	Ramsaudolomit ↓	Riffkalk zum Teil in Ramsaudolomit übergehend	Helle dolomitische Kalke (Wettersteinkalk). Reitlinger Kalk Weißer Dolomit	—
Anisische Stufe	Dolomit Guttensteiner Kalk	Dolomit Dünnpaltige, schwarze Guttensteiner Kalke	Dolomit	Dunkelgraue, brekziöse Kalke	Bunte, knollige Hornsteinkalke, Guttensteiner Kalk und Dolomit Reichenhaller Kalk
Skythische Stufe	Werfener Schichten	Werfener Schichten	Werfener Schichten	im oberen Teil violette oolithische Kalke oder graue Kalke Werfener Schichten	Rauchwacke Haselgebirge Rote und grüne Schiefer Kalk und Rauchwacke Sandstein

	6 Kampl bei Mitterndorf	7 Rabenkogel bei Mitterndorf	8 Hechelstein- Bärenfeuchter- Mölböng	9 Totes Gebirge Nordabsturz	10 Lawenstein und Tauplitzgebiet
Rhätische Stufe	—	—	—	—	—
Norische Stufe	Hallstätter Kalk	Hallstätter Kalk	Rote und graue Kalksteine, gegen Westen in Hallstätter Kalken übergehend.	Dachsteinkalk  Plattenkalk  Dunkelgrauer oder brauner, dünnplattiger Hauptdolomit	Dachsteinkalk. Hauptdolomit. Gelbliche Oolithe und dunkle Mergelschiefer Dunkle Platten- kalken mit Hornstein
Karnische Stufe	Hallstätter Kalk	Hallstätter Kalk		Carditaschichten (schwarze Schiefer, graue und grüne Sandsteine, rotbraune Oolithkalken)	Graue Sandsteine  Schwarze Reingrabener Schiefer
Ladinische Stufe	—	—	—	Weißer, grießig., schichtungsloser Ramsaudolomit	Ramsau- dolomit
Anisische Stufe	Dünntafelige, wulstige und knollige Reiflinger Kalk Dolomit mit Spateisenstein. Schwarze, dünngeschichtete Guttensteiner Kalken	Dünntafelige, wulstige, Horn- steinführende, oft mergelige Reiflinger Kalken  Guttensteiner Dolomit	Reiflinger Kalk  Guttensteiner Kalk	Dünn- geschichtete Guttensteiner Dolomite und Kalken	↓  Grauschwarze Dolomite und Kalken der Guttensteiner Schichten
Skythische Stufe	Haselgebirge. Graue und rote Werfener Schiefer.	Werfener Schichten	Werfener Schichten	Werfener Schichten mit Haselgebirge	Werfener Schichten

	11 Haller Mauern	12 Grabnerstein	13 Laussazüge	14 Voralpe-Gamsstein
Rhätische Stufe	—	—	—	Rein weißer Kalk, dickbankig mit Mergeln wechselnd. Dünntafelige, dolo- mitische Plattenkalke
Norische Stufe	Dachsteinkalk, vielfach dolomitisch	—	Hauptdolomit	Hauptdolomit
Karnische Stufe	Oolithische Kalke und Mergelschiefer	Oolithische Kalke und Dolomite Etwas Lunzer Sandstein Reingrabener Schiefer	Opponitzer Kalk (z. T. Rauchwacke) mit Mergellagen Lunzer Sandstein	Opponitzer Kalk Lunzer Sandstein
Ladinische Stufe	Ramsaudolomit	Schwarze Schiefer Ladinische (?) Reiflinger Kalke	Wettersteinkalk	Wettersteinkalk
Anisische Stufe	Dolomit Schwarzgraue, weißadrig, dolomitische Reichenhaller Kalke	Reiflinger Kalk Guttensteiner Kalk	Reiflinger Kalk Guttensteiner Kalk	Reiflinger Kalk (graue, faserige Kalke mit Hornstein). Dunkle Guttensteiner Kalke
Skythische Stufe	Wurfener Schichten mit Haselgebirge	Wurfener Schichten	Wurfener Schichten	Wurfener Schichten

gadener Fazies ist die karnische Stufe vielfach nur durch Dolomit vertreten oder sind die Carditaschichten entwickelt; diese sind gleichsam nur eine gering mächtige Einlagerung in die karnischen Dolomite und bestehen aus dunklen Mergelschiefern (z. B. Nordseite des Tamischbachturms, knapp unter der Ennstaler Hütte) und aus oolithischen Kalken (mit *Cardita Gumbeli*).

In einzelnen Querschnitten durch die Kalkalpen<sup>34</sup> kommt man, von Nord nach Süd gehend, aus dem Gebiet der Lunzer Entwicklung (das ist aus Schichten mit einem starken terrigenen, von der böhmischen Masse stammenden Einschlag) in jenes der Carditaschichten (das sind Schichten ohne terrigene Zufuhr) und dann wieder in ein Gebiet der karnischen Schichtreihe (Aflenz), die wieder deutlichen terrigenen Einschlag zeigt. In das karnische Meer lieferten eben zwei Festländer, die böhmische Masse und die zentralalpine Insel, terrigenes Material und zwischen den noch vom Festlande beeinflussten Sedimentationsgebieten liegt eine Zone reiner Hochseesedimentation, in deren tiefstem Teil die karnischen Hallstätter Kalke abgelagert wurden (S. 38).

Die norische Stufe, deren Zonenfossil *Turbo solitarius* ist, wird im Lunzer Faziesbezirk durch zirka 1000 Meter mächtige, klotzige oder geschichtete, helle, oft brekziöse Dolomite, den Hauptdolomit, in der Berchtesgadener Fazies durch über 1000 Meter mächtige, regelmäßig und dick gebankte, helle, Megalodontenführende Kalke, den Dachsteinkalk oder durch schichtungslöse, zum Teil undeutlich geschichtete, bis zu 1000 Meter mächtige Hochgebirgs-Korallenkalke oder Riffkalke vertreten. In einzelnen Gebieten tritt eine vermittelnde Fazies auf, in der unten Hauptdolomit, oben Dachsteinkalk liegt. Im Riffkalk liegen an manchen Stellen Lagen eines grauen oder rötlichen Kalkes, der durch seine Fossilführung als Hallstätter Kalk (S. 38) anzusprechen ist; auch sonst gibt es zwischen Riffkalk und Hallstätter Kalk Übergänge. Im Toten Gebirge ist zum Teil der untere Teil der norischen Stufe als Riffkalk, zum Teil als Dachsteinkalk entwickelt; es gibt auch Stellen, wo Riff- und Dachsteinkalk ineinandergreifen, so daß sich ein allmählicher Übergang herausstellt. — Der Dachsteinkalk reicht vielleicht noch teilweise in das Rhät hinauf. — Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Riffkalk lassen sich nicht immer so streng räumlich trennen, daß die einzelnen Gebirgsgruppen einer oder der anderen Fazies zuzuweisen wäre. Das zeigt die Warscheneckgruppe bei Liezen<sup>35</sup>; im Zug Warscheneck-Angermauer ist Dachsteinkalk unten durch Übergänge mit Riffkalk verbunden und in der Westabdachung des Gebirges liegt über Carditaschichten Hauptdolomit und darüber dann Dachsteinkalk,

wobei durch Wechsellagerung jede scharfe Grenze verwischt wird; in der Umgebung der Langpoltner Alm greift Riffkalk unter Hauptdolomit, so daß hier die Folge Riffkalk-Hauptdolomit-Dachsteinkalk vorliegt, wobei ein Teil des Riffkalkes noch karnisch ist.

Das Rhät (Kössener Schichten), die Zone der *Avicula contorta*, ist in seiner typischen Ausbildung auf die Lunzer Fazies beschränkt. Die Voralpe bei Altenmarkt gibt ein ausgezeichnetes Rhätprofil<sup>36</sup>. Über Hauptdolomit (siehe Fig. 19) liegen abwechselnd dünnere und mächtigere dolomitische Kalke, die sogenannten Plattenkalke; sie gehen nach oben durch Wechsellagerung in einen dickbankigen, hellen, klotzigen, reinen Kalk über, der den Gipfel der Voralpe und der Stumpfmauer bildet und mit Tonmergeln wechsellagert; diese letzteren enthalten am Voralpengipfel viele Fossilien. Dunkelblaugraue, rostgelb anwitternde, knollige Kalke sind hier das höchste Glied des Rhät. — Kössener Schichten sind noch an mehreren Stellen Steiermarks in geringer Ausdehnung vorhanden (z. B. Bürgeralpel bei Maria Zell usw.).

Eine Besonderheit der alpinen Trias ist die Hallstätter Entwicklung. Der Hallstätter Kalk ist ein roter oder grauer Kalk, berühmt durch seinen fossilen Inhalt (meist Cephalopoden). Die Fossilien sind in Linsen in dem sonst fossilarmen Gestein angehäuft. Die Hallstätter Entwicklung ist von der früher besprochenen Fazies durch ihre geringe Mächtigkeit verschieden. Die Region ihrer typischen Entwicklung ist das Salzkammergut. In den Hallstätter Kalken ist die karnische und norische Stufe nachgewiesen. In einem späteren Abschnitt wird die eigenartige tektonische Stellung der Hallstätter Serie aufgezeigt werden. Sehr merkwürdig ist die Lücke in der ladinischen Stufe in der Hallstätter Serie (siehe die Tabelle auf Seite 35). Es besteht eine große Wahrscheinlichkeit, daß die Hallstätter Kalke Bildungen aus größerer Meerestiefe sind, derart, daß zwischen den Riffen der Dachsteinkalkmassen breite Rinnen tieferen Wassers lagen, in denen die Hallstätter Kalke abgelagert wurden<sup>37</sup>. Auf diese Weise erklären sich auch die Einschaltungen von Hallstätter Kalken in die Riffkalke. Im Salzkammergut kennt man den Übergang vom Dachsteinkalk über den Riffkalk zum Hallstätter Kalk.

Im Salzkammergut<sup>38</sup> treten in geringer Verbreitung die norischen Zlambachschichten auf; das sind schwarze Schiefer und graubraune Kalke mit Ammoniten, Mergel mit Ammoniten und kalkige Bänke im Wechsel, schwarze Mergel mit Korallen. Als Pedatakalk (mit *Halorella pedata*) bezeichnet man eine sich aus den Zlambachschichten entwickelnde und ihnen gleichzeitige Fazies von schwarzen Kalkschiefern und

Halorellenbänken, in welchen beiden Hornsteine erscheinen. Im Hangenden der Pedatakalke erscheint in der Ausseer Gegend der graue, wohlgeschichtete Pötschendolomit, auf den der plattige, gelbgraue oder grünliche oder dunkelgraue Hornsteinführende Pötschenkalk folgt. Die Beziehungen der Zlambach-Pedatakalkfazies zum Hauptdolomit sind enge (Seite 98).

Eine besondere Fazies tritt bei Aflenz (Bürgeralpe, Oisching, Osternalpe) auf<sup>39</sup>. Diese Aflenzer Fazies ist zwar von der Riffazies des Hochschwab sehr verschieden, geht aber in sie über. Der gemeinsame Unterbau beider Faziesgebiete sind die Werfener Schichten. Darüber baut sich die Folge der Aflenzer Fazies auf (Tabelle S. 34), typisch entwickelt am Bürgeralpenweg. Von der dortigen Schichtreihe erfolgt der rasche Übergang in die Riffazies, vermittelt z. B. gegen Nordwest derart, daß die ladinische Stufe nur mehr durch Ramsaudolomit vertreten wird und daß sich in die beiden Kalkniveaus der Karnischen Stufe Dolomite und dolomitische Kalke einschalten und daß als der tiefste Teil der norischen Stufe Dolomit erscheint. In einem weiteren Profil des Überganges, in den Endriegeln, treten alle anderen ladinischen und karnischen Gesteine gegenüber einem immer hellere Farben annehmenden Dolomit zurück und in der norischen Stufe ersetzen sich die geschichteten, dunklen Kalke durch ungeschichtete, helle Riffkalke. — Die Riffazies des Hochschwabgebietes gliedert sich in zwei Gebiete. In der Gruppe des Kaarlhochkogel-Fölzstein, in Mitteralpe-Höchstein und in der nördlichsten Hochangergruppe herrscht folgende Reihe: 1. Werfener Schichten; 2. mächtige Dolomite, in den tieferen Teilen stellenweise von dolomitischen Wettersteinkalken ersetzt; im obersten Teil der Dolomite sind an einzelnen Stellen Carditaschichten vorhanden, welche die Fortsetzung des dritten Reingrabener Bandes der Aflenzer Trias sind; der unter den Carditaschichten liegende Dolomit ist Ramsaudolomit, der darüber liegende aber Hauptdolomit; 3. ungeschichtete, norische Riffkalke. Die Schichtfolge im eigentlichen Hochschwabplateau<sup>40</sup> ist auf der Tabelle S. 34 dargestellt; erwähnt sei nur, daß die ladinischen Riffkalke häufig auf ganz kurzer Strecke dolomitisiert sind und daß diese Dolomitisierung stockförmig durch die Masse setzt.

Bei einem Überblick über die Trias der Kalkalpen finden wir in der skythischen Stufe die Sedimente eines seichten Meeres, deren Beschaffenheit ganz vom Festlandsmaterial beherrscht ist; dieses Land muß ein Flachstrand gewesen sein, wie die Beschaffenheit der Gesteine zeigt. Der Sedimentwechsel von der skythischen zur anisischen Stufe bedeutet eine Ver-

tiefung des Meeres, in dem sich nun vorwiegend kalkige Schichten bilden. In der ladinischen Zeit werden die mächtigen Ramsaudolomite abgelagert, die einen mehrere Dutzend Kilometer breiten Riffbau darstellen. Eine solche Bildung ist nur auf sinkendem Boden möglich, der so langsam in die Tiefe ging, als neues Gestein gebildet wurde, so daß immer die Seichtwasserbildungen des Riffes entstehen konnten. In der karnischen Stufe hört das Absinken auf oder es wird langsamer, so daß Material vom Festlande sich in den Sedimenten des nördlichen und südlichen Saumes des Meeres bemerkbar macht, während in der Mitte des Beckens die hochmarine Sedimentbildung kaum oder gar nicht gestört wurde (Carditaschichten, Hallstätter Kalk). In der norischen Stufe sehen wir wieder mächtige Kalke und Dolomite, die ein gewaltiger Riffbau sind (wie das australische Barriereriff). Zugleich wird im tieferen Meer, wohl zwischen den Riffen, der Hallstätterkalk abgelagert. In der rhätischen Zeit tauchte das Gebiet der Dachsteinkalke und Riffkalke als Insel aus dem Meere heraus.

In den Zentralalpen, die zur Triaszeit größtenteils eine Insel waren, sind in geringer Ausdehnung triadische Sedimente im Posruck, im Mürztal und am Semmering und in den Radstädter Tauern vorhanden.

Die Trias des Posruck<sup>41</sup> liegt auf Perm (S. 27) oder direkt auf Krystallin. Werfener Schichten sind nicht mit Sicherheit nachgewiesen, die anisische und ladinische Stufe fehlt. Die Schichtfolge beginnt mit Carditaschichten (Ton- und Mergelschiefer mit einzelnen Kalklagen); darüber folgen graublaue Kalke und Kalkmergel (= Opponitzer Niveau) und dann 80—100 Meter mächtiger Hauptdolomit.

Vom Semmeringgebiet<sup>42</sup> zieht Trias in schmalen Streifen bis in das untere Mürztal und vereinzelte Reste sind in Oststeiermark verstreut. Dieselbe Entwicklung herrscht in den Radstädter Tauern. Mit Recht heißt man diese Entwicklung zentralalpin. Ihre Erörterung bedingt, daß auch der zentralalpine Jura mitbesprochen wird. Betont sei, daß die stratigraphische Gliederung des zentralalpinen Mesozoikums keineswegs so sicher dasteht wie jene der Kalkalpen; denn es ist äußerst fossilarm. Meist wird die folgende Gliederung angenommen, deren Richtigkeit aber recht fraglich ist<sup>43</sup>. Quarzite und Serizitquarzite, wahrscheinlich permischen (S. 27) oder untertriadischen Alters, sind die Unterlage. Dann folgt eine Rauchwacke, die als Mylonit, das ist als tektonisches Zertrümmerungsprodukt angesehen wurde, die aber doch zum großen Teil eine sedimentäre Bildung ist. In die Trias gehören

helle oder dunkle, meist brekzienartige, diploporenführende Dolomite. Ein drittes Glied wird als Pyritschiefergruppe zusammengefaßt; dunkle Tonschiefer mit Pyritwürfeln sind das auffallendste Glied, zu dem sich noch Dolomite, Kalke, Kalkschiefer, Marmore usw. gesellen. Die Pyritschiefergruppe wird in das Rhät gestellt, doch ist es wahrscheinlich, daß die einzelnen Pyritschieferzüge nicht gleichaltrig sind, sondern verschiedenen Stufen von Trias und Jura entsprechen. Glimmerreiche, oft plattige und streifige, verschieden gefärbte Marmore sind in den oberen Jura zu stellen. — Analog sind die Verhältnisse im Semmeringgebiet. Der Juramarmor wird durch plattige, bis stark schieferige, dunkle Kalkschiefer mit Pentakriniten, der dem Lias angehört, von dem Rhät getrennt. Das Rhät besteht aus Tonschiefern und Phylliten mit Lagen von Kalcken und Dolomiten; es hat im Göstritzgraben in Niederösterreich eine kleine Rhätfauna geliefert. Der Trias gehören noch Diploporendolomite an. Das Liegende ist auch hier eine quarzitische Serie (S. 27), die ins Perm oder in die Untertrias gehört. — Alle Gesteine des zentralalpinen Mesozoikums unterscheiden sich von den Kalkalpen durch einen etwas höheren Grad der Metamorphose.

### Jura.

Die mittlere der mesozoischen Formationen, der Jura, der in Lias, Dogger und Malm untergeteilt wird, ist in Steiermark nur gering vertreten. Wir sehen von dem zentralalpinen Jura ganz ab (S. 40) und erörtern den kalkalpinen Jura. Eine besondere Eigentümlichkeit dieses Jura, die ihn in den größten Gegensatz zu dem in viele Zonen gegliederten Jura des deutschen Mittelgebirges bringt, ist seine Lückenhaftigkeit<sup>44</sup>; während im Mittelgebirge Deutschlands die Juraprofile regelmäßig übereinander folgende Zonen durch große Teile der Formation zeigen, lassen sich im alpinen Jura in einem Profile meist nur ganz wenige Zonen nachweisen. Besonders im alpinen Dogger und im unteren Malm ist die Lückenhaftigkeit groß, weniger im alpinen Lias. Als Erklärungen für diese Lückenhaftigkeit können herangezogen werden: 1. tektonische Störungen, welche die sehr heterogen beschaffenen Gesteine des Jura betroffen haben; 2. die Fossilarmut, welche die Erkenntnis einer Zonengliederung sehr erschwert; 3. primäre Lücken der Schichtfolge, welche im Jura das Vorhandensein von Regressionen und Transgressionen des Meeres anzeigen. —

Die Fauna des Jura ist ungemein reich, besonders Deutschland und Frankreich haben große, schöne Tiergesellschaften

geliefert. Spongien und Korallen (*Thamnastraea*, *Thecosmilia* usw.) treten felsbildend auf. Unter den Echinodermen treten besonders die Echinoidea neben den bisher vorherrschenden Crinoiden hervor. Im Vergleich zur Trias zeigen die Brachiopoden eine starke Abnahme. Dagegen sind die Muscheln wichtig; massenhaft erscheinen bänkebildende Austern, dann dickschalige, riffbewohnende Muscheln; sinupalliate Muscheln sind noch spärlich vertreten. Unter den Schnecken kommen zum ersten Male die Siphonostomen stärker hervor; in den Kalken des Oberjura sind besonders die hochgetürmten Nerineen von Wichtigkeit. Aus dem großen Ammonitensterben, das am Ende der Trias stattfand, setzen in den Jura nur die Phylloceraten und Lytoceraten fort, die sofort eine große Zahl neuer Zweige treiben, so daß der Jura eine überreiche Ammonitenfauna hat. Die Nautiliden aber treten stark zurück. Eine reiche Verbreitung haben die Belemniten, deren großer Entwicklung nur einige spärliche Vorläufer in der Trias vorausgingen. Unter den Wirbeltieren sind die Reptilien so wichtig, daß die Formation mit Recht als das Reptilzeitalter bezeichnet wird; erwähnt seien die Ichthyosaurier und Plesiosaurier, dann die mit Flugvermögen ausgestatteten Pterodaktyler, dann die gewaltigen Dinosaurier. Aus der Jurazeit ist der älteste Vogel, *Archaeopteryx*, bekannt. Säugetiere spielen wie in der Trias keine Rolle. —

Der alpine Lias zeigt eine weitgehende fazielle Zerspaltung. In Steiermark haben nur Fleckenmergel und Hierlatzkalk eine weitere Verbreitung. Als Hierlatzkalk bezeichnet man weiße, rote, blaßrötliche oder rötlich-weiße Kalke, die häufig als Crinoidenkalk oder brekziös entwickelt und reich an Brachiopoden sind; sie gehören meist in die Oberregion des Unterlias. Höchst bemerkenswert sind ihre Lagerungsverhältnisse in der Hochgebirgszone der Kalkalpen<sup>45</sup>. Die Bildung des Hierlatzkalkes erfolgte in einer felsigen Untiefenzone mit vielen Klippen; daher liegt sein unterer Teil in Taschen des Dachsteinkalkes, das heißt auf einem korrodierten Relief desselben. Aus diesen Verhältnissen ist auf eine Transgression des Hierlatzlias und daher auf eine stratigraphische Lücke, welche den untersten Teil des Unterlias und wohl auch noch zum Teil das Rhät umfaßt, zu schließen. — Kalke mit Spongiennadeln, das ist Spongienlias, in Verbindung mit Pentakrinenkalken und lichten Fleckenmergeln haben eine beschränkte Verbreitung im Salzkammergut<sup>46</sup>; im großen Zlambachgraben bestehen die tiefsten Teile dieses Komplexes aus Fleckenmergeln, darüber liegt Spongienkalk, der mit wenig Pentacrinusalken, aber häufig

mit Fleckenmergeln in Wechsellagerung steht; darüber folgen rote Kalke des Mittellias. — Die Fleckenmergel sind dunkelgraue, dünn-schieferige oder dickbankige Mergel mit dunklen Flecken; auch Kalke, Sandsteine, Kieselkalke und Hornsteinlagen gehören diesem Komplex an. Die Fauna ist die schwäbische oder mitteleuropäische, weshalb man sie auch als schwäbische Fazies des alpinen Lias bezeichnet.

Der Dogger hat in den Kalkalpen eine sehr geringe Verbreitung. Es ist zu vermuten, daß er vielfach in Fleckenmergeln oder in den zum Malm gestellten Schichten verborgen ist. Während Dogger in den Kalkvorralpen an einer Reihe von Stellen nachgewiesen ist, haben die Kalkhochalpen nur vereinzelte Vorkommen. Im Gebiete von Ischl<sup>47</sup> sind Doggerkieselschiefer vorhanden, welche mit Kalken in Verbindung stehen; es sind braunrote Kieselschiefer (mit Radiolarien), im unteren Teil mit Konglomeratbänken, auch Kalke mit Hornstein. — Auf der Klausalpe am Dachstein treten die Klaussschichten auf<sup>48</sup>; das sind weiße, zum Teil oolithische Posidonomyenkalke und bunte, rote Crinoidenkalke, dem Dachsteinkalk in der Art der Hierlatzkalke direkt aufgelagert. Im Warscheneckgebiet<sup>49</sup> liegen über Hierlatzcrinoidenkalken Brekzienkalke, die nach oben in rotbraune Crinoidenkalke übergehen.

Der Malm ist weniger sporadisch vertreten. Paläontologisch ist meist nur der obere Teil des Malms nachgewiesen; aus der Lagerung aber muß man schließen, daß auch der tiefere Teil desselben, vielleicht sogar der Dogger vorhanden ist. Als Aptychenschichten (nach den Cephalopodendeckeln, den Aptychen, so genannt) oder Oberalmer Schichten benennt man eine mächtige Schieferentwicklung, ausgezeichnet durch bunte Färbung, durch Reichtum an Hornsteinen und durch nie fehlende Aptychen. Im Salzkammergut sind mit den Aptychenschichten auch Kalke in Verbindung und Faziesübergänge vermitteln die Beziehung zu diesem Tressensteinkalk, der in starke Bänke abgesondert ist. Als Rettenbachkalk bezeichnet man wohlgeschichtete Kalke ohne oder mit nur vereinzelten Hornsteinen. — Eine besondere Fazies des oberen Malms, des sogenannten Tithons, sind die Plassenkalke; das sind rein weiße, koralligene Kalke mit vielen Nerineen, manchmal oolithisch, immer ungeschichtet; sie reichen vielleicht noch in die Unterkreide<sup>50</sup>.

Bei einem Überblick über die Schichtreihe des Jura sehen wir in der Oberregion des Unterlias die Dachsteinkalkinsel (S. 40) unter den Meeresspiegel versinken und sehen auf dem zerklüfteten Riff die Ablagerung der Hierlatzkalke.

Die lückenhafte Schichtreihe des Jura zeigt verschiedene Trockenlegungen, so z. B. im unteren Dogger, sie zeigt das transgredierende Übergreifen der Klausschichten. Erst im Oberjura werden wieder größere Teile der Kalkalpen mit Sedimenten bedeckt, so daß auf eine erhebliche Verbreitung des Meeres geschlossen werden muß.

### Kreide.

Die Kreideformation hat in ihrer unteren Hälfte noch die Flora des Jura, also Cycadeen, Koniferen und Farne; in der oberen Kreide aber erscheinen in ganz Europa plötzlich massenhaft Laubhölzer. In der Fauna fällt die außerordentliche Entwicklung der Echinoiden auf. Unter den Muscheln sind besonders bemerkenswert die Austern (*Gryphaea*, *Exogyra*), dann die *Pectines* und *Inoceramen*, ferner die eigenartig gestalteten, ganz auf die Kreide beschränkten Rudisten (*Hippurites*, *Sphaerulites*). Von den Schnecken sei *Actaeonella* mit ihrer dicken, konusartigen Gestalt, dann *Omphalia* und *Cerithium* genannt; in der jüngsten Kreide treten Schnecken-geschlechter auf (*Voluta*, *Mitra*, *Murex*), welche den Schichten fast schon einen tertiären Charakter verleihen. Ungemein wichtig sind die Cephalopoden. Die Kreide beherbergt die letzten Ammoniten und Belemniten. Unter den Ammoniten gibt es viele regelmäßig gebaute Formen (z. B. *Pachydiscus*), daneben aber auch die sogenannten ammonitischen Nebenformen; das sind Gestalten mit freien Windungen oder mit hacken-, stab- oder schneckenförmigen Gehäusen. Bemerkenswert sind die Lobenlinien bei einigen Kreideammoniten; sonst herrscht allgemein die Entwicklungsrichtung, die Lobenlinie zu komplizieren, bei einigen Familien der Kreide wird die Lobenlinie vereinfacht (*Tissotia* mit ceratitischer, *Neolobites* mit goniatitischer Lobenlinie). Es ist möglich, daß diese Erscheinung und die Entstehung der Nebenformen in einem Zusammenhang mit dem Aussterben der Ammoniten steht. — In der Wirbeltierfauna sehen wir in der oberen Kreide eine reiche und mannigfaltige Entwicklung der Teleostier. Die Kreide enthält die letzten Ichthyosaurier, Plesiosaurier und Pterosaurier. Auf dem Höhepunkt der Entwicklung stehen die Dinosaurier. Die Säugetiere spielen noch immer keine Rolle. — Mit dem Ende der Kreide tritt ein scharfer Wechsel der Fauna ein. Es sterben ohne Nachkommen aus die Rudisten, *Inoceramen*, *Actaeonellen*, *Nerineen*, Ammoniten, Belemniten, Ichthyosaurier, Plesiosaurier, Dinosaurier usw. Es tritt also eine vollständige Vernichtung

von charakteristischen Faunenelementen ein. Die Ursachen eines solchen Massensterbens sind unbekannt.

Die Unterkreide ist nur an ein paar Stellen des unteren Ennstales in kleinen Vorkommen als kalkarme, schieferige graue Mergel und als Aptychenkalk entwickelt.

Die Oberkreide oder die Gosauschichten (der unterste Teil der Oberkreide, das Cenoman, ist in Steiermark nicht vertreten) sind dagegen in einer großartigen Entwicklung in Kalk- und Zentralalpen vertreten. In den ganzen Kalkalpen besteht ein großer Unterschied zwischen den älteren mesozoischen Bildungen einerseits und der Oberkreide andererseits; denn der Ablagerung der Gosauschichten ist eine große Störungsphase vorausgegangen, die obere Kreide transgrediert über ein tektonisch gestörtes und schon erodiertes Gebirge und sie ingrediert, das heißt das Meer drang in ein schon zertaltes Gebirge ein. Während der Ablagerung der Gosauschichten erfolgte eine positive Strandverschiebung, das heißt ein Sinken des Meeresbodens oder ein Steigen des Meeres. In dem außerhalb Steiermarks liegenden Becken von Gosau<sup>51</sup> trat dadurch eine Erweiterung des marinen Gebietes ein, indem Teile des älteren Gebirges, die bisher trocken lagen, überflutet wurden; gleichzeitig trat eine direkte Verbindung des Gosaumeeres, das bisher einen wärmeren, einen mediterranen Charakter hatte, mit dem kälteren Flyschmeere, das am Nordrande der Kalkalpen hinzog, ein, denn es verschwinden im Gosaumeere die Korallen, Hippuriten und Actaeonellen und es werden flyschähnliche, fossilarme Sandsteine und Mergelschiefer sedimentiert, die nur mehr Inoceramen und vereinzelte Seeigel führen; eine kalte Strömung aus dem Flyschmeere hat die an warmes Wasser angepaßte Korallen- und Hippuritenfauna zum Absterben gebracht. In der jüngsten Oberkreide kamen mit Foraminiferen erfüllte, rote und grüne Mergel zum Absatz, die Nierentaler Schichten; sie sind in einem tieferen Meere und in großer Entfernung vom Festlande sedimentiert; wo sie abgelagert wurden, war die betreffende Region der Kalkalpen, z. B. das ganze Salzkammergut, Meeresboden. So gliedert sich die Gosau in dem Becken von Gosau selbst in die obere Stufe der Nierentaler Schichten und in eine untere Gruppe, die aus Mergeln, Konglomeraten und Hippuritenkalkbänken aufgebaut und durch einen Basalkonglomerathorizont eingeleitet wird.

Gosauschichten sind in vielen Vorkommen über die Kalkalpen verstreut. Nur einiges sei der Beschreibung der Gebirgsgruppen vorweggenommen. Bei Weißenbach—Wörschach<sup>52</sup> wird die Gosau von Grundbrekzien eingeleitet, aus denen oft sehr

mächtige rote und bunte Kalkkonglomerate mit roten Mergel-lagen hervorgehen; darüber liegen graue Mergel und Sandsteine, an deren Basis hie und da Kohlenspuren gefunden wurden. Wo die Gosau auf Kalken liegt, wird sie von Brekzien, wo sie auf Werfener Schichten liegt, wird sie von roten Mergeln und bunten Kalkkonglomeraten eingeleitet. In den Konglomeraten fehlen trotz der unmittelbaren Nachbarschaft der Zentralalpen Gerölle von krystallinen Schiefen, was nur auf nachgosauische große tektonische Störungen zurückgeführt werden kann.

In dem Gosaubecken von Gams bei Groß-Reifling<sup>53</sup> ist der untere Teil der Gosau durch Konglomerate, Sandsteine und Hippuritkalke, der obere Teil durch Nierentaler Schichten vertreten. Im unteren Komplex kommt auch eine Orbituliten-schichte vor. — Orbitulitenschichten sind auch in der Gosau der Krampen bei Neuberg vorhanden; diese roten oder grauen Orbitulitenkalke werden meist von Konglomeraten überlagert; das oberste Glied bilden lichtgraue sandige Mergel oder tonige Sandsteine mit *Pachydiscus neubergicus*<sup>54</sup>.

Die Gerölle der Gosausedimente stammen zum größeren Teil von der Abtragung des älteren mesozoischen Gebirges, zum Teil aus den Zentralalpen; aus den letzteren sind über-wiegend Gesteine der Grauwackenzone vertreten<sup>55</sup>. Die Gerölle zeigen durch ihre ausgeglichene Rundung und ihre Kleinheit, daß sie vor ihrer Einbettung in die Gosauschichten lange Wege beschrieben haben, längere Wege, als heute zwischen den Gosau-vorkommen und den Zentralalpen liegen. Daraus ist zu schließen, daß zwischen den Ablagerungsstätten im Gosaumeer und dem Herkunftsgebiet der Gerölle eine breite Landzone bestand, welche durch nachgosauische tektonische Bewegungen, durch einen kräftigen Zusammenschub beseitigt wurde. Es ist aber auch eine andere Erklärung möglich, die besonders durch die räumliche Verteilung der Gerölle gestützt wird. Die Gerölle sind möglicherweise überhaupt nicht durch Flüsse aus den Zentralalpen in das Gosaumeer gefördert worden, sondern stammen aus der Zerstörung von Schubschollen krystalliner Gesteine, die bei der vorgosauischen Gebirgsbildung an der Basis der Schubdecken der Kalkalpen (S. 73) in Werfener Schichten eingebettet wurden. Für Steiermark ist diese letztere Möglichkeit noch nicht geprüft, für die niederösterreichischen Gosauablagerungen hat sie einen hohen Grad von Wahr-scheinlichkeit.

Ein großes Vorkommen von Gosaukreide liegt trans-gredierend über dem Paläozoikum von Graz in dem Gebiete der Kainach<sup>56</sup>. Es ist ein Becken von fast quadratischem Umriß

und eine kleinere, davon getrennte Scholle vorhanden. Das Becken der Kainach ist erfüllt von einem oftmaligen Wechsel von Konglomeraten (mit paläozoischen und krystallinen Geröllen aus der Umrahmung), Sandsteinen und Schiefen; gegen die Mitte des Beckens zu tritt eine allmähliche Verfeinerung des Kornes des Konglomerates ein. Fossilien sind im allgemeinen recht selten. Am Ost- und Westrand finden sich stellenweise braunschwarze, stark bituminöse Kalke mit Kohlenschmitzen und Süßwassermollusken. In der erwähnten kleinen Scholle (bei St. Bartholomä) besteht die Basis auch aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefen, darauf folgen in mehrfacher Wechsellagerung Mergel, die zur Zementbereitung abgebaut werden, Hippuritenkalke und Kalksandsteine.

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind in die Gosau die roten Konglomerate von Gams bei Frohnleiten und von der untersten Bärenschütz bei Mixnitz zu stellen<sup>57</sup>. Die Geröllvölker derselben bestehen hauptsächlich aus paläozoischen Gesteinen, besonders aus Hochlantschkalk, daneben aus wenigen krystallinen Geröllen, ferner solchen von Hornstein, Hornsteinkalk und rotem Sandstein, deren Heimat unbekannt ist, während ihrem Habitus nach ihr mesozoisches Alter feststeht.

Am Kamm des Posruck sind kleine Reste von Gosau bekannt<sup>58</sup>, die im Verein mit der Gosau am Bacher zur Kärntner Gosau überleiten. Die Gosau des Posruckzuges besteht aus grauen Zementmergeln, brekziösen Kalken mit Rudisten, rotgefärbten, gebänderten Mergeln, Sandsteinen; Konglomerate fehlen.

### Tertiär.

Die Bildungen des Neo- oder Känozoikums, der Neuzeit der Erde, werden in zwei große Abteilungen, in die Tertiär- und die Quartärformation zerlegt. Die Grenze von Kreide und Tertiär ist fast auf der ganzen Erde sehr scharf, was mit großen Krustenbewegungen zusammenhängt. Die Sedimente der Neuzeit haben in der Regel eine wenig verfertigte Beschaffenheit und sind im größeren Teile ihrer Verbreitung wenig oder gar nicht gestört. Die Pflanzenwelt des Alttertiärs (Eozän, Oligozän) setzt sich aus Dicotylen, Monocotylen und Coniferen zusammen und hat viele Beziehungen zu heutigen Formen in Afrika, Ostindien usw. Unter den niederen Tieren ist die große Wichtigkeit der Nummuliten hervorzuheben. Bei den Echinoiden, dem hier wichtigsten Zweig der Echinodermen, treten noch mehr als in der Kreide die regulären gegen die bilateral-symmetrischen zurück. Von den Muscheln ist das starke Hervortreten der

Sinupalliaten anzuführen (*Venus*, *Tellina* usw.). Unter den Schnecken sind die Siphonostomen am verbreitetsten. Das bedeutendste Merkmal ist das fast unvermittelt eintretende Erscheinen von plazentalen Säugetieren, von denen die älteren Alttertiärschichten vielfach Kollektivtypen geliefert haben.

Das Alttertiär ist in Steiermark anstehend nicht vertreten. Ein Geröll von eozänem Nummulitenkalk wurde in dem miozänen Konglomerat (mit Quarz, krystallinen Gesteinen und Kalken) am Hoheneck bei Leutschach gefunden<sup>59</sup>. Das zeigt, daß einst Eozän vorhanden war, daß dieses abgetragen wurde. Die nächsten Eozänvorkommen liegen bei Guttaring in Kärnten und im Plattenseegebiet.

Das Jungtertiär oder Neogen gliedert sich in die beiden Stufen des Miozäns und Pliozäns. Beide sind in Steiermark wohl entwickelt. Der tiefere Teil des Miozäns ist in den breiten Tälern der Alpen und am Rande der Grazer Bucht durch Süßwasserablagerungen vertreten. Nach deren Bildung trat in die Bucht von Graz von Südosten und Osten her das Meer ein, das nur ein Teil der großen Meeresausbreitung war, die Ungarn, die Wiener Bucht und einen großen Teil des Alpen- und Karpathenvorlandes umfaßte und selbst wieder ein Abschnitt eines erweiterten Mittelmeeres gewesen ist. Von Pliozän ist nur der untere Teil in Süßwasser- und Flußablagerungen vorhanden.

Die wirbellose Tierwelt des Neogens bedarf nur der Bemerkung, daß die Muschel- und Schneckenfauna eine noch größere Angleichung an die heutige Tierwelt aufweist; ein großer Teil der fossil erhaltenen Schalenträger lebt heute noch fast unverändert im Mittelmeer. Von den jungtertiären Säugern seien die Proboscidier mit den Genera *Dinotherium* und *Mastodon* angeführt. Dann möge der Pferdestamm mit *Anchitherium* (Miozän) und *Hipparion* (Pliozän), des weiteren die Rhinocerosen mit *Aceratherium*, dann die Hirsche, Rinder, ferner die Affen (Catarrhinen und menschenähnliche) angeführt werden. Die Fauna weist eine große Zahl von ausgestorbenen Säuger- geschlechtern auf, daneben aber auch schon viele Formen, deren Genus den heute lebenden Arten nahesteht. Die Säugerfauna des Miozäns steht der heutigen Tierwelt ferner als jene des Pliozäns.

In Steiermark sind die tiefsten Schichten die basalen marinen Mergel des Miozäns<sup>60</sup>, das ist ein am Ost- und Nordostrande des Posruckgebirges auftretender, fossilärmer Komplex von dunklen Mergeln mit untergeordneten Sandstein- und Tuffbänken. Die Beschaffenheit der Ablagerung zeigt, daß es sich um marine Seichtwasserbildungen handelt. Ihr Ver-

breitungsgebiet liegt hauptsächlich in Jugoslawien, nur bei Leutschach reichen sie in unsere Heimat herein. Sie sind stark aufgerichtet, sind in ihrem Habitus von den jüngeren Miozänbildungen verschieden und werden von der folgenden Foraminiferenmergelgruppe durch eine tektonische Diskordanz, also durch eine Störungsphase getrennt. Mit dieser Störungsphase hängt die Tatsache zusammen, daß die von Jungtertiär erfüllte Grazer Bucht aus einem der Abtragung unterworfenen Festland zu einem Sedimentationsgebiet wurde, so daß das Gelände unter das limnische und dann unter das marine Akkumulationsniveau gekommen ist.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Foraminiferenmergel liegt auch zum größten Teil in Jugoslawien. Es sind fossilarme, nur Foraminiferen, Pectenschalen, Seeigel, Krebse und Fischschuppen führende helle Mergel mit untergeordneten Sandsteinbänken und Konglomeratlagen. Gegen Westen nimmt Fossilführung und Kalkreichtum ab und aus den foraminiferenreichen Mergeln entwickeln sich sandige, glimmerreiche Mergel. Während nahe der Südbahnstrecke Spielfeld—St. Egydi—Jahring eine Wechsellagerung von reichlich foraminiferenführenden Mergeln mit pflanzenführenden Sandsteinen und Mergeln herrscht, entwickeln sich bei Leutschach und Georgenberg sandige Mergel mit spärlichen Fossilien im Wechsel mit pflanzenreichen Sandsteinen, Sanden und Tonschiefern. Bei Arnfels (Hardegg) nehmen sandigschieferige Konglomerate auf Kosten der Mergel überhand, pflanzen- und kohlenführende Lagen treten stärker hervor, die marinen Fossilien sind verschwunden. Das sind bereits die kohlenführenden Schichten von Eibiswald und Wies, die sich so als die brackisch-lakustre Fazies der Foraminiferenmergel darstellen. Es ist wahrscheinlich, daß im Untergrunde der Tertiärbucht von Graz sich derselbe Übergang von den marinen Foraminiferenmergeln in die Süßwasserbildungen des Randes vollzieht, so daß also diese kohlenführenden Schichten nur in den tief einspringenden Winkeln der großen Bucht gebildet wurden, daß man Kohlen daher nicht im Untergrund des Grazer Hügellandes erbohren kann. Die Ablagerung der Meeres- und der Süßwasserbildungen ist aber nur erklärbar, wenn eine Senkung der östlichsten Zentralalpen eingetreten ist. Diese Senkung betraf auch das Mürz- und das obere Murgebiet und mit ihr mag das Hervortreten der Gleichenberger Trachyt-Andesitmasse in Zusammenhang stehen.

Den untermiozänen Süßwasserschichten gehören die Braunkohlen von Wies, Eibiswald, Köflach, Voitsberg Leoben, Fohnsdorf usw. an. Diese Schichten haben an vielen

Orten prächtige Wirbeltierreste der Fauna mit *Mastodon angustidens* und *Rhinoceros sansaniensis* geliefert. Es tritt uns eine reiche mannigfaltige Fauna von tropischem Charakter entgegen, aus der *Mastodon*, *Rhinoceros*, *Tapire*, *Moschustiere*, *Hirsche* (*Dicrocerus*), *Schweine* (*Hyootherium*), *Angehörige des Pferdestammes* (*Anchitherium*), *Raubtiere* (*Amphicyon*, *Lutra*), *Schildkröten* (*Trionyx*, *Emys*) und *Krokodile* genannt seien. Dieselbe Fauna lebt noch im Sarmatischen (S. 53). Eine reiche Molluskenfauna haben die Süßwasserkalke von Rein geliefert. Die Flora hat tropisches Gepräge.

Die Süßwasserschichten haben durch ihre Braunkohlen eine große wirtschaftliche Bedeutung. Die Ursache für die Verschiedenheit z. B. der Eibiswalder und Voitsberger Braunkohle liegt in der größeren Bedeckung durch jüngere Sedimente und in der stärkeren Aufrichtung (Pressung) im ersteren Revier. Im folgenden seien einige Schichtfolgen durch die Süßwasserschichten gegeben:

Fohnsdorf: über Glimmerschiefer Sandstein—Kohle—Mergelschiefer—sandige Mergelschiefer.

Leoben: über Phyllit plastischer Ton—Kohle—Schieferton—Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer—Sandstein—Konglomerat.

Köflach: über Krystallin, Silur oder Kreide, sandige oder mergelige Tegel und festere Sandschichten—Kohlen mit sandigen oder lettigen Zwischenmitteln—Kohle—Kohlschiefer—Tegel mit glimmerreichem Sand wechselnd—Belvedereschotter und Belvederesand (S. 56).

Wies-Eibiswald: über Krystallin Konglomerat von heller Farbe—grobe Sandsteine und Sandsteinschiefer—Kohle—sandige Schiefertone, Sandsteine und Konglomerate, Letten und Tonmergel oder sandige Schiefertone (gegen die Koralle zu liegt das Flöz fast unmittelbar auf dem Krystallin, so daß das Liegende fast ganz fehlt).

Eine Basisbildung der Süßwasserschichten von Eibiswald sind die Radelkonglomerate; das sind grobklastische Sedimente (Konglomerat mit Schottern und Sanden wechselnd), die den alten Gesteinen des Posruck aufliegen; an vielen Stellen sind sehr große Blöcke in dem Komplex vorhanden, die oft vereinzelt daliegen, da die leichter transportablen kleineren Gerölle von den abtragenden Kräften schon beseitigt sind; an einzelnen Orten ist Blockwerk vorhanden. Im ganzen stellen die Radelschichten eine aus wenig sortiertem und grob gebanktem Schutt bestehende Anhäufung krystalliner Gesteine dar;

Schichtung ist nur in den spärlichen tonigen Bänken und in den sandigen Konglomeratpartien vorhanden. Die Gerölle und Blöcke sind meist wohlgerundet und stammen aus der südlichen Koralpe.<sup>61a</sup>

Nach der Ablagerung der Foraminiferenmergel und der altersgleichen Süßwasserschichten<sup>61b</sup> trat in der Grazer Bucht eine Störungsphase, eine große Änderung in der Art der Sedimentation ein. Eine große Schutzzufuhr fand statt, welche marine Konglomerate schuf. Die Ursache dieser Schutzzufuhr muß in einer Hebung der südlichen Koralpe gesucht werden (für eine Hebung spricht auch die verschiedene Steilheit des West- und Ostabfalles der Koralpe). Dadurch wurde die Erosion belebt und es konnte Blockwerk dem Meere zugeführt werden, in dem die Konglomerate der Grunder Schichten abgelagert wurden. Die Erhebung der Koralpe wurde von Senkung begleitet, welche die Aufhäufung von Schuttmassen zwischen Sausal und Posruck ermöglicht hat. Bewegungen machen sich auch am Nordrand der Grazer Tertiärbucht in Störungen und Niveaudifferenzen der Süßwasserschichten geltend. Durch Senkung wurde der Eintritt des Meeres in die Grazer Bucht ermöglicht.

Es kommt zur Ablagerung der marinen Grunder Schichten. Sie haben an vielen Stellen eine reiche Fauna geliefert, die bereits lebhaft Beziehungen zur heutigen Tierwelt des Mittelmeeres hat. Über den Foraminiferenmergeln liegen auf der Strecke St. Egydi-Leutschach-Arnfels-Groß-Klein marine Konglomerate von wechselnder Mächtigkeit (im Durchschnitt 300 m); das ist die Strandfazies der Grunder Schichten. Die Konglomerate führen vielfach große Blöcke von krystallinen Gesteinen und haben zwischen Arnfels, Leutschach, Ehrenhausen und Groß-Klein eine bedeutende Verbreitung. Zwischen Radiga und Groß-Klein übersetzen sie die Saggau und gehen über das Gebiet des Birkkogels und Burgstalls in das Verbreitungsgebiet der sandig-tegeligen Grunder Fazies über.

Es sei anhangsweise erwähnt, daß sich in einem großen Teile der östlichen Alpen nach der Zeit ruhiger Sedimentation im Untermiozän eine Periode mit gesteigerter Schuttbewegung geltend macht, welche den Wechsel von tonig-sandigen zu grobklastischen Ablagerungen bedingt. Das hängt wohl mit einer Hebung des Gebirges und der dadurch bedingten Belebung der Erosion zusammen (siehe oben).

Außer den Konglomeraten gehören in die Stufe der Grunder Schichten die in ruhigem Wasser abgelagerten sehr fossilreichen Florianer Tegel, die mergelig-sandigen Schichten

von Wetzelsdorf-Oisnitz und die in ein sehr hohes Niveau des Grunder Horizontes zu stellenden Mergel von Pöls (bei Wetzelsdorf).

Eine andere Ausbildung des marinen Miozäns ist der Leithakalk; er besteht hauptsächlich aus den kalkigen Skeletten einer marinen Alge, des *Lithothamnium ramosissimum*; vielfach sind auch riffbauende Korallen an seiner Zusammensetzung beteiligt. Die Leithakalke sind zum Teil Saunriffe, zum Teil submarine Wiesen. Als Einlagerungen finden sich Mergel mit Foraminiferen (Amphisteginen) und sandige Tegel. In der Gegend von Wildon sind die Leithakalkbildungen enge mit sandigen Sedimenten verbunden, welche bei Pöls den Pölser Mergel überlagern; das sind die „oberen Sande“. — Die Bildungen der Leithakalkstufe sind durch eine große Mächtigkeit ausgezeichnet (am Buchkogel bei Wildon 250 m Riffbau), was bei dem allgemeinen Seichtwassercharakter des Sedimentes nur auf Bodenbewegungen zurückzuführen ist. Auch der Wechsel von Ton, Schotter und Sand (z. B. im Sausal) ist derart zu erklären. Nur langsame Senkung des Bodens kann die Erscheinung erklären; die Annahme eines Ansteigens des Wasserspiegels wird durch die Verbreitung des Meeres widerlegt, denn dieses müßte dann weite Teile des Randgebirges überflutet haben. Das Vorhandensein von tektonischen Bewegungen wird auch durch die Tatsache aufgezeigt, daß im Sausal unter dem Leithakalk keine älteren Miozänschichten liegen, daher kann der Sausal erst später durch Senkung unter den Meeresspiegel gekommen sein. Störungen sind auch direkt zu sehen (Steinbruch bei Weißenegg, S. 209). Die Strandlinien der verschiedenen Stufen sind in Fig. 2 dargestellt.

Die Beziehungen der Grunder Schichten zum Leithakalk seien erwähnt. Eine Reihe von Beobachtungen weist auf enge Beziehungen zwischen beiden, auf eine gegenseitige fazielle Vertretung hin: Wo z. B. die Grunder Konglomerate mächtig sind, sind die Leithakalke gering entwickelt und umgekehrt. Bei Gamlitz sind Leithakalke und Grunder Konglomerate eng verbunden. — Unter der Voraussetzung, daß Grunder Schichten und Leithakalke fazielle Bildungen sind, bekommen wir folgende Gliederung des marinen Miozäns in der Grazer Bucht: Konglomeratisch-sandige Bildungen nördlich von Arnfels-Leutschach mit einzelnen Austernbänken; weiter draußen im Meere die Riffbauten des Sausal und bei Wildon; zwischen dem Sausal und dem Gebirgsrande bei Stainz die sandig-schlammigen Absätze der eigentlichen Grunder Schichten. — Über die Beziehungen der Grunder Schichten zum Leithakalk sind die

Meinungen der Forscher geteilt. Von jenen, welche in den beiden Bildungen altersverschiedene Stufen sehen, wird auf die vielfach dazwischen zu beobachtende Diskordanz verwiesen, welche möglicherweise eine Störungsphase anzeigt; das Fehlen der Grunder Schichten unter dem Leithakalk wird in diesem Fall

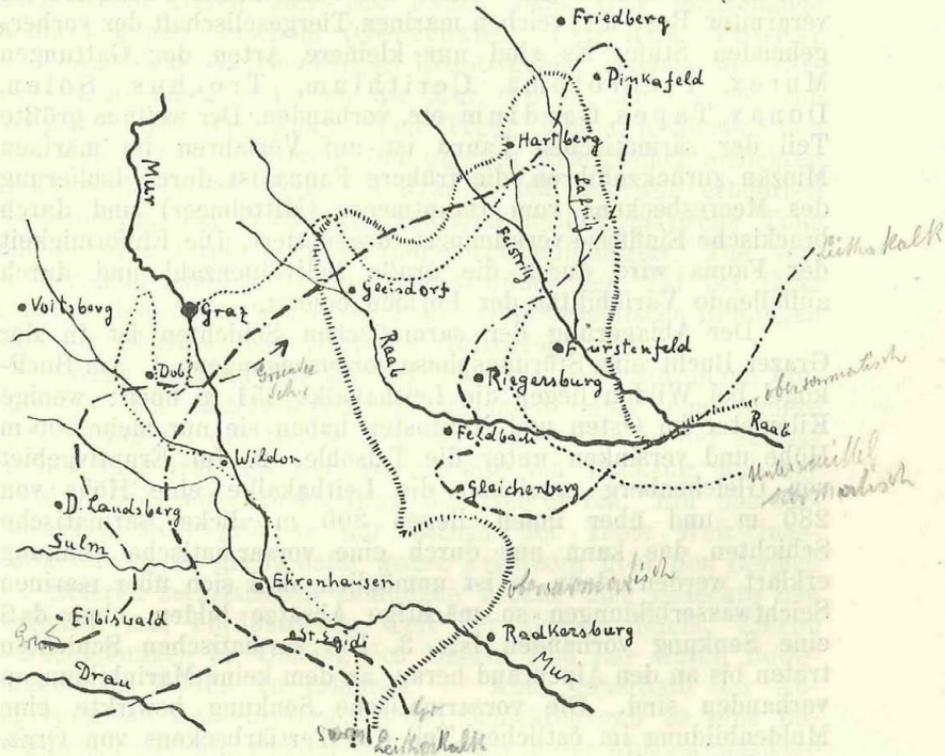


Fig. 2. Verbreitung der miozänen Meere in Mittelsteiermark (nach Winkler, Jb. 1913). Striche = markieren die mutmaßliche Strandlinie der Grunderschichten. Strich - Punkt - Strich - Punkt = markiert die mutmaßliche Strandlinie der Leithakalkbildungen. Punkte = markieren die mutmaßliche Strandlinie der unter- und mittelsarmatischen Schichten. Zur Grenze senkrechte Strichchen = markieren die mutmaßliche Strandlinie der oberarmatischen Schichten.

mit der übergreifenden Lagerung des letzteren erklärt. Eine sichere Entscheidung für die eine oder andere Ansicht ist derzeit nicht möglich.

Auf das marine Miozän folgt die dem Obermiozän angehörende sarmatische Stufe, die auch als Cerithien-schichten oder brackische Stufe bezeichnet wird. Dem vorhergehenden marinen Miozän gegenüber sind diese Schichten

durch die Einförmigkeit der Fauna ausgezeichnet; es fehlen alle Formen, die an Meerwasser mit normalem Salzgehalt gebunden sind (Pteropoden, Cephalopoden, Brachiopoden, Echiniden, Korallen, Balanen); es fehlen auch meist die größeren dickschaligen und kräftiger verzierten Gehäuse, die den in wärmeren Meeren lebenden Mollusken eigen sind. Die sarmatische Fauna ist ein verarmter Rest der reichen marinen Tiergesellschaft der vorhergehenden Stufe. Es sind nur kleinere Arten der Gattungen *Murex*, *Pleurotoma*, *Cerithium*, *Trochus*, *Solen*, *Donax*, *Tapes*, *Cardium* etc. vorhanden. Der weitaus größte Teil der sarmatischen Fauna ist auf Vorfahren im marinen Miozän zurückzuführen, die frühere Fauna ist durch Isolierung des Meeresbeckens vom Hauptmeere (Mittelmeer) und durch brackische Einflüsse verkümmert, degeneriert. Die Einförmigkeit der Fauna wird durch die große Individuenzahl und durch auffallende Variabilität der Formen ersetzt.

Der Ablagerung der sarmatischen Schichten ist in der Grazer Bucht eine Störungsphase vorausgegangen: 1. Am Buchkogel bei Wildon liegen die Leithakalke 551 m hoch; wenige Kilometer im Osten und Nordosten haben sie nur mehr 300 m Höhe und versinken unter die Talsohle. 2. Im Eruptivgebiet von Gleichenberg erreichen die Leithakalke eine Höhe von 280 m und über ihnen liegen 300 m dicke sarmatische Schichten, das kann nur durch eine vorsarmatische Senkung erklärt werden; denn es ist unmöglich, daß sich über marinen Seichtwasserbildungen so mächtige Absätze bilden, ohne daß eine Senkung vorhanden ist. 3. Die sarmatischen Schichten treten bis an den Alpenrand heran, an dem keine Marinbildungen vorhanden sind. Die vorsarmatische Senkung bewirkte eine Muldenbildung im östlichen Teil des Tertiärbeckens von Graz.

Im Eruptivgebiet von Gleichenberg sind die tiefsarmatischen Bildungen eine mächtige Folge von Tegeln, Schiefer-tonen, Mergeln, feinen Sanden und groben Schottern; vorherrschend sind tegelige Sedimente; zahlreich sind kleine Kohlenflözchen und reichlich sind *Cerithien* vorhanden. Die mittelsarmatischen Schichten sind grobsandige Bildungen (mit Diagonalschichtung), reichlich Mergel, Lagen mit Wasserpflanzen; sie entsprechen einem seichter werdenden Meere, einer Beckenausfüllung der Ablagerungsbucht des Untersarmatischen; auch grobklastische Bildungen treten auf (Gnastal, S. 215), die das Anzeichen eines konglomeratisch-schotterigen Deltakegels sind; das Schuttlieferungsgebiet ist, wie die Gesteine zeigen, in der Drauregion zu suchen. Der Fossilinhalt ist durch das Zurücktreten dickschaliger Organismen und durch das Vorherrschen

variabler Cardienformen gekennzeichnet. In den obersarmatischen Schichten herrschen Sande, zum Teil in feintoniger, zum Teil in gröberer Ausbildung; Schiefertone wechseln mit ihnen; ausgedehnte Mergelkomplexe sind besonders im Hangenden vorhanden und führen da mehrere 1 bis 4 m dicke Kalklagen; auch Tegel treten auf. Die Fauna zeigt viele dickschalige Schnecken und Muscheln (*Cerithium*, *Trochus*, *Tapes*).

Aus dem Gleichenberger Eruptivgebiet reichen die sarmatischen Schichten bis an die Mur, wo in der Gegend von Wildon-Fernitz im unteren Teil Tegel, kleine Kohlenflözchen und Schiefertone auftreten. Den unteren sarmatischen Schichten gehören die in St. Peter bei Graz in 155 m Tiefe erbohrten Gesteine an. Bei Niederschöckel sind untersarmatische Tone mit Cardien direkt dem Grundgebirge aufgelagert. Die versteinungsreichen Schichten von Waldhof und Tal bei Graz gehören dem Mittelsarmatischen an. Obersarmatische Bildungen sind bei Gleisdorf und Hartberg vorhanden.

Auch während der sarmatischen Zeit sind Störungen eingetreten. Die obersarmatischen Schichten haben eine andere Verbreitung als der tiefere Teil der Stufe, denn in der sarmatischen Zeit trat auf der einen Seite ein Rückzug, auf der anderen Seite eine Ausbreitung des Meeres ein. Ein obersarmatisches Meer gibt es nur östlich der Linie Weiz-Gnas-Radkersburg, es greift dafür gegen Friedberg über den Bereich der tieferen sarmatischen Bildungen hinaus und bedeckte den östlichen und nordöstlichen Teil der Grazer Bucht. Solche Verschiebungen im Umfang des Meeres sind nur durch Bewegungen im Festen zu erklären. — Auch innerhalb der Ablagerungszeit der obersarmatischen Schichten gab es eine Bewegungsphase, wie Ungleichmäßigkeiten in der Ablagerungsfolge zeigen. (Diskordanzen von Grafendorf bei Hartberg.)

Es muß noch die Frage nach der Nordgrenze des Miozänmeeres erörtert werden. Die Grunder Schichten sind fast nur westlich der Mur bekannt geworden. Nur im Eruptivgebiet von Gleichenberg wurde eine Scholle von ihnen in einem vulkanischen Tuff als Auswürfling eingeschlossen gefunden. Das zeigt ihr Vorhandensein im Untergrund. Dem Gebirgsrand fehlen sie und alle anderen Marinschichten auf der Strecke Voitsberg-Graz-Weiz-Hartberg-Friedberg; das läßt nur den Schluß zu, daß das Meer den Nordrand der Bucht nicht erreicht hat; das Nordufer muß daher südlich vom Alpenrand gelegen sein. Es besteht die Möglichkeit, daß es von den untermiozänen Süßwasserschichten aufgebaut war<sup>61</sup>. Dagegen transgredieren die sarmatischen Schichten über den Rand des Gebirges. Das

legt folgende, auf tektonische Verhältnisse aufgebaute Schlußkette nahe<sup>62</sup>: Die Leithakalke sind auf sinkendem Boden abgelagert; dem Sarmatischen ging eine Senkung voraus, so daß das Meer an den heutigen Gebirgsrand herantreten konnte. Wenn wir die Verbreitung der einzelnen Miozänstufen überschauen (Fig. 2), so kommen wir zur Vorstellung, daß im Verlaufe des Miozäns Senkung von Südwest nach Nordosten fortgeschritten ist. Besonders die Verbreitung der einzelnen Abteilungen des Sarmatischen macht den Eindruck, daß es sich um ein Wandern der Tiefe gegen Nordosten handelt. Diese Senkung bringt das Sarmatische bis an den Rand des Gebirges, während die Küstenlinie des Grunder und Leithakalkmeeres noch südlich blieb. Gleichsam hinter der Senkung rückt in SW-NO-Richtung eine Hebung vor, welche, indem sie das Leithakalkgebiet des Sausal und von Wildon und das Gebiet der Grunder Schichten höher schaltete, das sarmatische Brackwasserbecken gegen Nordost verschob und in der sarmatischen Zeit das obersarmatische Becken gegen Nordost verlegte. Auch nach dem Sarmatischen und vor dem Pontischen traten Bewegungen im Festen ein; die Hebung schreitet gegen Nordosten weiter und vor ihr verlagert sich das Senkungsfeld gegen Nordosten.

Das Pliozän ist nur in seinem unteren Teil in der Bucht von Graz durch die pontische Stufe oder Congerienschichten und durch die Belvedereschichten vertreten. Die Congerienschichten (Tegel, Sande) sind Süßwasserbildungen mit *Congeria*, *Melanopsis* etc., Bildungen, die in Binnenseen entstanden sind; es sind Absätze einer Kontinentalepoche, hervorgerufen durch einen allgemeinen Rückzug des Meeres. Dadurch entstanden neue Landverbindungen und es änderten sich die Bewohner des Landes, es erscheint eine neue Säugetierfauna, die einen afrikanisch-indischen Typus hat und der vorhergehenden, noch im Sarmatischen persistierenden Fauna (S. 50) im allgemeinen fremd gegenübersteht. In der neuen Fauna gibt es wohl Nachkommen der vorangegangenen, wie z. B. *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Aceratherium incisivum*, aber meist sind fremde Elemente vorhanden, wie *Hipparion*, *Machairodus*, Antilopen etc. Der Charakter der Flora deutet auf ein warmes Klima mit immergrünen Wäldern.

In der näheren Umgebung von Graz sind die pontischen Schichten weniger entwickelt als die Belvedereschichten, die man auch als thrazische Stufe bezeichnet. Diese sind Flußschotter, fluviatile Lehme und Sande, die eine bedeutende Meeres-

höhe erreichen und vielfach im Randgebirge vorhanden sind. Meist sind Quarzgerölle vorhanden, daneben aber auch krystalline Gesteine. Aus der vollendeten Rundung und der relativen Kleinheit der Gerölle und aus der Tatsache, daß die Quarze überwiegen, muß man auf einen langen Flußtransport schließen; doch ergäbe sich bei der Herleitung der Schotter von der Stub- und Gleinalpe nur ein Weg von 30—40 km Länge. Es ist daher ein Problem, woher die Schotter stammen, denn die heute aus den genannten Gebieten kommenden Gewässer führen wohl erhaltene krystalline Gerölle, nicht aber Quarzschotter. Es besteht auch die Möglichkeit, daß die Schotter von einem gegen Nordosten fließenden Strom oder von einem verzweigten Flußsystem abgelagert wurden.

Die Störungen vor der Ablagerung der pontischen Stufe wurden schon erwähnt (S. 56). Innerhalb der pontischen Zeit gab es auch Bodenbewegungen, denn vor der Ablagerung der höheren pontischen Schichten entstand in der Oststeiermark ein großes Einbruchsgebiet; der Ostrand der Grazer Bucht, die alpinen Inselberge im Burgenland kommen zum Teil oder ganz unter den Wasserspiegel. Die Südbegrenzung dieses altpliozänen Senkungsfeldes läuft aus der Gegend von Radkersburg über Gleichenberg nach Fernitz als eine zum Teil mit Brüchen kombinierte Flexur. Das Senkungsfeld wird mit pontischen Sedimenten, über denen die Basaltvulkane Oststeiermarks liegen, und dann mit Belvedereschotter angefüllt. Aber auch während und nach der Ablagerung der Belvedereschotter treten Bewegungen ein, wie die Störungen in den pontischen Basaltdecken zeigen.

Aus dem Jungtertiär Oststeiermarks taucht die Vulkangruppe von Gleichenberg<sup>63</sup> heraus. Eine beschränkte Verbreitung hat Quarztrachyt, der in der Tiefe des Schaufelgrabens ansteht; er ist wohl eine ältere Quellkuppe, deren bankig abgesondertes Gestein unter den benachbarten Andesit einfällt. Das Zentrum der Vulkangruppe sind die beiden Kuppen des Gleichenberger und des Bscheidkogels. Durch das Engtal der Klause sind die vulkanischen Gesteine, Trachyte und Andesite, prächtig aufgeschlossen. Ganz abgesehen von dem erwähnten Quarztrachyt beobachtet man im zentralen Teil der Gruppe saurere, im peripherischen basischere Laven. Das zentrale Gebiet besteht aus Biotitaugittrachyten, welche die Hauptmasse des Gleichenberger und Bscheidkogels bilden, und Biotithypersthentrachyten am Südfuß des Gleichenberger Kogels und an der Südseite des Schloßberges. Die Randzone ist von andesitischen Gesteinen aufgebaut, und zwar aus trachytoiden

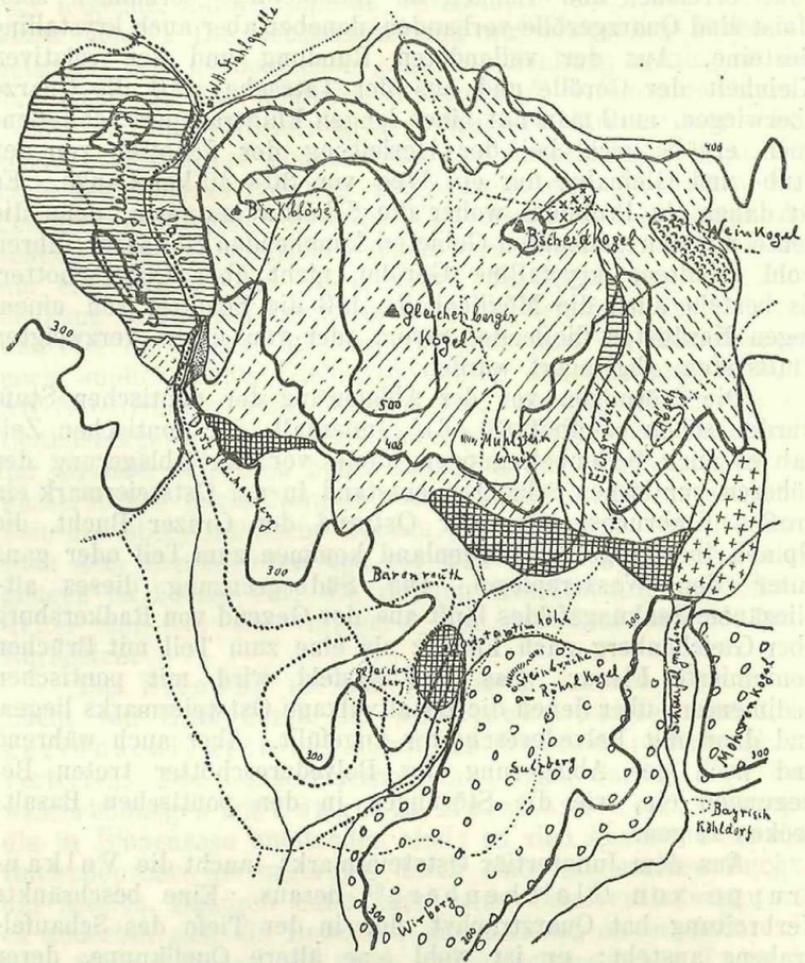


Fig. 3. Geologische Karte des Gleichenberger Eruptivgebietes (nach A. Sigmund, Exkursionsführer zum IX. internationalen Geologenkongreß in Wien, 1903). Schiefe Schraffen von rechts oben nach links unten = Trachyt. Schiefe Schraffen von links oben nach rechts unten = Andesit. Horizontale Linien = Andesitoid. Horizontale und vertikale Linien gekreuzt = Trachytoide Andesite. Enggestellte Punkte = Brockentuff. Schiefe Kreuze = Biotitaugittrachytlava. Halbkreise = Biotitandesitlava. Senkrechte Kreuze = Liparit. Kreise = Palagonittuff. Weiß = Tertiär und Diluvium. Dicke Linien mit Zahlen (300, 500) = Isohypsen. Punktirt = Straßen und Wege.

Biotitandesiten und Biotitaugitandesiten, aus Andesitoiden und echten Andesiten. Nur an einer Stelle, in der Klause, gibt es Tuffe, und zwar Brockentuffe aus faustgroßen, rundlichen oder

eckigen Brocken roter trachytischer oder grauer andesitischer Lava, durch ein gelblichgraues, toniges Bindemittel verkittet; es ist wahrscheinlich kein eruptiver Tuff, sondern eine lange nach der Eruption entstandene Gehängeschuttbildung. — Lange Zeit nach den Eruptionen dauerten die vulkanischen Emanationen an. Mit Kohlensäure beladene Wässer bildeten die Sinterablagerungen des Eichgrabens, die holzopalführenden Konglomerate und Sandsteine des Mühlsteinbruches, durch dieselbe Ursache wurden viele Veränderungen in den Laven hervorgerufen, so z. B. die Opalisierung der Gesteine der Randzone. Kohlensäureausströmungen dauern noch heute an, wie die Heilquellen zeigen.

Für die Altersbestimmung der Gleichenberger Eruptivmasse<sup>64</sup> sind ihre Beziehungen zum Tertiär wichtig. Nirgends ist eine Auflagerung der besprochenen vulkanischen Gesteine auf das Tertiär zu sehen, sondern die Eruptivbildungen werden von pontischen und besonders von sarmatischen Schichten eingehüllt. Daher ist das Massiv älter als das Sarmatische. Aus den 7—8 km südöstlich von Gleichenberg liegenden Leithakalken sind keine Anzeichen einer gleichzeitigen vulkanischen Tätigkeit bekannt. Es ist sogar wahrscheinlich, daß die Eruptivmasse von Gleichenberg älter als die Grunder Schichten ist; man kann sie vermutungsweise in die Zeit der Ablagerung des Untermiozäns versetzen, wobei sich eine Altersgleichheit mit den Andesiten südlich vom Bacher ergäbe.

Derzeit bildet die Gleichenberger Masse eine Erhebung von elliptischem Umriß im Ausmaße von 3:4 km. Das heute sichtbare Gebiet ist nur ein kleiner Teil der Masse, denn die Einschlüsse von in der Tiefe anstehenden trachytischen und andesitischen Gesteinen in den Basaltuffkegeln der Oststeiermark (Feldbach, Kapfenstein usw.) zeigen, daß in der Tiefe eine zwanzigmal so große Eruptivmasse liegt. Das gesamte Massiv scheint eine Staukuppe großen Stiles zu sein, eine über der Ausbruchöffnung aufgetürmte Kuppel von zäher und, wie das Fehlen der Explosiva zeigt, gasarmer Lava. Die Lavaströme sind, wie die Einschlüsse im Basaltuff zeigen, besonders gegen Norden geflossen.

An zahlreichen Stellen des oststeirischen Hügellandes sind Basaltvulkane<sup>65</sup> vorhanden. Ihre Entstehung fällt in die Zeit nach der Ablagerung der Hauptmasse der pontischen Bildungen, beziehungsweise der Belvedereschotter. Es sind etwa zwanzig Eruptionsstellen bekannt. Man kann ein zentrales Gebiet, vorwiegend aus basaltischem Lavafluß, und zwei periphere Kränze von Tuffvulkanen oder Tuffschloten, also zwei Bögen mit reicher explosiver Tätigkeit (mit Aschen, Lapilli, Bomben, fremden, mitherausgerissenen Gesteinen) erkennen. Die Gesteine des

zentralen Gebietes sind basaltische Laven, z. B. der Nephelinit des Hochstraden, Nephelinbasalt, Nephelinbasanit in Klöch. In den beiden Bögen herrschen Feldspatbasalte und Magmabasalte. Der eine Bogen verläuft auf der Linie Oberlimbach-Neuhaus-Steinberg-Feldbach, der andere auf der Linie Feldbach-Fürstenfeld-Güssing im Burgenlande.

Eine Sonderstellung nimmt der Feldspatbasalt von Weiten-dorf bei Werndorf ein; er ist der durch Abtragung freigelegte Stiel eines Vulkans. In der einen Flanke des Stieles sind Grunder Schichten steil aufgerichtet<sup>66</sup>.

Eine noch zu erörternde Frage sind die Beziehungen der jungtertiären Sedimentation zu den Verebnungsflächen der Nördlichen Kalkalpen<sup>67</sup>. Auf den Plateaus der Kalkalpen finden sich vielfach die sogenannten Augensteine, das sind meist aus Quarz bestehende Kleinschotter. Aus den Oberflächenformen der Kalkhochplateaustöcke und aus den Funden der Augensteine ergibt sich, daß die Kalkhochplateaus im Untermiozän (?) eine Kuppenlandschaft mit zwischenliegenden, weit verbreiteten Verebnungsflächen waren<sup>68</sup>. Auf diesen durch fließendes Wasser geschaffenen Verebnungsflächen bestand ein weit verzweigtes, von Süd nach Nord gerichtetes Flußsystem, das zentralalpines Schottermaterial führte. In der Tiefe des Mur- und Mürztales sind an vielen Stellen untermiozäne braunkohlenführende Schichten abgelagert und darüber liegen konglomerierte Flußschotter; die Bildung der Schotter entspricht einer Zeit mit lebhafter Erosion und mit bedeutendem Wassertransporte (S. 57). Diese miozänen Bildungen sind stark gestört und diese Störungen, welche die großen Höhendifferenzen zwischen der heutigen Tiefenlage der inneralpinen Miozänsedimente und den Kämmen des Gebirges schufen, sind jedenfalls erst nach der Ablagerung der braunkohlenführenden tonigen Schichten und vor dem Absatz der Konglomerate eingetreten. Die Höhen, in welchen sich die Verebnungsflächen der Kalkalpen (jetzt 1500—2000 m) bildeten, können nicht die heutigen gewesen sein, denn solche Verebnungsflächen und Landschaften mit Hügelcharakter können nur in einer orographischen Höhenlage entstanden sein, die nicht allzu fern vom Spiegel der untermiozänen Süßwasserseen lag, denn sonst hätte Tiefenerosion und nicht Bildung von breiten Flußebenen eintreten müssen. Daher muß man auf eine Höhershaltung, um nicht einfach Hebung zu sagen, in den Kalkalpen schließen. Diese „Hebung“ kann vielleicht mit einer jugendlichen Querfaltung in den Kalkalpen in Zusammenhang gebracht werden (S. 63). — Es besteht allerdings die Möglichkeit, daß die Bildung der Verebnungsflächen

und der Kalkhochplateaus älter als das Untermiozän, also alttertiär ist. Weiterhin besteht die Möglichkeit, daß das Mur- und Mürztal eine Talfurche mit einheitlicher Entwässerungsrichtung über den Semmering in das Wiener Becken dargestellt hat. Daß da ein miozänes Flußsystem vorhanden war, geht aus der Verbreitung solcher Ablagerungen von Tamsweg bis Mürzschlag hervor. Die Frage geht dahin, ob dieser Fluß über den Semmering ging oder ob die Entwässerung über den Obdacher Sattel nach Kärnten erfolgte. In beiden Fällen muß man zur Vorstellung von späteren Hebungen (im Gebiete des Obdacher Sattels oder des Semmering) oder von späteren Senkungen im Mur- und Mürztal greifen, welche die miozänen Bildungen tiefer schaltete. Die Frage der Abflußrichtung dieses „norischen Flusses“ ist nicht sicher gestellt, doch steht fest, daß dieser Fluß nicht durch die Enge des Murtales zwischen Bruck und Graz geflossen ist, wenigstens nicht zur Zeit des Miozäns. Das ist vielleicht später möglich gewesen; dafür sprechen die Schotter beim Ausgang der Drachenhöhle bei Mixnitz und beim Hausebner bei Passail, die eine vom Norden kommende, auf das Passailer Becken gerichtete Entwässerung anzeigen.

Das führt über zur Erörterung der hochgelegenen Schotter und Talböden am Rande des Gebirges der Grazer Bucht. Schotter, als Belvedereschotter bezeichnet, liegen hier in zahlreichen Vorkommen und in sehr verschiedener Höhe auf dem alten Gebirge und vor diesem. Es ist die Frage, ob alle diese Schotter Belvedereschotter, das ist Pliozän sind; es ist vielmehr wahrscheinlicher, daß es Schotter von miozänem Alter gibt. Es ist ferner wahrscheinlicher, daß die höchstgelegenen Schotter die ältesten sind. Vorläufig ist eine Trennung von älteren und jüngeren Schottern unmöglich; bewiesen könnte eine Altersverschiedenheit nur durch Fossilien werden. Die Unterlage der Schotter ist meist eine horizontale Fläche. Versucht man die der Höhenlage nach zusammengehörenden Schotter und die flachen Talbödenstücke zu einem Niveau zu vereinigen, so sieht man, daß große Talflächen die gesamte Umgebung von Graz durchschneiden; das sind jungtertiäre Talböden. Es lassen sich folgende Fluren (das heißt Oberflächen der Stufen) unterscheiden<sup>69</sup>:

1. Das Schöckelplateau (1400 m) und der Niederschöckel (1290 m) sind vielleicht Fluren; beiden fehlen Schotter.

2. Im Hochlantschgebiete treten hochgelegene Schotter zirka 1200 m auf, deren Einreihung in das System der Talböden der näheren Umgebung von Graz unmöglich ist. Dasselbe gilt für die Schotter bei der Drachenhöhle und beim Hausebner (S. 63).

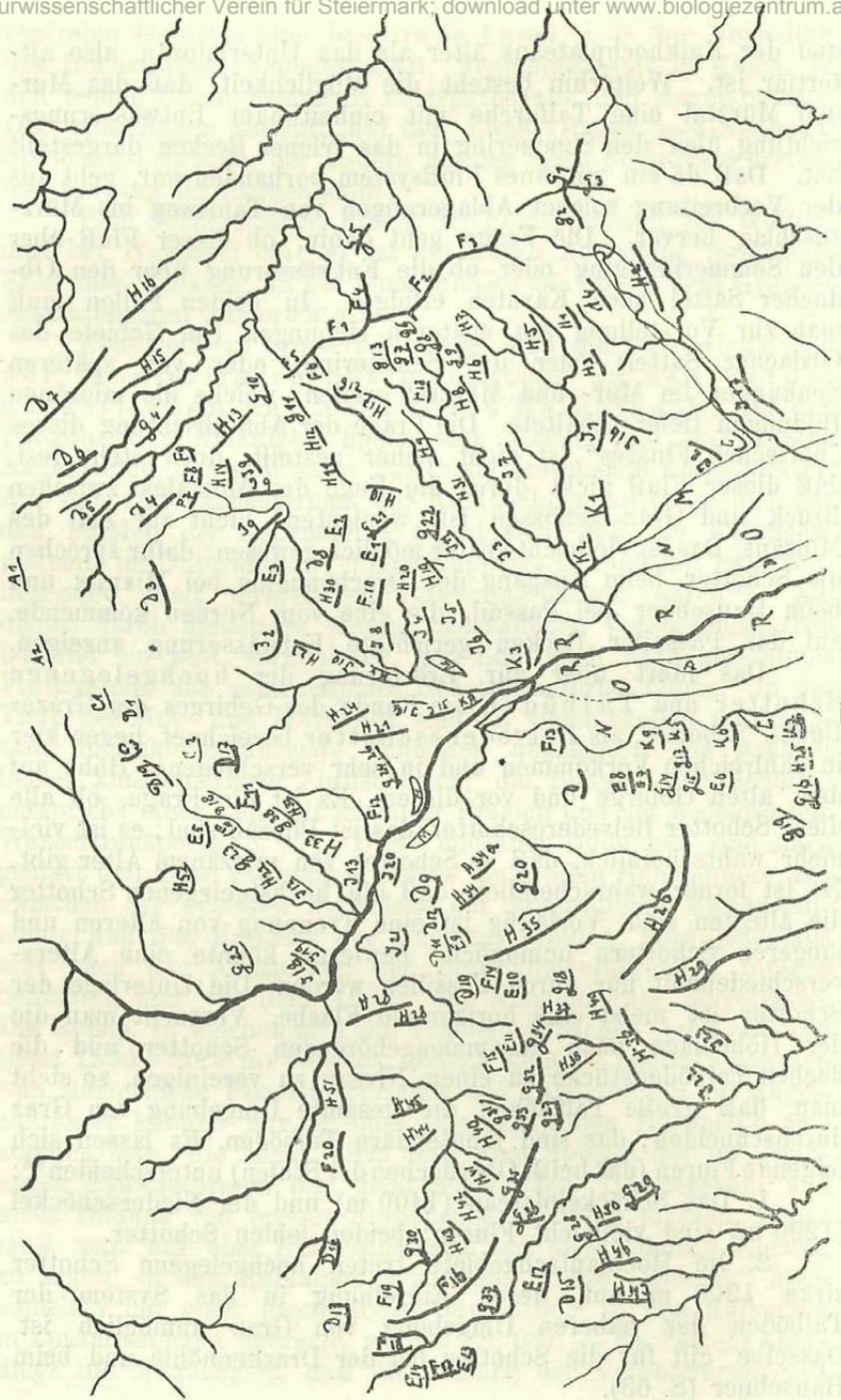


Fig. 4.

Zu Fig. 4. Karte der Talböden der Umgebung von Graz, gezeichnet unter Zugrundelegung der Karte von Hilber (Taltreppe, Graz 1912), der bereits Talbodenorte und die meisten ausgeschiedenen Talbodenhöhen angibt, und nach unveröffentlichten Beobachtungen von F. Heritsch. In Klammer stehen Talböden außerhalb der Karte. Die Talböden steigen gegen das Gebirge an.

### I. Tertiäre Talböden.

A. 1. Schöckelplateau, 1400 m. 2. Niederschöckel, 1290 m. (Schotter am Weg vom Guten Hirten zur Schweigeralpe, vor dem Sperrbichel in 1220 m.)

B. (Drachenhöhle, 995 m. Hausebner 968 m.)

C. 1. Westseite des Loreggs am Niederschöckel, 890 m. 2. Fuchskogel auf der Rannach, 820—825 m. 3. Rannach-Westseite, Schotterüberstreuung bis 760 m.

D. Niveau um 700 m. 1. Leber, 734 m. 2. Kalkleitenmöstl, bis zum Kreuz bei Zösenberg, 700—710 m. 3. Römerweg,  $\frac{1}{2}$  km westlich vom Tipl, 680 m, beim Lichtenegger, 680 m, beim nächsten Bauern westlich davon, 700 m. 4. Rinnegg, 700 m. 5. Rücken östlich vom Mühlgraben bei Radegund, 700 m. 6. Unter Radegund, 700 m. 7. Wirzelberg 674, 699, 719, 763 m [dieser Boden steigt gegen das Gebirge langsam an]. 8. Lineckberg, 694—698 m. 9. Frauenkogel 680 m. 10. Kirchkogel, 700 m. 11. Straßengelberg, am freien Kamm östlich von P. 700 in 680—690 m. 12. Knapp westlich von P. 672 am Frauenkogel, 680 m. 13. Pantscher, Weg von St. Oswald auf den Pleschkogel, 742 m. 14. Pongratzen, 770—780 m. 15. Lerchegg bei St. Bartholomä, 706 m. 16. Kehr am Plesch, 720—730 m. 17. Am Krail, 700 m. 18. Über dem Höchwirt, 700—710 m. 19. Rannach Westseite 705.

E. Niveau um 630 m. 1. Hofstätter auf der Platte, 639 m. 2. Zwischen Steinberg und Lineck, 625 m. 3. Rücken östlich vom Glockengraben, 614—620 m. 4. Graben vor dem Hohllackner auf der Rannach, 640 m. 5. Weißbeck, 690 m. 6. Nordhang des Buchkogel, 640 m. 7. Gaisberg, 650 m. 8. Sattel über Eggenberg, 622—635 m. 9. Südseite des Straßengelberges, Weg nach Schlüsselhof, 640 m. 10. Sattel zwischen Waldsdorf und Plankenwart, 620—625 m. 11. Kuppe westlich von Plankenwart, ca. 620 m. 12. Palpeslipp bei St. Bartholomä, 660 m. 13. Westlich von Stiwoll, 661 m. 14. Nördlich vom Wolfshuster bei Stiwoll, 660 m. 15. (Westlich vom Wolfshuster, Gemeinde Södingberg, 664—658 m.) (Südseite des Parmaseggkogels, 690—700 m).

F. Niveau um 580 m. 1. Reindlweg, 580 m. 2. Bäckepeterl, 575 bis 570 m. 3. Rücken P. 567, Büchelberg. 4. Burghartkogel östlich, 570 m. 5. Südlich vom Neuen Fasselwirt über Hochkoller, 580 m. 6. Schaftalberg, 590 m. 7. Straße von Oberschöckel nach Rinnegg, vor der scharfen Straßenbiegung, 590 m. 8. Zwischen Rinnegg und Haselbacher, ca. 600 m. 9. Südwestlich von Rinnegg am Wiesenweg, ca. 600 m. 10. Pfangberg, 585 m. 11. Nördlich vom Schrausberg, um 600 m. 12. Ostseite der Kanzel, 590 m. 13. Vorderplabutsch, 570—580 m. 14. Holzweber, 580 m. 15. Nördlich der scharfen Straßenbiegung zwischen Plankenwart und Oswald, ca. 600 m. 16. Bei Oswald, Böden von Haals-Walzberger, 616—635 m. 17. Wolfshuster, westlich von Stiwoll, 620 m. 18. P. 628 westlich von P. 635 am Rücken von Oswald gegen NW. 19. Nördlich vom Schirdinggraben über dem Haasjosl, P. 620. 20. Kehrerdorf, 610—630 m.

G. Niveau um 540—500 m. 1. Amtmann-Buckelberg, 544 m. 2. Nördlich vom Weberjörgl bei Laßnitz, 541 m. 3. Polenkogel bei Laßnitz, 542 m. 4. Ebersdorf bei Kumberg. (Bucheck bei St. Ruprecht). 5. Weber nördlich der Riesstraße, 541 m. 6. Westlich vom Bäckepeterl, 560 m. 7. Ankenberg, 560 m. 8. Östlich von Kreuzleiten, ca. 560 m. 9. Kainbach,

Idiotenanstalt, ca. 550 m. 10. Beim Neuen Fasselwirt, 550 m. 11. Zwischen Tischlerwirt und Hochkoller, 580 m. 12. Schaftalberg, 570 m. 13. Villa Neuhoﬀ—Rohrbach, 570 m. 14. Zwischen Ölberg und St. Johann-Paul, 540 m. 15. Südlich von St. Johann-Paul. 16. Sattel zwischen Florianiberg und Bockkogel, 540 m. 17. Talsporn bei Einöd, 540 m. 18. Sattel nördlich von Steinberg. 19. Boden zwischen Bock- und Buchkogel. 20. Sattel südlich vom Höchberg. 21. Wenisbuch. 22. Südlich der Platte, 551 m. 23. Vor dem Weißeck an der Rannach, 560 m und 530 m. 24. Westseite des P. 564 bei der Kanzel, P. 551. 25. Südseite des Eggenberges bei Stübing, 560 m. 26. Zwischen Schirmleiten und Kanzel, wo der markierte Weg in die Dult den Kamm überschreitet, 540—550 m. 27. Rücken unmittelbar südlich von Oswald, ca. 540 m. 28. Boden im SO-Hang des Lercheck, ca. 550 m. 29. Kreuzeck bei St. Bartholomä, 560 m. 30. Steinkellner im Schirdinggraben, 565 m. 31. Östlich der Straße St. Oswald—Schirdinggraben, 520 m. 32. Boden von St. Oswald gegen P. 570 m, dieser Boden fällt gegen den flachen Sattel ab, der die Straße von St. Oswald nach Plankenwart berührt. 33. Nördlich von St. Oswald, ca. 570 m (St. Oswald liegt in einer Eintiefung dieses Bodens). 34. Häusergruppe Wipling, 570 m. 35. Rücken von St. Oswald gegen NW, 550—570 m (Staberhansl-Hambeck). 36. Jaritzberg bei St. Oswald, 570 m. 37. P. 578 südlich von Stiwill. 38. Südhang des Schrausberges, 550 m.

H. Niveau um 500 m. 1. Attemshof, nördlich von Autil, 500 m. (etwas tiefer als der Boden des Klinzelweges). 2. Kracherberg, südlich von Autil, 482 m. 3. Koppenhof bei Autil, 518 m. 4. Weinhöpl, 482 m. 5. Langwiesen, 511 m. 6. Bei K im Worte Kainbach der Spezialkarten 513 m. 7. Rücken östlich von Kainbach. 517 m. 8. Östlich vom P. 579 auf der Ries, 510—520 m. 9. Gusch bei Maria-Trost, 508—514 m. 10. Maria-Trost-Wiesenweg, nach P. 499 unter dem Steinberg, 520 m. 11. Feiertag am Wiesenweg, 520 m. 12. Straße zum Fasselwirt zwischen P. 534 und Tischlerwirt, 520 m. 13. Haselbach, nördlich vom Fasselwirt, 530—540 m. 14. Windischhansl am Wiesenweg, 547 m. 15. Kumberg, 526—533 m. 16. Rabinitz-Wolsdorf, 505 m. 17. Abstieg vom Schaftalberg nach Maria-Trost, 530 m. 18. Westlich unter P. 556 bei Rohrbach, am Kamm herab zwei Häuser, unter diesen der Talboden, 510 m. 19. Villa Jungl am Rosenberg. 20. Harb, 513 m (Fortsetzung von 19). 21. Schirmleiten, 508 m. 22. Weißeck, 505 m. 23. Rücken Andritz-Kalkleiten, 520—530 m. 24. Rohrerberg, 510 m. 25. St. Florian, 510 m. 26. Rücken zwischen Steinberg und Feliferhof, 520—500 m (496 m, der Boden senkt sich etwas gegen Feliferhof). 27. Bei Steinberg, 520 m. 28. Kugelberg, P. 524 über dem Wiesenwirt, nördlich und südlich vom Übergang Wiesenwirt-Judendorf, 500—524 m. 29. Piuskapelle-Steinberg, 508—482 m (dieser Boden senkt sich vom Steinberg langsam in demselben Maße wie der Liebochbach). 30. Eingang in den Einödgraben, bei i im Worte Neuwirt der Spezialkarte, 526 m. 31. Rücken bei „Häuserl im Wald“, 512—524 m. 32. Pailgehöft, 500 m. 33. Kreuzschuster-Kögerlbauer, 500—514 m. 34. Kotschberg in Tal, 490—495 m. 34a. Sattel südlich von ch im Worte Ober-Büchel der Spezialkarte, 490—495 m. 35. Rücken westlich von Waldsdorf-Stockerwald, 530—497 m. 36. Straße von Steinberg nach Rohrbach, ca. 500 m. 37. Zwischen St. Oswald und Wipling, 536—522 m. 38. Haselbauer bei St. Oswald, 536—522 m. 39. Teufenbach bei St. Oswald, 502 m. 40. Bei St. Oswald, Abfall gegen den Schirdinggraben, Kangeck, 510 m. 41. Ebenda, NW vom Kangeck, 513 m. 42. Ebenda, 516 m. 43. Bei St. Oswald, zwischen Ebner und Staberhansl, 530 m. 44. Greith im Schirdinggraben, 514—510 m. 45. Wickelbauer im Schirdinggraben, 503 m. 46. Südseite des Lercheck, 530 m. 47. Södingberg, 535 m. 48. Zwischen St. Bartholomä und Oswald, 510 m. 49. Bei Steinberg

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
 am markierten Weg nach Oswald, 510 m. 50. Westlich über St. Bartholomä, 515 m. 51. Rücken vom Frauenkloster Rein gegen SO, 510—500 m. 52. Treibinger, Sattel vom Röttschgraben nach Gratkorn, 507 m.

J. Niveau um 460 m. 1. Zwischen Lustbühl und Hirschenwirt, 470 m. 2. Petersbergen, Johannes-Kapelle NO, 456—463 m. 3. Hilmwarte-Hahnhof, 446 m. 4. Unter Weizberg, 460—470 m. 5. Rosenberg-Stoffbauer, 460 m. 6. SW vom Stoffbauer, 460 m. 7. Östlich vom Ladenwirt, 460 m. 8. Weintzen, 460 m. 9. Oberschöckel, bei M. im Worte Molten-Washingtonhof, 472 m; beim Schusterhof, 497 m; östlich vom Wetterturm (diese Böden, die einem durch den Annagraben gehenden Entwässerungssystem angehören, sind vielleicht zum Niveau K zu stellen; zu ihnen sind in Oberschöckel eine Reihe von flachen Gehängen zu stellen, in welche die jüngeren Täler einschneiden, z. B. nördlich des ersten Anstieges der Straße nach Rinnegg). 10. Rücken Andritz-Kalkleiten, 450 m. 11. Unterer Plattenweg, bei der Heiligenstatue, 463 m. 12. Unter dem Weißbeck, 457 m. 13. Kreuzwirt bei Schatleiten, 469 m. 14. Rohrerberg, 460 m. 15. Ober St. Veit am markierten Weg nach Schirmleiten, 460 m. 16. Zwischen Sauhof und Neue Welt, 480 m. 17. Lehmberg, 457 m. 18. Hausberg bei Gratwein, 466—469 m. 19. Rücken östlich von 18 (Pichlberg), 468 m. 20. Markierter Weg vom Raacherberg nach Judendorf, ca. 470 m. 21. Straßengel südlich, am Weg zum P. 622 m. 22. Abreitereg (Steinberg W), 460—465 m. 23. Bei Niederberg, 460—466 m.

K. Niveau zwischen 410 und 440 m. 1. Breitenweg, 440 m. 2. Rudolfstraße, 430 m. 3. Vorsprung des Rainerkogel, St. Ulrich SW, 410 m. 4. Aufstieg von Andritz nach Kalkleiten, 420 m. 5. Talsporn bei Einöd, 435 m. 6. Über St. Martin, 425 m. 7. Über der Kirche von Straßgang. 8. Rohrerberg, 438 m. 9. Talsporn bei Wetzelsdorf, 430 m.

## II. Diluviale Talböden.

L. Niveau zwischen 370 und 385 m. 1. Krankenhausbau, St. Leonhard, unteres Plateau, 385 m. 2. Herdergasse, 380 m. 3. Webling, 380 m. 4. Ehlergasse, 379 m. 5. Messendorf, 370 m. 6. Krottenhof, 369 m.

M. Niveau zwischen 346 und 371 m. 1. Waltendorf-Grambach.

N. Niveau zwischen 371 und 348 m. 1. Eggenberg-Steinfeld-Straßgang. 2. Paulustor in Graz-St. Peter-Friedhof-Neufeld.

O. Niveau zwischen 360 und 346 m. 1. Dominikanerriegel, 360 m. 2. Harmsdorf, 350 m. 3. Obere Teile von Liebenau, 346 m.

P. Niveau zwischen 358 und 341 m. 1. Lazarettfeld, 358 m. 2. Feldkirchen, 342 m. 3. Liebenau, 341 m.

## III. Alluvialer Boden.

R. Unterster Stadtboden von Graz in 350 m Höhe.

Die diluvialen Niveaus treten durch die Terrassierung des Grazer Feldes deutlich in der Spezialkarte hervor.

Die Kartenskizze ist für die Übertragung auf die Spezialkarte eingerichtet; auf dieser tritt erst die Taltreppe deutlich hervor.

3. Bei Graz liegen die höchsten Schotter auf der Südseite der Rannach (Ostseite des Fuchskogels) in 820 bis 825 m Höhe. In 890 m Höhe liegen auf der Westseite des Loreggs (Niederschöckel) Gneisgerölle. Die Mur hat eine Höhe von 380 m, woraus sich die bedeutende Höhe des tertiären Talbodens ergibt.

4. Ein deutlicher Talboden liegt um 700 m (Kalkleiten 710 m, Rannach—Südseite „Am Krail“ 700 m usw.).

5. Eine tiefere Flur hat die Höhe um 630 m (Hofstätter auf der Platte 639 m, P. 622 über Eggenberg, Gaisberg 650 m usw.).

6. Die nächst niedrigere Flur ist besonders im Hügellande östlich von Graz, das aus untermiozänen Süßwasserschichten und Belvedereschottern besteht, verbreitet (Reindlweg 580 m, Bäckepeterl 575 m).

7. Einem tieferen Niveau gehören die Fluren südlich der Platte (551 m), ferner die Schotter zwischen Olberg und St. Johann und Paul (540 m) usw. an.

8. Um 500 m liegen die Fluren der Rücken mit dem Attemshof (nördlich von Aupal), der Villa Jungl am Rosenberg usw.

9. In etwa 460 m Höhe liegen weitere Fluren, z. B. zwischen Lustbühel und dem Hirschenwirt (470 m), in Petersbergen (456 m).

10. Darunter liegen die diluvialen Terrassen des Grazer Feldes.

Außer den mit Schottern bedeckten oder überstreuten alten Talböden gibt es im Randgebirge der Bucht von Graz zahlreiche hochgelegene Verebnungsflächen, welche zwar keine Schotterüberstreuung haben, aber durch ihre ebene Beschaffenheit sich deutlich als alte Talböden zu erkennen geben. Diese Niveaus liegen in verschiedener Höhe und sind besonders klar am Abfall der Stub- und Koralpe (z. B. der P. 840 am Weg von Lankowitz zum Bundschuh, der Rücken von Edelschrott gegen Osten, der Kamm südlich vom Jägerwirt in Graden usw.). Diese alten Talböden stehen in großem Gegensatz zu den scharf eingeschnittenen jungen Tälern, welche die alten Hochflächen zerschneiden und einen V-förmigen Querschnitt haben. Wenn man von den jungen Tälern absieht, so kommt man zur Vorstellung, daß die alte Landoberfläche mit mäßigen Neigungen gegen das Tertiärbecken von Graz abgefallen ist. Vielleicht sind Stücke dieser alten, flach geneigten Landoberfläche noch in den sanft niedergehenden Böschungen, welche die Rücken der Koralpe (z. B. Glashütten—Trahütten) und der Stubalpe (z. B. Hirschegger Alpe—Pack) zeigen, zu erkennen.

Mit Recht kann man bei Graz von einer Taltreppe sprechen. Die fließenden Gewässer haben breite Talfluren ausgearbeitet; dann kam eine Zeit des Einschneidens, die Täler sägten sich in die Tiefe und zerschnitten die alte Landoberfläche. Darauf folgte ein Stillstand des Einschneidens, die Täler verbreiterten sich und schufen eine neue Verebnungsfläche. Dann kam es

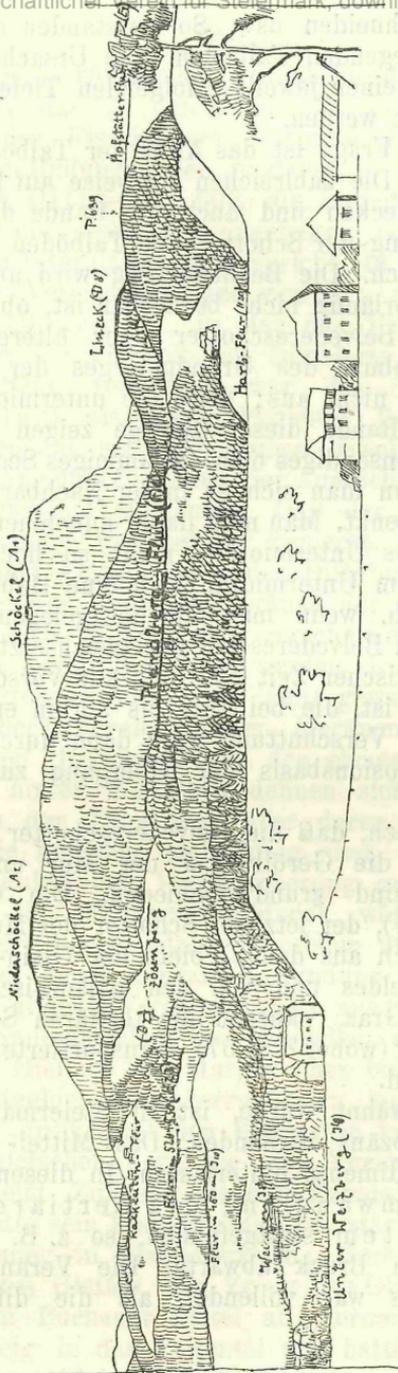


Fig. 5. Blick von der Villa Jungl (ca. 100 Schritte am Kamm westlich davon) am Rosenberg auf die Talbodenlandschaft nordöstlich der Kuppe (Zeichnung von Frau Prof. Gertrud Hoffmann). Talböden: Schöckelplateau (A<sub>1</sub>); Niederschöckel (A<sub>2</sub>); Kalkleiten-Zösenberg (D<sub>2</sub>); Linsack (D<sub>2</sub>); Hofstätt (E<sub>1</sub>); Pfingberg (F<sub>10</sub>); Harb (H<sub>20</sub>); Andritz-Kalkleiten (A<sub>2</sub>); Andritz-Kalkleiten (J<sub>10</sub>); Unter-Weizberg (J<sub>4</sub>); Weitzen (J<sub>5</sub>).

neuerlich zum Einschneiden usw. So entstanden die treppenartig untereinanderliegenden Talböden. Die Ursache des Einschneidens muß in einer jeweils erfolgenden Tieferlegung der Erosionsbasis gesucht werden.

Eine besondere Frage ist das Alter der Talböden; sie ist noch nicht zu lösen. Die zahlreichen Hinweise auf Hebung und Senkung im Tertiärbecken und auch am Rande des Gebirges machen eine Zuordnung der Schotter und Talböden zum Miozän oder Pliozän unmöglich. Die Beantwortung wird auch dadurch unmöglich, daß es vorläufig nicht beweisbar ist, ob die höchstgelegenen Schotter Belvedereschotter oder ältere Bildungen sind. Ohne eine Hebung des Grundgebirges der Stub- und Koralpe kommt man nicht aus; denn die untermiozänen Süßwasserschichten am Rande dieser Gebirge zeigen eine solche Tiefenlage, daß ihr feinsandiges oder schlammiges Sediment nicht zu verstehen ist, wenn man sich es in der Nachbarschaft hoher Gebirge abgelagert denkt. Man muß daher annehmen, daß diese Gebirge zur Zeit des Untermiozäns nicht so hoch aufgeragt haben. Erst nach dem Untermiozän kam eine Hebung (S. 85). Dann muß man sich, wenn man alle hochgelegenen Schotter des Randgebirges den Belvedereschottern gleichsetzt, vorstellen, daß nach der sarmatischen Zeit eine pliozäne Verschüttung des Gebirges eingetreten ist, die bei Graz bis 900 m emporreichte. Aus dieser pliozänen Verschüttung wäre dann durch ruckweise Tieferlegung der Erosionsbasis der Übergang zum heutigen Relief erfolgt.

Bemerkt sei noch, daß die Belvedereschotter keine Murschotter sind, denn die Geröllvölker der Mur und jene der tertiären Schotter sind grundverschieden. Die Gerölle der Diluvialschotter (S. 69), der jetzigen Schotter der Mur bei Graz, stammen hauptsächlich aus dem Gebiete der Glein- und Hochalpe und des Rennfeldes und von den paläozoischen Bergen der Umgebung von Graz, während die tertiären Schotter zum großen Teil weither (woher? S. 57) transportierte, meist viel kleinere Schotter sind.

Wie schon erwähnt wurde, ist in Steiermark nur der untere Teil des Pliozäns vorhanden. Das Mittel- und Oberpliozän hat keine Sedimente hinterlassen. In diesen Zeiten des Pliozäns hat die Umwandlung des tertiären in das heutige Flußsystem stattgefunden, so z. B. der Durchbruch der Mur von Bruck abwärts. Die Veränderung des Entwässerungssystems war vollendet, als die diluviale Aufschotterung begann.

### Quartär.

Die Quartärformation zerfällt in die beiden Abschnitte Diluvium, das in den Alpen im wesentlichen durch die Bildungen des Eiszeitalters vertreten ist, und Alluvium, das sind die Bildungen der Jetztzeit.

In das Diluvium fällt die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen, die mehrmals eingetreten ist, so daß man von Glazial- und Interglazialzeiten spricht. In den Alpen selbst sind zwei große Vereisungen nachweisbar; sie sind durch eine Interglazialzeit getrennt, in der das Klima wärmer war als heute. Über die Tierwelt des Diluviums genügen ganz kurze Angaben. Sehr verbreitet war das Mammut (*Elephas primigenius*), als dessen Begleiter *Rhinoceros tichorhinus* genannt sei. Die Gemse bewohnte die Niederungen der Alpen. Angeführt sei noch der Auerochs (*Bos primigenius*) und der gewaltige Höhlenbär. Daß der Mensch im Diluvium bereits vorhanden war, sei nur bemerkt.

Von den Ablagerungen des Diluviums in unseren Alpen müssen in erster Linie die Moränen der eiszeitlichen Gletscher und die vielfach in Terrassen zerschnittenen Auffüllungen der Täler durch Schotter erwähnt werden. Durch das Herabrücken der Schneegrenze wurde eine ganz gewaltige Ausdehnung der Gletscher hervorgerufen, deren Moränen tief unten in den Tälern liegen. Besonders vor den ehemaligen Gletscherenden, aber auch hinter denselben, dehnen sich mächtige Schotter-auffüllungen der Täler aus, über deren Beziehungen zu den Moränen die Forscher nicht einig sind, da die eine Gruppe<sup>70</sup> sie als Produkte der Vergletscherung ansieht und sie daher primär mit den Moränen verbindet, während andere sie als Produkte der Interglazialzeiten ansehen und zwischen Schottern und Moränen keine kausale Verbindung gelten lassen<sup>71</sup>. Die Größe der alpinen Vereisung geht aus der Tatsache hervor, daß der Traungletscher bei Gmunden, der Ennsgletscher im Gebiet von Hieflau, der Murgletscher bei Judenburg endete<sup>72</sup>. Das Gesamtgebiet der oberen Traun lag tief unter Eis und dieses hing direkt mit den Eismassen im Ennstal zusammen; der Traungletscher hat, wie die Verbreitung zentralalpiner Geschiebe zeigt, Zuflüsse aus dem Ennstal erhalten. Der Ennsgletscher hatte sein Ende zur Zeit der stärksten Vergletscherung bei Großraming in Oberösterreich; Moränen liegen ferner bei Landl und bei Hieflau. Ein Zweig des Gletschers lagerte seine Moränen am Buchauer Sattel ab; ferner erstreckte sich ein anderer Zweig in das Paltental und hatte sein Ende zwischen Treglwang und Wald. Lokale Gletscher gab es auf der Nord-

seite des Tamischbachturms, des Kleinen und des Großen Buchsteins (Moränen im Erb und beim Eisenzieher). Im Erzbachtal umsäumen Moränen das untere Ende des Leopoldsteiner Sees. In dem terrassenerfüllten Tal der steirischen Salza liegt ein großer Endmoränenwall dicht ober Wildalpen. Von dem gewaltigen Murgletscher flossen Zweige über die Turracher Höhe und über das Sattelgebiet von Neumarkt-Perchau nach Kärnten ab; im Murtal endete er bei Judenburg, wo 2 km westlich der Stadt ein mächtiger Wall quer über das Tal läuft; ein Zweig des Murgletschers ist über den niedrigen Pölschals geflossen und hat sich im Pölstal hammerförmig ausgebreitet. Kleine Gletscher flossen aus den Karen der Seetaler Alpen, des Grössing und Ammering und endeten hoch im Gebirge. Kleine Gletscher gab es in der Bösensteingruppe, in den Seckauer Alpen und am Eisenerzer Reichenstein. Auf der Südseite der Hochschwabgruppe, die einen Teil des Firnes zum Salzagletscher fließen ließ, gab es eine Reihe von Eisströmen (Endmoränen bei Untertal im Tragößtal, im Fölzgraben ober der Fölzklamm, im Seegraben beim Seebauern usw.). Auch Schneevalm, Rax und Wechsel trugen kleine Gletscher. Die Vereisung der Alpen endete nicht plötzlich, sondern die Gletscher zogen sich langsam zurück, wobei sie des öfteren Halt machten; das zeigen hochliegende Endmoränen und man spricht von Moränen der Rückzugsstadien.

Durch die Vergletscherung großer Gebiete unserer Heimat wurden auch die nicht unter der Eisdecke liegenden Regionen in Mitleidenschaft gezogen<sup>73</sup>; denn es fand ein allgemeines Herabsteigen des Pflanzenkleides und damit eine vermehrte Schuttbildung statt. Es war das Eiszeitalter gleichsam ein Herabsteigen der Hochgebirgsregion. Es kam daher vielfach zur Bildung von Gehängeschuttverkleidungen, aus deren Verfestigung Gehängebrekzien wurden (z. B. die Eggenberger Brekzie bei Graz). Auch die Lehm- und Tonbildung ist verbreitet, zu der das Tertiär das Material lieferte.

Vielfach — wenigstens für die östlichen Zentralalpen ist das der Fall — verdanken die Berge ihren Hochgebirgscharakter dem Eiszeitalter<sup>74</sup>; denn die eiszeitlichen Gletscher schufen die Hochgebirgsformen. Wir sehen die Landschaftsformen der Kare, die so recht den hochalpinen Charakter der zentralalpiner Berge bedingen, auf die ehemals vergletscherten Gebiete beschränkt. Auf dieselben Gebiete sind die charakteristischen glazialen Formen der Taltröge und der Stufentäler beschränkt.

Aus dem Eiszeitalter führt ein allmählicher Übergang zur Jetztzeit. Zu den Bildungen des Alluviums sind die niedrigsten

Terrassen der Täler, die jetzigen Aufschüttungen der Flüsse, die Schuttbewegung an den Gehängen, die neuen Verwitterungsprodukte, die Moorbildungen zu stellen. Die Verwitterung und die gesamte Bewegung von Gesteinsmaterial arbeiten an der Erniedrigung unserer Berge. Jeder Regenguß führt große Massen von Material in die Täler und das fließende Wasser transportiert Gesteine und Verwitterungsprodukte weiter. Seit langer Zeit, seit ihrer letzten Faltung und dem Abschluß hebender Bewegung wird unser Gebirge abgetragen und das Ende wird die Umgestaltung zu einem Mittelgebirge und dann zu einem Hügellande sein. Für unsere an uns selbst messenden Zeitbegriffe wird dieser Prozeß eine ungeheuer lange Zeit in Anspruch nehmen, für die geologische Zeitrechnung ist es nur eine ganz kurze Phase in der Geschichte unseres Planeten.

## Übersicht des Gebirgsbaues.

Steiermark ist nur ein kleiner Ausschnitt aus den Ostalpen. Von den Gesteinszonen unseres Hochgebirges fehlen die Flyschzone und die südlichen Kalkalpen vollständig, die Zentralalpen fallen auch nicht in ihrer ganzen Breite in unser Heimatland und von den nördlichen Kalkalpen liegt nur die Hochgebirgszone ganz in der grünen Mark, während von den niedrigeren Kalkvorlpen der weitaus größere Teil jenseits der Nordgrenze Steiermarks liegt. Aber unser Land hat in seinem jungtertiären Hügelgebiet einen Landstrich, der nicht mehr zu den Alpen gehört, sondern der Rand der jugendlichen Ausfüllung des pannonischen Beckens ist, denn dieses Gelände unterscheidet sich von den Alpen dadurch, daß es in kaum nennenswerter Weise von Krustenbewegungen betroffen wurde.

Bei der Erörterung des Gebirgsbaues müssen wir nicht nur das Hügelland getrennt besprechen, sondern wegen des ganz verschiedenen tektonischen Charakters Kalkalpen und Zentralalpen wohl getrennt darstellen; denn die Kalkalpen haben in der Kreidezeit und im Tertiär Phasen lebhafter Gebirgsbildung mitgemacht, während große Teile der Zentralalpen eine viel ältere Tektonik aufweisen. Die Kalkalpen stellen den Typus des jugendlichen Kettengebirges dar und haben daher eine einheitliche Tektonik, was bei den Zentralalpen nicht der Fall ist. Das Folgende bezieht sich zuerst auf die Kalkalpen.

Bis vor kurze Zeit glaubte man, daß das wesentliche und allein charakteristische Element des Gebirgsbaues die Falte sei, und man spricht daher auch heute noch von den Alpen als Faltengebirge. Man glaubte also, daß die Alpen einen sehr komplizierten Faltenwurf darstellen, also in ihrem inneren Bau etwa so aussehen, wie wenn man ein Tischtuch über einem Tisch zusammenschiebt; wobei man stehende und überliegende Falten erhält. Dann kam die Erkenntnis, daß es in einzelnen Teilen der Alpen weithin überliegende Falten gebe, und man versuchte, den gesamten Bau des Gebirges auf die Formel der liegenden Falten zu bringen. Dieses Beginnen ist gescheitert. Aber es ergab sich die Erkenntnis, daß Überschiebungen eine große Rolle spielen; manche von diesen sind aus liegenden Falten hervorgegangen, das heißt sie sind in ihrer ursprünglichen Anlage solche gewesen. Überschiebungen gehen auf langen Linien vor sich und in großer Breite werden Gebirgsmassen über das vor ihnen liegende Land gefördert; so ist z. B. die

Grenze der Flyschzone gegen die Kalkalpen fast in ihrem ganzen Verlauf vom Rhein bis Wien eine Überschiebung der letzteren über die erstere. Die Einheit, welche an einer Überschiebungsfäche bewegt worden ist, heißt man Schubmasse. Eine solche Schubmasse ist die ganze Dachsteingruppe bis zum Grimming, also eine für uns Menschen ungeheure Masse, im Vergleich zur Erde aber nur ein kleines Stück der obersten Haut der Erdkruste. Wenn man sich eine Gesteinsmasse von 2 km Dicke, 20 km Länge und Breite in Bewegung denkt, dann kann sie nicht als Ganzes gleichmäßig bewegt werden, sondern sie wird stellenweise brechen, stellenweise werden die Brüche zu lokalen Aufschiebungen in der bewegten Masse führen oder die Schubmasse wird sich falten. Die Faltung ist daher in diesen Fällen keine primäre Erscheinung der Gebirgsbildung, sondern eine sekundär erworbene Eigenschaft der Schubmasse.

Man könnte sich die Sache in folgender Weise vorstellen. Alle Schichten der Kalkalpen von der Trias bis zur Unterkreide denke man sich so ziemlich regelmäßig auf einander abgelagert, wobei natürlich durch das Fehlen einzelner Schichtglieder in bestimmten Teilen und durch die nicht überall gleiche Mächtigkeit einzelner Schichten kleine Ungleichmäßigkeiten hervorgebracht werden. Man hätte also einen Stoß von Platten, etwa 5 km dick, mehrere 100 km lang und ca. 120 km breit. Die einzelnen Platten verhalten sich mechanisch verschieden gegenüber einer Kraft, welche sie biegen oder bewegen will; denn die einen sind plastisch (z. B. das Haselgebirge); andere gestatten infolge ihrer Dünnbankigkeit leicht eine Verschiebung im kleinen, eine Biegung, und können durch Zusammenpressung in kleine Falten geworfen werden (z. B. die Aptychenschichten); andere sind ungeschichtet oder sehr dick geschichtet und sind daher spröde, sie können nur als starre Masse bewegt werden, wobei sie, zerbrechend, als Tafeln sich übereinanderschieben oder durch Brüche zerrissen werden und sich so der Bewegung anpassen (z. B. Riffkalk). Die Schichttafeln, aus denen unsere Kalkalpen aufgebaut sind, wurden durch die gebirgsbildende Kraft zusammengedrückt, wobei im allgemeinen eine deutliche Tendenz zur Bewegung gegen Norden vorherrscht. Je nach dem mechanischen Verhalten der Schichttafeln ergeben sich aus der gebirgsbildenden Bewegung Falten oder Schuppen oder mächtige Schubmassen. So bekommen wir das komplizierte Bewegungsbild der schematischen Fig. 67<sup>5</sup>. Eine sehr große Schwierigkeit für die Erkenntnis des Gebirgsbaues liegt in der Tatsache, daß es mehrere Zeiten der Gebirgsbildung gegeben hat. Nach der Gebirgsbildung in der mittleren Kreide (S. 77) kam

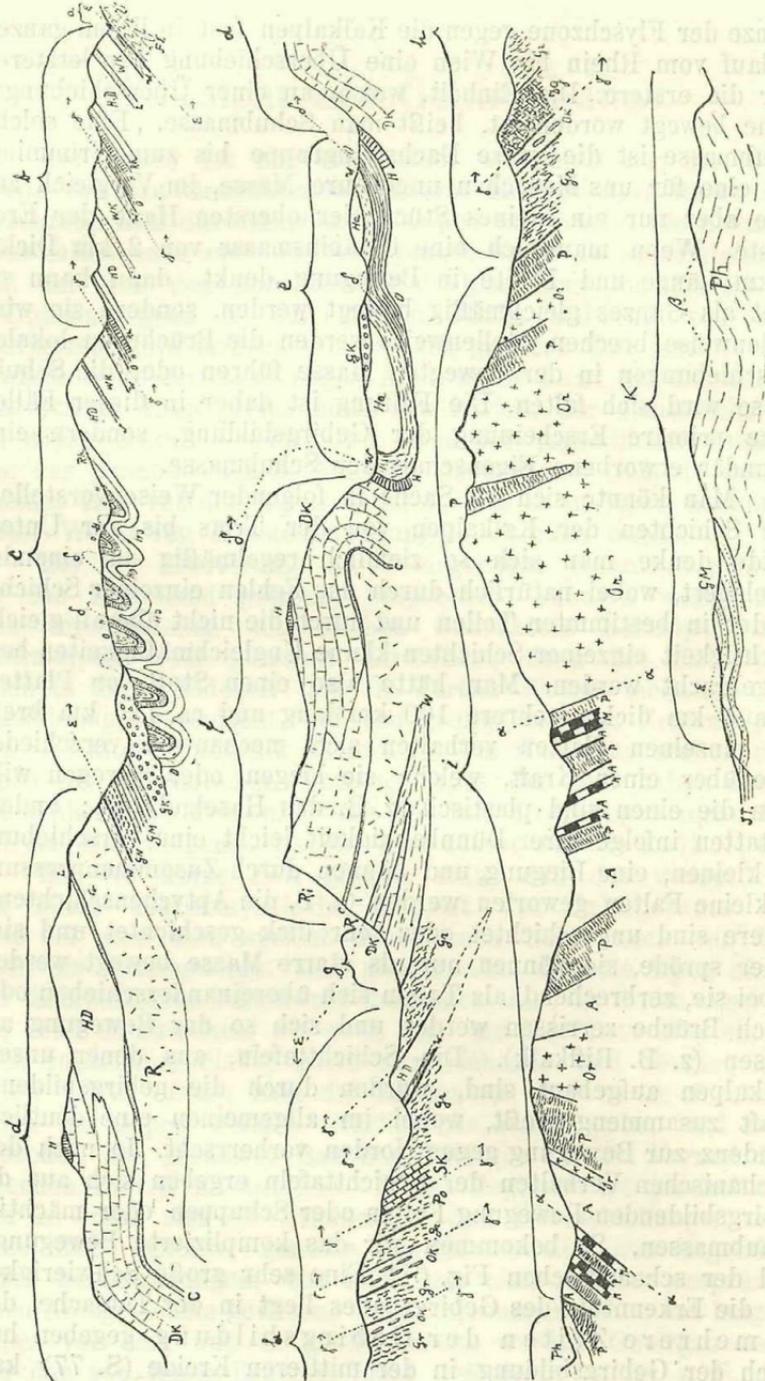


Fig. 6.

Zu Fig. 6. Idealprofil durch die Alpen Steiermarks (bis zur Flyschgrenze durchgezeichnet).

Or = Orthogneis. P = Paragneis. A = Amphibolit. Dg = Diaphthoritisiertes Altkrystallin. M = Marmor. Gr = Schiefer der Grauwackenzone. OK = Oberkarbon der Grauwackenzone. Po = Porphyroide der Grauwackenzone. SK = Silur-Devonkalk. Ph = Altpaläozoische Kalke und Schiefer. W = Werfener Schichten. WK = Wettersteinkalk. R = Ramsauidolomit. C = Carditaschichten. L = Lunzer Schichten. HD = Hauptdolomit. DK = Dachsteinkalk. Ha = Hallstätterkalk. Rh = Rhät. H = Lias (auf Dachsteinkalk Hierlatzkalk). O = Oberjura. GK = Konglomerat der Gosau. GM = Mergel und Sandstein der Gosau. GN = Nierentaler Schichten. JT = Jungtertiär.

Das Profil ist in Abschnitte eingeteilt. Diese enthalten folgendes: a = Flysch, gefaltet und von den Kalkalpen im Tertiär überschoben. b = bajuarische Schuppen, auf Flysch geschoben und vom Tirolischen überschoben. c = tirolische Einheit, nördlichster Teil; Faltung vorgosauisch, Transgression der Gosau über die Falten der vorgosauischen Gebirgsbildung. d = tirolische Einheit, mittlerer Teil; Faziesübergang von der Hauptdolomit — Lunzer Fazies in die Dachsteinkalk-Carditafazies; Überschiebung über die Gosau noch im Tertiär erfolgt. e = Juvavische Deckschollen, auf tirolische Basis vorgosauisch überschoben; die Gosau transgrediert über Juvavisch und Tirolisch; zwischen den beiden Deckschollen fensterartiges Auftauchen der tirolischen Grundlage. f = tirolische Einheit, südlichster Teil; nachgosauisch gegen Norden überfaltet (Stirnfalte!). g = gegen Süden geschobene Randschuppen der Kalkalpen, auf der Grauwackenzone liegend; tertiäre Bewegung gegen Süden. h = Schuppenserie der Grauwackenzone; die Gesteine sind blätterartig übereinandergeschoben; im nördlichen Teil ein Schubspan der Kalkalpen. i = Altkrystallin; Tektonik älter als das Altpaläozoikum; Metamorphose vorpaläozoisch; Gebirge vorkrystallin, also vorpaläozoisch gefaltet. Nur am Nordrand teilweise noch an alpinen Bewegungen teilnehmend. k = Altpaläozoische Phyllite und Kalke, mittelkarbonisch gefaltet; Gosau, die im Tertiär nur mehr leicht gefaltet wurde, transgrediert über alte Falten.

Punktiert = Strukturlinien (Überschiebungen, Faltungen):  $\alpha$  = vorpaläozoischen Alters,  $\beta$  = mittelkarbonischen Alters,  $\gamma$  = vorgosauischen Alters,  $\delta$  = vorgosauische Auffahrt der juvavischen Deckscholle,  $\epsilon$  = tertiären Alters. Die Richtung der Pfeile gibt die Richtung der Bewegung an.

eine Zeit der Abtragung und Erosion und diese Zeit wird durch die Überflutung der Kalkalpen mit dem Meere der Gosau abgelöst. Im Tertiär setzt neuerlich Gebirgsbildung ein. Die schon vorher gestörten, gefalteten und überschobenen Schichten werden nun mit den Gosauschichten zusammen neuerlich gefaltet und überschoben.

Vor und nach der Gosauzeit sind Schubmassen stellenweise so abgetragen worden, daß nur kleine Reste überblieben; diese heißt man Deckschollen; aus ihnen kann man die einstige Verbreitung der Schubmassen erkennen. Den Ausgangspunkt einer Schubmasse heißt man ihre Wurzel. Viele Schubmassen der Kalkalpen hängen noch mit ihrer Wurzel unmittelbar zu-

sammen; dagegen ist das natürlich nicht der Fall bei den Deckschollen.

Der Bau der Kalkalpen enthält drei große tektonische Einheiten. Die tiefste derselben, die ganz außerhalb Steiermarks liegt und einen mehr oder minder breiten Streifen am Nordrand der Kalkalpen bildet, heißt bajuvarische Einheit; sie ist mehr oder weniger weit von der nächsten überfahren. Diese höhere Einheit heißt man tirolisch. Sie zerfällt wieder in mehrere tektonisch selbständige Elemente; der größte Teil der steirischen Kalkalpen gehört hieher. Sie wird von der juvavischen Einheit überschoben, deren Wurzel am Südrand des Tirolischen liegt; in Steiermark ist die juvavische Einheit ganz in kleine Deckschollen aufgelöst. Im großen ganzen betrachtet, liegen die Schubmassen von Nord nach Süd wie Dachziegel übereinander, sie würden, wenn sie nicht gefaltet wären, eine Steintreppe mit gegen Süden schiefen Stufen darstellen.

Nun soll die Chronologie der tektonischen Vorgänge in den Kalkalpen besonders in bezug auf das Salzkammergut erörtert werden<sup>76</sup>. Stärkere Bodenbewegungen fehlen in Trias, Jura und Unterkreide, wohl aber gab es, wie aus der Verteilung der Sedimente zu schließen ist, Hebung und Senkung. In der ladinischen Zeit bildete sich im südlichen Teile des Meeres eine Aufwölbung des Bodens, die dort die Sedimentbildung verhinderte (Hallstätterfazies, Tabelle S. 35); aber in der karnischen Zeit trat eine Umkehrung dieser Verhältnisse ein, denn dort, wo die Wölbung war, wurde in tieferem Wasser Hallstätter Kalk abgelagert und dort, wo keine ladinische Wölbung war, entstanden die Seichtwasserbildungen der Carditaschichten. Die Ursache dieser entgegengesetzten Bewegung ist im Auftrieb des Salzgebirges zu suchen; es bildete sich eine Reihe von Ekzemen im Haselgebirge und diese haben die darüber liegenden Schichten aufgewölbt, bis die über dem Salz liegende Decke der wasserundurchlässigen Schichten barst; dann erfolgte die Auslaugung des Salzgebirges und damit die Schaffung einer tiefen Wanne, in der die Hallstätter Kalke gebildet wurden. Diese triadischen Bodenbewegungen sind aber keine tektonischen Bewegungen.

Im Lias erfolgte zuerst die Hebung der Dachsteinkalkmasse, die zu einer Insel wurde (S. 42), und dann kam eine Senkung mit Ablagerung der Hierlatzschichten. Dann traten neuerlich Hebungen und Senkungen ein, wie die Ablagerungen des Oberlias und Dogger zeigen. Das sind schon echte gebirgsbildende Vorgänge.

Die erste große Gebirgsbildung geschah in der Mittelkreide. Damals wurde die juvavische Masse auf das Tirolische geschoben und die erste Anlage der kalkalpinen Tektonik geschaffen. Diese Gebirgsbildung hat ein „Faltengebirge“ erzeugt, das sofort stark abgetragen wurde, wie die Einlagerung der Gosau zeigt. Das Gosameer hat ein Mittelgebirge angetroffen. Im obersten Teil der Gosauzeit (Nierentaler Schichten, S. 45) erfolgte eine Hebung des Meeresspiegels, das Meeresbecken erweiterte sich und ein großer Teil der Kalkalpen lag unter Wasser.

Im oberösterreichischen Teile des Salzkammergutes sind alttertiäre Konglomerate mit Geröllen von kristallinen Gesteinen erhalten. Damals muß also im Süden der Kalkalpen ein kristallines Gebirge bestanden haben, das die Gerölle spendete. In das älteste Tertiär gehören Bewegungen am Südrande der Kalkalpen; da kam es zu Bewegungen gegen Süden, welche eine Schuppung bewirkten (St. Martiner Schuppenland in Salzburg), und auch zu einer Übergleitung der hochaufragenden tirolischen Masse des Dachsteins über das südlich vorliegende Land. Dann erfolgen im Alttertiär noch gegen Norden gerichtete Bewegungen, z. B. die Überschiebung des Sarsteins gegen die Pötschenserie (S. 88), die Faltung im Weyerer Bogen (S. 123) usw. Bei dieser Gebirgsbildung besteht die Tendenz, die Gosau Becken von Süden her zu überschieben (Rötelsteingruppe S. 97, Gams S. 109) und es werden dabei jene Überschiebungsbahnen benützt, die schon durch die vorgosauische Bewegung vorgezeichnet waren und bei denen Haselgebirge, gleichsam als Schmiermittel, der Unterlage aufliegt.

Es besteht aber ein sehr großer Unterschied in der vorgosauischen und der tertiären Tektonik. Die vorgosauische Gebirgsbildung fand die Kalkalpen im großen ganzen als eine einheitlich geschlossene Platte, als eine Schichttafel vor. Diese wurde gefaltet und überschoben. Dann kam die vorgosauische Abtragung und hierauf die Ablagerung der Gosauschichten. So fand die tertiäre Gebirgsbildung stark zugeschnittene Tafeln, durch Gosau erfüllte Rinnen von einander getrennt, vor. Faltung und Überschiebung konnte daher nicht mehr regelmäßig durchgreifen, die Bewegung war verschieden, je nachdem sie größere geschlossene Schichtmassen oder Gebiete mit Gosaeinfüllung betraf. Dabei wurden starre Tafeln über die weichen, gefalteten Gosauschichten hinausgeschoben.

Möglicherweise gibt es noch eine jüngere, wohl untermiozäne Querbewegung in den Kalkalpen, die sich in Ost-West-Schüben äußert; das ist eine noch ganz ungeklärte Frage. — Das jüngste tektonische Element im Bau der Kalk-

alpen sind Brüche, die im geologischen Landschaftsbild oft deutlicher hervortreten als die ältere Tektonik. Dann erfolgt die Modellierung des Reliefs, die Ausbildung der untermiozänen Kuppenlandschaft, dann die Tieferlegung der Flüsse, deren Einschneiden bis zum heutigen Niveau (S. 60).

Die bisherigen Erörterungen bezogen sich im wesentlichen auf den westlichen Teil der steirischen Kalkalpen. Hinsichtlich der tektonischen Gliederung des östlichen Teiles sei bemerkt, daß die tektonische Trennungslinie zwischen dem Bajuvarischen und Tirolischen aufhört, bevor sie, von Nordwest herstreichend, Steiermark berührt; in den Ausläufern des Sengengebirges und dessen nördlichen Vorlagen können die beiden Einheiten nicht mehr geschieden werden<sup>77</sup>. Erst jenseits der Enns gibt der Altenmarkt-Brühler Aufbruch (S. 127) wieder die Möglichkeit der Trennung: aber dieser Aufbruch entspricht auf weite Strecken nicht einer Überschiebung, sondern ist eine mit leichter steiler Aufschiebung verbundene Anpressung des südlichen an das nördliche Gebirgsstück, oft auch nur eine steile Verwerfung.

Mitten durch das Gebiet der steirischen Kalkalpen, östlich von der Warscheneckgruppe, geht eine tiefe Aufbruchlinie, welche ein „hochalpines“ von einem voralpinen Gebirge trennt; das ist der Mariazeller Aufbruch (S. 100); er ist auch keine einheitlich durchgehende Störung (S. 109), sondern zerfällt in mehrere, einander ablösende Störungslinien. Vielfach handelt es sich um eine Überschiebung des südlichen über den nördlichen Gebirgs- teil, vielfach ist es nur eine Anpressung in derselben Richtung, wobei es zu kurzen Aufschiebungen kam. Der Aufbruch (nämlich der Werfener Schichten) hat sogar eine Unterbrechung (S. 109); das zeigt, daß es sich um eine nur wenig tief reichende Störung handelt.

In den Kalkalpen des Mürzgebietes läßt sich über einer faziell reich gegliederten Basis eine höhere Schubmasse erkennen, die aber nicht mit der juvavischen Einheit zu vergleichen ist, sondern eine lokal beschränkte Erscheinung darstellt. Das Ausgangsgebiet dieser Schubmasse ist vermutlich in der Störungszone der Dobreinlinie (S. 115) zu suchen; doch muß betont werden, daß in dieser Sache neue Studien fehlen, daher noch keinerlei Sicherheit besteht.

Erinnert sei daran, daß sich in allen Stufen von Trias und Jura große fazielle Verschiedenheiten finden; diese verschiedenen Fazies lassen sich nicht auf eine kleine Anzahl stratigraphischer Serien verteilen, die zugleich tektonische Einheiten sind<sup>78</sup>.

Ferner sei noch die interessante Berechnung über das Maß der Verschmälerung der Kalkalpen durch den gebirgsbildenden Zusammenschub angeführt. Diese Rechnung ergibt für einen Schnitt vom Attersee gegen Süden bis zum Ennstal<sup>79</sup>: jetzige Breite 34·5 km, Verschmälerung durch die tertiäre Gebirgsbildung 50 km, durch die vorgosauische 35 km. Die Kalkalpen des Salzkammergutes waren daher ein ca. 120 km breiter Streifen, der auf ein Viertel zusammengeschoben wurde.

Es wird noch zu erörtern sein, daß sich die Tektonik von Kalkalpen und Zentralalpen prinzipiell durch den Charakter des tektonischen Deformationstypus unterscheidet. So groß der Unterschied ist, es fehlen doch nicht direkte Beziehungen des Baues. Eine solche besteht in der südlichen Fortsetzung der Weyerer Bogenfalten (S. 123), die letzten Endes eine von den Ost-West gerichteten Bewegungen darstellen. Westlich der Gosauzunge von Weyer herrscht in den Kalkalpen vielfach ausgesprochenes NW-SO-Streichen. Dasselbe Streichen haben die Grauwackenzone des Liesing-Palmentales und das Krystallin der Rottenmanner und Seckauer Tauern und des Gebietes von Brettstein-Pusterwald. Östlich der Kreidezone von Weyer ist außer den Bogenfalten von Weyer SW-NO-Streichen in den Lassingalpen, im Ennsdurchbruch zwischen Hieflau und Landl und im Lugauerzug vorhanden. Das Krystallin und die Grauwackenzone machen zwischen Knittelfeld und Bruck einen Bogen, in dem das Streichen aus NW-SO über WO in SW-NO umbiegt. Im ganzen sehen wir einen gegen Süden konvexen Bogen vom Nordrande der Kalkalpen bis tief in die Zentralzone hinein. Dieser Bogen liegt genau südlich von der Südspitze der böhmischen Masse und ist eine alte Anlage im Bau der Alpen. In den Zentralalpen ist die Anlage des Bogens vormesozoisch, sogar vorpaläozoisch; in den Kalkalpen ist der Bogen schon bei der vorgosauischen Gebirgsbildung vorhanden gewesen und wurde durch jüngere Bewegungen verstärkt, die besonders in den Weyerer Bogenfalten ihren Ausdruck fanden. Die Weyerer Bogenfalten mit ihrer Ost-West-Bewegung sind nicht ohne Äquivalent in den Zentralalpen geblieben; denn im Zusammenhang mit ihnen sind jene Ost-West-Schübe zu bringen, welche die gegen Westen blickenden Falten des Grates des Eisenerzer Reichensteins zum Wildfeld zeigen; ferner ist dazu die Aufschiebung der Grössingmasse auf die Obdacher Faltenzüge zu rechnen.

Die Stellung der Kalkalpen im alpinen Bau ist durch folgende zwei Tatsachen festgelegt: 1. Sie liegen mit ihrem Nordsaum dem viel jüngeren Flysch (Kreide-Eozän) auf; 2. ihre

südlichste Zone ist auf lange Strecken mit den Zentralalpen durch einen Transgressionsverband verknüpft.

Die Kalkalpen haben als Ganzes den Charakter einer Abscherungsdecke, wobei den Werfener Schichten die Rolle eines Gleithorizontes großen Stiles zukommt<sup>80</sup>. Damit ist auch schon gesagt, daß der jetzige Untergrund der Kalkalpen nicht an ihrer Tektonik teilhaben kann, sondern einen anderen Bau hat. Damit ist aber bereits gesagt, daß die ehemalige Unterlage der Kalkalpen, auf der sie abgelagert wurden, unseren Blicken entrückt ist; die folgenden Auseinandersetzungen werden zeigen, wohin sie gekommen ist.

Das führt die Erörterung über auf die steirischen Zentralalpen. Es besteht ein grundlegender Unterschied in der Art der tektonischen Beanspruchung des Gesteinsmaterials in den Kalkalpen und Zentralalpen<sup>81</sup>. Aus den Kalkalpen in die Zentralalpen eintretend, kommt man aus einem Gebiet mit brechender Tektonik in ein solches mit fließender Tektonik; denn der Mechanismus zentralalpiner Tektonik wird durch das blätterige Kleingefüge der meisten Gesteine beherrscht, jede Deformation bedingt Gleitung im Blättergefüge als eine der tektonischen Bewegung korrelierte Teilbewegung mit sich und Gleitung ist nicht nur im Kleingefüge, sondern auch im großen beherrschend. Dagegen reagieren die Kalkalpen als Klötze der Bewegung gegenüber. Dieser Unterschied zwischen Kalk- und Zentralalpen ist so wesentlich, daß es nicht angeht, die tektonischen Linien aus den einen in die anderen ohne weiteres zu übertragen. Die frühere Breite der Kalkalpen ist auf ein Viertel reduziert worden; wenn das in den Zentralalpen geschehen wäre, so hätte eine ungeheure Anschwellung entstehen müssen.

Die Zentralalpen unterscheiden sich von den Kalkalpen durchgreifend dadurch, daß sie keine Regelmäßigkeit im Streichen haben; denn die steirischen Zentralalpen weichen zum Teil weit von dem allgemeinen alpinen West-Ost-Streichen ab. Nur die Grauwackenzone streicht als einzige zwar regelmäßig, aber nicht mit gleichbleibendem Charakter durch und das gilt auch nur für die höchstwahrscheinliche Annahme, daß die Phyllite des Ennstales und die sogenannten Pinzgauer Phyllite die Fortsetzung der Paltentaler Grauwackenzone sind. In bogenförmiger Wendung verläuft das Streichen von den Schladminger über die Wölzer Tauern zu den Seetaler Alpen, indem es sich fast aus der WO- zur NW-SO-Richtung dreht. Allerdings ist dieser Bogen nicht mehr einheitlich, denn die Schiefermasse der Seetaler Alpen ist durch eine jüngere Bewegung auf den Marmorzug Judenburg—Unzmarkt von Süden herangeschoben;

doch stört diese Erscheinung das tektonische Bild des Bogens in keiner Weise. Das Gebirge der Seetaler Alpen hat seine Fortsetzung in der Koralpe.

Auf der Innenseite des besprochenen Bogens liegen in flacher, relativ wenig hergenommener Lagerung die paläozoischen Gesteine der Murauer Mulde, der Stangalpe und von Paal. In den beiden letzten transgrediert das Oberkarbon zum Teil über Murauer Paläozoikum, zum Teil über Altkrystallin und zeigt in seinen grobklastischen Bildungen, daß in ihm der Schutt aus der Zerstörung der mittelkarbonischen Alpen sedimentär aufbewahrt wurde. Und das wieder zeigt, daß zwischen dem Abschluß der Sedimentation des Murauer Paläozoikums und dem Beginn der oberkarbonischen Ablagerung die mittelkarbonische Gebirgsbildung liegt. Da nun das Oberkarbon nicht übermäßig gestört ist (S. 144), erhellt die Stellung dieses Alpenteiles jüngeren tektonischen Phasen gegenüber als die eines relativ ruhig gebliebenen Landes. Schon aus diesen Verhältnissen ist auf den Horstcharakter dieses Zentralalpenteiles zu schließen.

Das Gebiet der Koralpe zeichnet sich durch eine auffallend ruhige Lagerung aus. Doch muß man sich, was ganz im allgemeinen gilt, immer vor Augen halten, daß die Tektonik der Zentralalpen, auch wenn sie einfach erscheint, doch kompliziert ist, da ja bei der Entstehung der krystallinen Schiefer tektonische Bewegungen, die sich ja in Teilbewegungen im Kleingefüge äußern, eine große Rolle spielen. Die Stellung der Koralpe zum Bogen der Stubalpe ist derart, daß die Gesteine der letzteren unter die Koralpe wie in einen Tunnel untertauchen. Von der Stubalpe verläuft ein krystalliner Bogen über die Gleinalpe bis zum Rennfeld; in diesem Bogen dreht das Streichen aus SN nach SW-NO.

Dieser Bogen stoßt mit einer scharfen Grenze, die überdies zwei Gebirge von teilweise verschiedener Gesteinsgesellschaft trennt und auf der der Serpentin von Kraubath liegt, mit dem Gneisbogen der Seckauer Tauern und dessen Fortsetzung bei Leoben—Bruck zusammen. Es scharen sich da zwei krystalline Gebirge. Da liegt eine Tektonik von hohem Alter vor; denn der Stubalpenbogen ist ein präkrystallines Gebirge (S. 165), dessen Metamorphose älter ist als jene des Grazer Paläozoikums<sup>82</sup>. Jüngere Bewegungen sind im Stubalpenbogen nur in bescheidenem Ausmaße eingetreten, während der Seckauer Bogen solche stärker erlitten hat.

Wir kommen so zur Vorstellung, daß ein Teil der Zentralalpen ein sehr hohes Alter seiner Tektonik hat. Das zeigt, daß diese Teile des Gebirges jüngeren Bewegungen gegenüber sich nicht als ein noch zu faltender Komplex, sondern als eine schon zusammengeschobene Masse verhalten haben.

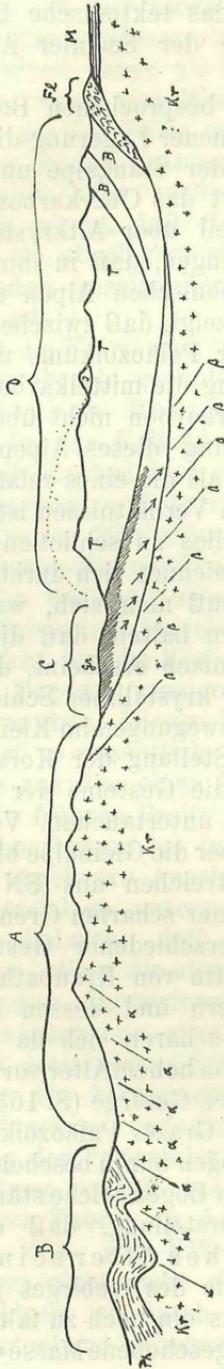


Fig. 7. Schema der Tektonik. Kr = Altkrystallin. Ph = Altpaläozoisch. J = Juvavische Einheit der Kalkalpen. T = Tiro-  
lische Einheit der Kalkalpen. B = Bajuvarische Einheit der Kalkalpen. Fl = Flyschzone. M = Miozän des Alpenvorlandes.  
α = Zertrümmerungszonen der karbonischen Gebirgsbildung. β = Zertrümmerungszone der vorgosauischen Gebirgsbildung.  
A = Vorpaläozoisch gefaltet. B = Mittelkarbonisch gefaltet. C = Vorgosauisch und tertiär bewegt. D = Vorgosauisch nach  
Norden gegen die Vortiefe abgeschwommen; die Pfeile bedeuten die Richtung, in der sich die Unterlage der Kalkalpen und  
deren Vorland senkte, so daß eine Vortiefe entstand. Fl = Flysch, nach der vorgosauischen Wanderung der Kalkalpen  
sedimentiert, im Tertiär gefaltet und von den Kalkalpen als Block überschoben und zugleich über das Miozän des Alpen-  
vorlandes ein kurzes Stück bewegt oder an dieses angepreßt.

Alte Anlage des Gebirgsbaues tritt auch im Wechsel uns entgegen<sup>83</sup>, in dem von der Umgebung, besonders vom Semmering und der Grauwackenzone abweichenden Streichen der Wechelschiefer und Wechselgneise. Im Semmeringgebiet werden die alten Gesteine des Wechsel von einer Schar alpiner Streichrichtungen überschritten, die alte Tektonik wird von der jüngeren alpinen Bewegung überwältigt. Im Osten liegt den Wechselgesteinen die „Kernserie“ aufgeschoben, deren Überschiebung einer aus Südosten wirkenden Kraft zugeschrieben werden muß. Am Westrande der Wechselmasse lagert ein permisch-mesozoischer Streifen, der in seinem Streichen sich jenem der Wechselgesteine anpaßt. Das ist ein Zeichen, daß eine alte Anlage der Tektonik noch bei jüngeren Bewegungen sich geltend macht; denn der erwähnte Streifen ist als eine schiefe Synklinale aufzufassen, deren Position einer annähernd OW verlaufenden Bewegung entspricht. Es ist ja zu erwarten, daß ein fast meridional streichendes altes Gebirge, von jüngeren tektonischen Bewegungen überwältigt, die alten Strukturlinien wieder aufleben läßt.

So kommen wir zur Vorstellung, daß der zentralalpine Gebirgsbau keineswegs den Charakter der Einheit der Zeit hat, sondern daß vielmehr eine ganze Reihe weit auseinander liegender Phasen der tektonischen Vorgänge zu unterscheiden sind. Die Zentralalpen stehen als Gebirge nicht so wie die Kalkalpen — trotz deren zweifacher Gebirgsbildung — aus einem Guß da.

Wir erkennen eine vorpaläozoische Phase der Gebirgsbildung. Ihr gehören die Bogen Schladminger Tauern—Koralpe, Stubalpe—Rennfeld, Bösenstein—Seckauer Tauern—Bruck an. Das sind präkristalline Gebirge, das alte Grundgerüst unserer Zentralalpen, die vorpaläozoischen Alpen; das ist ein Gebirge, dessen Metamorphose älter ist als das Paläozoikum.

Jüngere Bewegungen, eine Gebirgsbildung gleich jener der mitteldeutschen Gebirgsschwelle mittelkarbonischen Alters, der Karbonischen Alpen, erkennen wir im Gebiete der Stangalpe und im Grazer Paläozoikum. In dem letzteren sehen wir eine ganze Reihe von Gebirgsbildungsphasen<sup>84</sup>. Die Anlage des Faltenbaues ist da mittelkarbonisch, denn in der vorgosauischen Zeit wurde die Masse des Hochlantschkalkes über den Falten- und Schuppenbau der älteren paläozoischen Schiefer und Kalke der Breitenau als Block überschoben; vorgosauisch ist diese Bewegung, weil das über dem Hochlantschkalk liegende Gosaukonglomerat keinen faltenden Schub mehr erlitten hat. Vorgosauisch ist auch der Einbruch des Kainacher Gosaubeckens. Wie die vorgosauische Bewegung, so war auch die tertiäre Gebirgs-

bildung im Gebiete des Grazer Paläozoikums schwach, sie äußert sich in der leichten Wellung der Kainacher Gosau und in der Entstehung von Bruchsystemen.

Auch im Bogen der Stubalpe erkennen wir die Wirkungen jüngerer Bewegungen. Streifenweise ist da Diaphthoritbildung, Zertrümmerung und mechanische Mischung von krystallinen Schiefen vorhanden; diese Erscheinungen sind wohl der mittelkarbonischen Gebirgsbildung zuzuzählen. Und schließlich machte die ganze Masse der Stubalpe und der Korralpe als Block einen kurzen Schub nach Westen, wie die Überschiebung der Ammeringgneismasse über die Obdacher Züge beweist.

Ein großer Teil der Zentralalpen hat sich der vorgosauischen und der alttertiären Gebirgsbildung gegenüber starr oder fast starr verhalten, das heißt, er ist nicht mehr den faltenden Bewegungen erlegen. Aber im Block, das heißt als große geschlossene Masse, fanden noch Bewegungen statt; so überschiebt die Rennfeldmasse samt der ihr aufliegenden Grauwackenzone das Mesozoikum von Kapfenberg—Stanz als Block. Nur im Seckauer Bogen sind noch jüngere Bewegungen eingetreten, dort ist infolge dieser tektonischen Inanspruchnahme eine starke Zertrümmerung (Kataklyse) teilweise vorhanden.

Ein starker, jugendlicher, den Gebirgsbildungsphasen der Kalkalpen gleichzeitiger Zusammenschub hat die Grauwackenzone betroffen. Im großen zeigt sie die Struktur eines krystallinen Schiefers, sie ist aus lauter relativ dünnen Gesteinsblättern aufgebaut, die gegeneinander und übereinander geschoben wurden. Dabei kam es nicht nur zu wilden Schuppenstrukturen, sondern auch zu Überschiebungen von großer Bedeutung. So liegt in der ganzen Grauwackenzone der erzführende Kalk auf der karbonisch-permischen Blasseneckserie und kleine Schubschollen wie der Triebensteinkalk liegen auf Grauwackenschiefen und Oberkarbon. Im Mürzgebiet nehmen am Bauplan der Grauwackenzone auch Züge von Altkrystallin und von zentralalpinem Mesozoikum teil; dabei ist es fraglich, ob dieses Altkrystallin nicht vom Untergrund gelöst ist, wofür die wahrscheinlich vollständige Überdeckung des Mesozoikums von Kapfenberg durch Altkrystallin sprechen würde. Eine größere Bedeutung aber kommt dieser ausgeprägten Tektonik der Grauwackenzone nicht zu, denn sie setzt sich nicht in ebenso jugendliche (das heißt vorgosauische und tertiäre) Bewegungen des angrenzenden und die Grauwackenzone unterlagernden Altkrystallins fort, das nur in seinen äußersten Randzonen durch die Bewegung der Grauwackenzone in Mitleidenschaft gezogen

wurde. Das erwähnte Krystallin in der Grauwackenzone des Mürztales sowie die Züge von diaphthorisiertem Krystallin, die sich sonst finden, und gelegentliche kleine Schubschollen sind wohl nicht von oben her, das heißt Überschiebungsfaltenartig in die Grauwackenzone gekommen, sondern von der Unterlage der Grauwackenzone losgerissene und verfrachtete Schollen und Gesteinszüge, die der Bewegung gemäß in s eingeschaltet wurden. Ganz im allgemeinen kontrastiert der Bau der Grauwackenzone lebhaft mit dem flachen Schollenbau der Kalkalpen. Wir kommen zur Vorstellung, daß der nördlichste Rand der Zentralalpen wie eine Ziehharmonika zusammengepreßt wurde, während die Kalkalpen, als Abscherungsdecke vom Untergrund sich ablösend, gegen Norden wanderten. Dieser Vorgang ist nur denkbar, wenn die Kalkalpen einer vor ihnen liegenden Vertiefung zustreben konnten; es muß vor der ursprünglichen Lage der Kalkalpen eine Senkungszone, eine Vortiefe gelegen sein. Nur durch die Bewegung aus dem höheren Niveau in das tiefere ist der Überschiebungsbau der Kalkalpen mit seinen weitausholenden Übergleitungen möglich.

Damit wäre festgelegt, daß die Gebirgsbildung von tiefen Einsenkungen eingeleitet wird<sup>85</sup>. Gegen diese Senken werden Überschiebungen, fast Abgleitungen ausgelöst; diese haben das Streben, die Senkungen auszufüllen. So ist auch festgestellt, daß bei der Gebirgsbildung die Zentralalpen das aktive, die Kalkalpen das passive, geschobene Gebiet darstellen. Die Einleitung zur Gebirgsbildung der Kalkalpen ist daher eine Abwärtsbewegung unter und vor ihrem Bildungsraum. Die Unterlage der Kalkalpen, die sich von dieser losgelöst haben, beginnt sich zu senken, sie verschwindet gegen die Tiefe und mit ihr strebt ein Teil der Grauwackenzone hinab<sup>86</sup>. Dadurch wird jener enge Schuppenbau der Grauwackenzone erzeugt und über diesem Bau schwimmen die Kalkalpen nach Norden ab. Es wurden so auf der Nordseite der Zentralalpen bedeutende Massen tiefer geschaltet, eingesaugt, verschluckt und das sind gerade die Bildungsstätten der Kalkalpen gewesen. Durch diese Abwärtsbewegung ist auch die Vortiefe entstanden, welche die Wanderung der Kalkalpen nach Norden verursachte und deren Senke dann zur Bildungsstätte des Flysches wurde.

Im Gefolge dieser Bewegung zur Vortiefe mußte nachher eine Hebung des Gebirges eintreten; eine solche hat die Alpen vor der Gosauzeit zu einem Mittelgebirge gemacht. Dann kam die Senkung des Gebirges, welche die Überflutung durch das Gosaumeer ermöglichte; das größte Ausmaß hatte diese Senkung zur Zeit der Nierentaler Schichten. Aber auch noch

im Eozän standen Teile der Alpen unter Meeresbedeckung, wie das Eozän des Krappfeldes in Kärnten und die Spuren des Eozäns in Steiermark (S. 48) zeigen. Dann kam die alttertiäre Gebirgsbildung und später erst hat eine Hebung die Alpen zu einem Gebirge gemacht, denn die Oberflächenformen im Jungtertiär (S. 68) zeigen, daß erst nach dem jungtertiären Entwässerungssystem die Alpen zu einem hohen Gebirge emporgestiegen sind.

Große Bedeutung haben auch in den Zentralalpen Bewegungen in Ost-West (Fortsetzung der Weyerer Bögen in den Zentralalpen). Eine von den großen, durchgreifenden Ost-West-Bewegungen der Ostalpen berührt gerade noch den steirischen Boden, das ist die große Aufschiebung der Schladminger Masse und des südlich von ihr liegenden Krystallins über das Mesozoikum der Radstädter Tauern.

Schließlich sei noch angeführt, daß zwischen einzelnen Teilen des alpinen Krystallins (z. B. der Koralpe) und der böhmischen Masse, besonders dem Waldviertel, manche Vergleichsmöglichkeiten bestehen. Direkte Beziehungen zwischen den Alpen und der böhmischen Masse offenbaren sich bei den Erdbeben<sup>87</sup>. Die Mürztaler, Judenburger, Neumarkter und Ennstaler Beben haben quer auf das Streichen der Alpen verlaufende Stoßlinien; bei stärkeren Beben erlischt die Bodenbewegung noch in den Alpen, das Alpenvorland wird nicht erschüttert, aber im südlichen Teil der böhmischen Masse wird das Beben mit auffallender Intensität verspürt. Das ist nur zu erklären, wenn zwischen der ostalpinen Zentralzone und der böhmischen Masse ein ununterbrochener Zusammenhang besteht.

Einen ganz anderen tektonischen Charakter als die alpinen Gebiete hat das jungtertiäre Hügelland. Stellenweise am Alpenrand sind seine Schichten stärker aufgerichtet worden, aber im allgemeinen hat es ruhige Lagerung, trotz der Hebungen und Senkungen des Bodens, welche die örtliche Verteilung der einzelnen Stufen beeinflussen. Die tektonischen Bewegungen des Hügellandes erschöpfen sich in Brüchen, in Schrägstellungen der Schichten; ausnahmsweise kommen auch leichte Faltungen vor. Das bedeutendste tektonische Ereignis ging der jungtertiären Sedimentation voraus, die Senkung, welche das Gebiet unter jenes Niveau der Aufschüttung brachte. Mit dieser untermiozänen oder voruntermiozänen Senkung mag das Emporquellen der Gleichenberger Eruptiva zusammenhängen, geradeso wie die Bildung des oststeirischen pontischen Senkungsfeldes die Entstehung der Basaltvulkane bewirkt haben mag<sup>87a</sup>.

## Die Nördlichen Kalkalpen.

Im oberen Ennstal bilden Pinzgauer Phyllite für eine lange Strecke die Unterlage der Trias der Kalkalpen. In diesen Schiefen steckt der Span des triadischen Mandlingzuges<sup>88</sup>. An der Basis liegen Werfener Schichten als ein schmaler Zug von schwarzgrauen bis graugrünen und rötlichen, kieselig-sandigen Gesteinen, die zum Teil in dunkle, glimmerige Schiefer übergehen. Darüber folgt ein sehr schmales Band von dunkelgrauem, zum Teil etwas kalkigem Dolomit, der als Vertretung der Guttensteiner Schichten gleichsam die tiefste Partie des sonst lichten, brekziösen Mandlingdolomites darstellt; dieser Dolomit ist ein Hauptbestandteil der Mandlingtrias und ist den Ramsau-, vielleicht auch den karnischen Dolomiten zu parallelisieren. Das oberste Glied sind rotdurchäderte, knollige Dachsteinkalke. Der Mandlingzug liegt auf Pinzgauer Phylliten und wird von solchen im Norden überschoben; er nimmt mit seinem nördlichen Einfallen an der Grauwackentektonik teil; gegen Osten nähert er sich immer mehr den Kalkalpen und verschwindet schließlich unter ihnen samt seiner Auflagerung von Pinzgauer Phylliten.

Über dem oberen Zug der Pinzgauer Phyllite liegt die Trias der Dachsteingruppe<sup>89</sup>. Sie wird von Werfener Schichten eingeleitet, deren tieferer Teil aus grünlichen, quarzitischen Gesteinen, deren oberer Teil aus normalen violetten und grünen, oft Haselgebirge führenden Schiefen besteht; sie reichen bis unter die Wände des Hochgebirges. Im Salzburgischen (St. Martin, S. 74) stecken in den Werfener Schichten Schuppen verschiedener jüngerer Triasgesteine. Über den Werfern liegt, in gewaltiger Wand niederbrechend, das Hochgebirge der Dachsteingruppe, aber der Verband ist nicht normal, denn die Triaskalkmassen sind mit einer Überschiebungsfläche aufgelagert. Infolge der gegen Süden gerichteten Überschiebungsbewegung der gewaltigen norischen Kalkmasse wurden die tieferen Schichtkörper zum Teil verschliffen und somit beseitigt; daher fehlt an vielen Stellen die normale Folge (Guttensteiner Schichten, Ramsaudolomit, karnische Stufe) und es liegt Riffkalk oder Dachsteinkalk direkt den überfahrenen Werfener Schichten auf. Im Riffkalk gibt es Linsen von Hallstätter Kalk. Ein Beispiel gibt das Profil von der Austriahütte aufwärts: Werfener Schichten — Ramsaudolomit (der mit einer Verwerfung an den folgenden Dachsteinkalk angelagert ist) — Dachsteinkalk (durch eine Verwerfung vom folgenden getrennt) — Ramsaudolomit — Dachsteinkalk<sup>90</sup>.

Der Dachsteinsüdwand ist der Rettenstein vorgelagert; er besteht aus Riffkalk, dem lose Blöcke von rotem, tonigem Liaskalk aufgelagert sind<sup>91</sup>. Ein mächtiges Band von mylonitischer Rauchwacke umzieht den West- und Südfuß der Riffkalkmasse und schließt an der Südwestecke eine bedeutende Linse von Haselgebirge, rotem Hallstätterkalk und grauem Liasfleckenmergel ein. Die Riffkalkmasse ist tektonisch aufgelagert und durch ein Werfener Band vom Torstein getrennt. — Eine kleine, gegen Süden aufgeschobene Kuppe von Dachsteinkalk liegt dem Mandlingdolomit am Aichberg bei Aich auf.

Das Plateau des Dachsteingebirges und seine Gipfel werden von Dachsteinkalk und Riffkalk gebildet. Viele Brüche bringen kleine Verstellungen der Schichten hervor. An vielen Stellen sind kleine Hierlatzkalkvorkommen vorhanden, besonders im Gebiete der Adamek- und Simonyhütte; sie liegen transgredierend über einer erodierten Dachsteinkalkfläche. An einigen Stellen (Gjaidalm, Krippeneck) sind Augensteine bekannt geworden, welche anzeigen, daß auch das Dachsteinplateau in seinen niedrigeren Teilen von miozänen Flüssen überronnen war<sup>92</sup>.

Die Dachsteingruppe gehört zur tirolischen Einheit. Am Plassen bei Hallstatt liegt auf ihr eine sehr kompliziert gebaute juvavische Deckscholle<sup>93</sup>. — Nur durch das Trauntal ist von der Dachsteingruppe der Sarstein<sup>94</sup> abgetrennt. Er ist fast ganz aus Dachsteinkalk aufgebaut (Fig. 8) und mit seiner bis zu den Werfener Schichten herabreichenden Basis gegen Norden auf die Gesteinsserie des Pötschengebietes aufgeschoben. Die Durchbrüche der Traun<sup>95</sup> zwischen Radling und Sarstein einerseits und dem Dachsteinmassiv andererseits sind epigenetischer Natur. Es ist wahrscheinlich, daß im Miozän gleichzeitig mit der oberflächlichen Entwässerung (Augensteine!) Höhlenflüsse gegangen sind (z. B. Dachsteinriesenhöhlen); ein Stück eines solchen Höhlenflusses, der später durch den Einsturz der Höhlen zu einem oberflächlichen Fluß wurde, sind die genannten Durchbrüche. Dazu gehören die miozänen Hochflächen „Am Stein“, im Totengebirge, am Sarstein. Die Umwandlung des alten in das neue Flußsystem geschah durch eine Hebung des Gebirges (S. 86), die Traun schnitt ein und wurde zu einem oberflächlichen Fluß; das zeigen obermiozäne-pliozäne Talbodenreste im Trauntal in 1200 Meter Höhe. Dann folgen ein neuerliches Einschneiden und die Ausnagung des Tales bis zur heutigen Sohle.

Dachsteinkalke setzen die Hochfläche des Kammergebirges<sup>96</sup> zusammen. Mit flachem Fallen neigen sie sich gegen die Niederung von Mitterndorf (zum folgenden, Fig. 9).

Am Stoderzinken und im Paß Stein bilden mächtige Riffkalke mit Hallstätterkalklinsen (z. B. Saukeixe an der Horstigstraße) ihre Unterlage und lokal liegen unter den Riffkalcken schwarze Schiefertone der Carditaschichten. Ramsaudolomite enthalten stellenweise Lagen von tonigen, faserig-knolligen roten Hornsteinkalken. In den obersten Lagen des Dachsteinkalkes finden sich Lagen von roten oder grünen Mergeln (Rhät?). An wenigen Stellen liegen über den Dachsteinkalken Hierlatzkalke (z. B. westlich vom Wandlkogel, S. 98); meist sind an deren Stelle

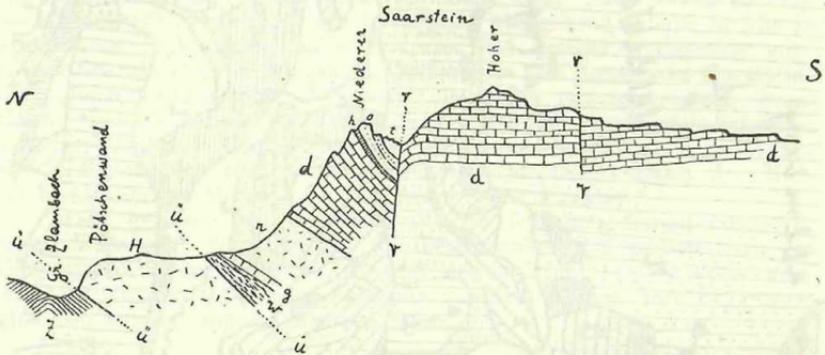


Fig. 8. Profil des Sarsteins (nach Kittl, Exkursionsführer Salzkammergut, Wien 1903. Umdeutung des Profiles nach Spengler, Jb. 1918). W = Werfener Schichten. g = Guttensteiner Kalk. r = Ramsaudolomit. d = Dachsteinkalk. h = Hornsteinschichten (Dogger?). o = Oberalmerschichten. t = Oberster Malmkalk. H = Juvavischer Hallstätter Kalk. Z = Zlambachschichten. V = Verwerfung. ü = Überschiebung.

rote Trümmerkalke und Brekzien vorhanden<sup>97</sup>. — Auf der Stoderalpe liegt muldenartig im Dachsteinkalk ein kleines Vorkommen von braunkohlenführendem Miozän<sup>98</sup>; es ist vielfach gefaltet und besteht aus Sandsteinen und Schiefertone. Es gehört vermutlich in die Zeit der Augensteinablagerung; denn es ist vielleicht etwas älter als die Miozänbildungen des Ennstales, die erst abgelagert wurden, als die Flüsse auf den Hochplateaus nicht mehr funktionierten und die Erosion die Tiefenfurche des Ennstales geschaffen hatte.

Der Grimming ist der schmale Ostausläufer des Dachsteingebirges<sup>99</sup>. Gewaltig ragt der isolierte Berg aus den Tälern empor. Der westliche Teil des Grates (Stierkarkogel) wird von Riffkalk, der östliche Teil mit der höchsten Spitze von Dachsteinkalk gebildet und auf der Ennstaler Seite (Fig. 10) tritt unter dem Riffkalk eine Serie auf, welche bis ins Karbon der Grauwackenzone reicht. Der gegen Trautenfels vorspringende

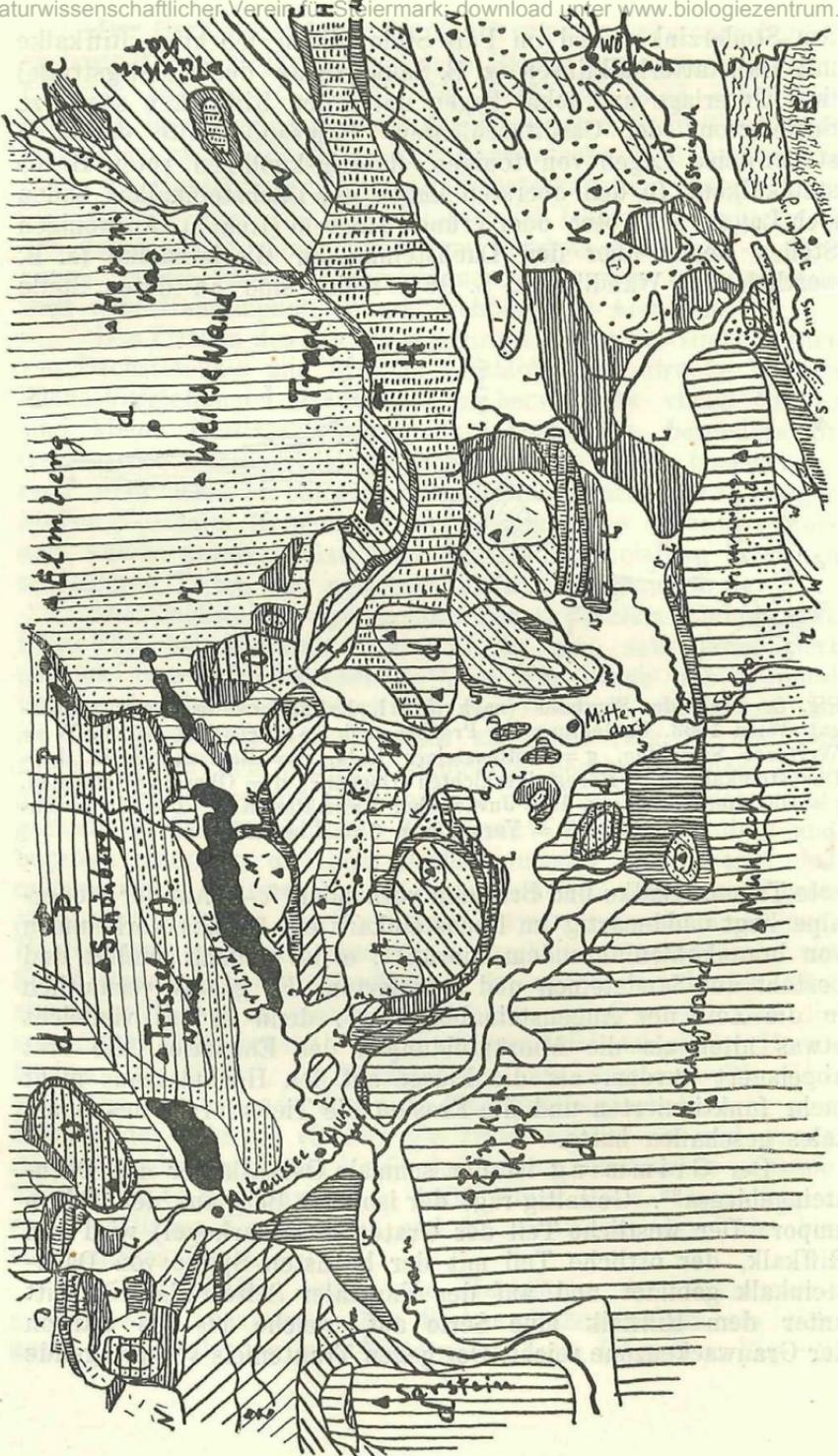


Fig. 9.

Zu Fig. 9. Übersichtskärtchen der Mitterndorfer Senke, 1:200.000. Gezeichnet nach den von der Geologischen Reichsanstalt (Aufnahmen von Mojsisovics, Geyer und Vacek) veröffentlichten geolog. Spezialkarten Bl. Ischl-Hallstatt und Bl. Liezen.

E = Ennstaler Phyllite. S = Karbon der Grauwackenzone. w = Haselgebirge und Werfener Schichten (enggestellte, senkrechte Schraffen). m = Muschelkalk, Dolomite und Kalke (Schraffen mit Punkten, schief, von rechts oben nach links unten). W = Ladinischer Dolomit (ebensolche Schraffen ohne Punkte). C = Carditaschichten (ebensolche Schraffen, sehr eng gestellt). H = Norische Dolomite (senkrechte Schraffen mit kleinen Querstrichen). r = Riffkalk (senkrechte Schraffen mit Punkten). d = Dachsteinkalk (senkrechte Schraffen). Z = Zlambachschichten, Pedataschichten, Pötschenkalk, Pötschendolomit (schiefe Schraffen von links oben nach rechts unten). N = Hallstätterkalk, gegen Osten in Riffkalk übergehend (kleine Striche in verschiedenen Richtungen). L = Liaskalke und -mergel (horizontale, engstehende Schraffen). D = Klauskalk, Radiolarite und jurassische Hornsteinkalke, Doggerkieselschiefer (horizontale Schraffen mit senkrechten Querstrichen). O = Oberalmerschichten und Tressensteinkalk (horizontale Schraffen mit kleinen Punkten). P = Plassenkalk (horizontale Schraffen). K = Gosaukreide, Konglomerate, Brekzien, Mergel, Sandsteine (dicke Punkte). J = Miozäne Konglomerate, Mergel und Sandsteine (feine Punkte).

Weiß gelassen sind Moränen, anderes Diluvium, Bergsturzmassen, jüngere Bildungen. Schwarz sind die Seen; außer den großen Seen die Lahngangseen bei der Elmspitze, die drei Seen im Tauplitzgebiet südlich vom Tragl. Bei wenigen Orten oder Bergspitzen stehen Namen. Ihre Ergänzung ergibt sich aus der topographischen Karte.

Tressenstein ist eine abgesunkene Scholle von Riffkalk, Ramsaudolomit und Guttensteinerkalk, welch letzterer nahe dem Hochaigner an karbonischen Tonschiefern absetzt; in der Mulde zwischen Tressenstein und Grimming verkleben Konglomerate und Mergel der Gosau die Störung. Unter der Trias des Grimming zieht Karbon durch, es besteht aus Kalk, Magnesit und Tonschiefern (S. 168). Dem Fuß des Berges sind miozäne Süßwasserbildungen (Konglomerate und Sandsteine) angelagert; dieses Jungtertiär (= Fohnsdorf) findet seine Fortsetzung einerseits im Mitterberg bei Tipschern, andererseits bei Stainach. — Die Dachsteinkalke des Grimming brechen gegen Norden in einer gewaltigen flexurartigen Biegung nieder, sie machen eine stirnfaltenartige Beugung und werden von Lias-Jura überlagert; so liegen auf der Kulmeralpe Hierlatzkalke, im Krunglwald ebensolche, ferner rotbraune, faserig-knollige Plattenkalke der Klausschichten, dann Radiolarit, ferner Brekzien und Mergelschiefer von der Basis der Oberalm Schichten, dann am Kulm Fleckenmergel und Gosau. Das tektonische Hangende des Ganzen sind die juvavischen Deckschollen des Mitterndorfer Gebietes (z. B. Werfener Schichten und Haselgebirge beim Duckbauer, S. 98). Erwähnt sei noch die Therme Heilbrunn bei Grubegg, deren  $\text{NaCl}_2$ -Gehalt aus dem Haselgebirge stammt<sup>100</sup>.

Nördlich von der Mitterndorfer Senke liegt die gewaltige Masse des Toten Gebirges<sup>101</sup>, das auch zur tirolischen Einheit gehört. Der größere Teil seiner Hochfläche und seine höchsten Gipfel werden von Dachsteinkalk gebildet; nur im westlichen Teil haben jurassische Schichten eine große Verbreitung. Im allgemeinen herrscht am Plateau ruhige Lagerung mit flachen Verbiegungen der Schichten. Auf der Linie Elmsee—Lahngangsee ist eine Flexur mit Senkung des Nordwestflügels entwickelt, die in einen Bruch übergeht und durch die eigenartige Verstellung der jurassischen Ablagerungen markiert wird<sup>102</sup>. Eine zweite Transversalstörung geht auf der Linie Offensee — Rinnerboden — Wildensee — Augstwiesenalm — Hochklopfattel—Seewiese am Altaussee durch; an ihr greift am Rinnerboden der Hauptdolomit bis auf das Plateau am Wildsee empor<sup>103</sup>. Dem Dachsteinkalk des Toten Gebirges sind Hierlatz- und Klauskalke, dann Oberalmer Schichten und Plassenkalk aufgelagert. Bei der Hennaralpe liegen über Dachsteinkalk rotbraune, an Krinoiden reiche, brekziöse oder knollige und dann ziegelrote, dunkelgenetzte Klauskalke mit Ammoniten und Belemniten und den charakteristischen Manganerzkrusten. Dann folgen graue und braune Kalke mit Hornsteinen; sie gehen in kupferrote oder schwarze Kieselkalke und Mergel der jurassischen Radiolarite über. Darüber folgen dünnplattige Oberalmerkalke, an deren Basis häufig Mergelkalke und Fleckenmergel liegen. Das Hangendste bilden Plassenkalke.

Die jurassischen Schichten haben bei Altaussee eine große Verbreitung. Am Loser liegen über einem Sockel von Dachsteinkalk Hierlatzkalke, dann Doggerkieselschiefer mit Hornstein und Oberalmer Schichten; die letzteren bestehen im tieferen Teil aus mergeligen Hornsteinkalken, im oberen aus hornsteinreichen Plattenkalken<sup>104</sup>. Auf der Trisselwand liegen über derselben Schichtfolge noch Plassenkalke. — Jurassische Ablagerungen lehnen sich auch an den gegen Süden fallenden Dachsteinkalk des Brunnkogels, nämlich lichterote Krinoidenkalke des Lias (das ist der sogenannte Fludergrabenmarmor), liassische Fleckenmergel und Doggerkieselschiefer. Die beiden letzteren bilden auch die lange Mulde der Schwarzenbergalpe an der Nordwestecke des Toten Gebirges.

Die unter dem Dachsteinkalk liegende Schichtfolge ist in den Nordstürzen des Toten Gebirges entblößt. Das in der Tabelle (S. 35) gegebene Profil ist nur ein Schnitt aus der sich ändernden Reihe der Profile, denn von Ost nach West nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomites zu und leitet zur Hauptdolomitentwicklung der Hohen Schrott über; gegen Osten

nehmen die Carditaschichten ab und werden durch einen massigen Korallenriffkalk abgelöst, der der Sockel des Dachsteinkalkes ist und auch einen großen Teil der norischen Stufe vertritt. So geht in dem Schichtbestand eine große fazielle Änderung durch.

Das tief eingerissene obere Stodertal trennt das Tote Gebirge von der Warscheneckgruppe und fällt mit einer Störungslinie zusammen; denn die Dachsteinkalke des Toten Gebirges neigen sich von der Ostkante des Plateaus steil in das Tal herab und bilden so eine eindrucksvolle Flexur<sup>105</sup>. Auf der anderen Seite tritt der aus Ramsaudolomit bestehende Sockel der Warscheneckgruppe an das Tal heran, der samt seiner Auflagerung von Carditaschichten und Hauptdolomit sich gegen das Stodertal absenkt; diese Neigung ist besonders gut auf der Nordabdachung des Hochmölbing und Warscheneck und deren breiten Vorbauten (Huterer Böden, Wildalpe) zu sehen. Das Tote Gebirge und die Warscheneckgruppe neigen sich so gegen einander und das Stodertal entspricht daher einer tektonischen Bewegungsfläche. Wie so häufig in den Kalkalpen ist auch hier an der Störung Gosau vorhanden; Konglomerate und Actäonellenkalke liegen zwischen dem Salzsteigjoch und der Poppenalm. Die tektonische Linie des Stodertales, der sogenannte Stoderbruch, biegt in den Südfall des Toten Gebirges ein; auch hier steigen die Dachsteinkalke mit Südfallen vom Plateau herab und tauchen (z. B. auf der Terrasse der Hochseen nördlich von Tauplitz) unter den Hauptdolomit des Lawenstein-Loßkogelzuges (S. 98).

Die Hochgebirgsgruppe, die im Warscheneck und Hochmölbing gipfelt, hat merkwürdige Faziesverhältnisse der oberen Trias<sup>106</sup>. Östlich und südlich des Warschenecks ist der Dachsteinkalk von Riffkalk unterlagert. Auf der Westabdachung der Gruppe liegt unter Dachsteinkalk, mit ihm durch Wechsellagerung verbunden, Hauptdolomit. Unter Riffkalk und Hauptdolomit liegt die normale Serie: Carditaschichten, Ramsaudolomit, dunkle Dolomite des Muschelkalkes, Werfener Schichten. Im Gebiete der Langpoltner Alm (nördlich von Wörschach) ist das Verhältnis von Hauptdolomit und Riffkalk zu sehen; der Riffkalk greift keilförmig unter den Hauptdolomit, bildet also dessen Liegendes; der Anstieg von der Langpoltner Alm zur Brunnalpe zeigt daher Riffkalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk übereinander. Im Gebiete des Grimmbingbaches treten unter dem Hauptdolomit Carditaschichten auf und Riffkalk ist hier nur bekannt, wo die Carditaschichten fehlen, woraus auf ein teilweise karnisches Alter des Riffkalkes zu schließen ist. — Im Hangenden des Dachsteinkalkes sind an verschiedenen

Stellen die Hierlatzkalke bekannt, so z. B. am Nordhang des Warschenecks kurz unter dem Gipfel oder sehr fossilreich am Südfuß des Eisernen Berges. — Schon auf oberösterreichischem Boden erscheint im Gebiete des Wurzenzer Kampl und des Stubenwiesberges eine bis in das Tithon reichende Serie des Jura und dazu Haselgebirge und Werfener Schichten; die beiden letzteren sind vielleicht als eine juvavische Deckscholle aufzufassen. Gegen Süden endet die Warscheneckgruppe an der Pyhrnlinie (S. 98), welche sie von der gosauerfüllten Riffkalkklippenzone von Liezen scheidet. Störungen trennen die Warscheneckgruppe auch von der mit unterer Trias und Gosau erfüllten Niederung von Windischgarsten, aus der gegen Norden das Sengsengebirge emporsteigt (S. 125).

Zwischen dem Dachsteingebirge einerseits, dem Toten Gebirge und der Warscheneckgruppe andererseits liegt eine dem Hochgebirge gegenüber gesenkt erscheinende Region, der niedrige Gebirgsstreifen, der durch die Orte Ischl—Aussee—Mitterndorf—Pyhrnpaß markiert ist (S. 74). Diese Zone soll als Mitterndorfer Senke bezeichnet werden. Das Dachstein- und das Tote Gebirge neigen sich gegen die Senke, indem beiderseits die Dachsteinkalke der Plateaus herabsteigen und unter die Senke tauchen; auch von Osten her neigen sich die Plateaukalke des Toten Gebirges gegen die von niederen Bergen erfüllte Senke. Aber diese Senke, die im Gebirge einen schmalen Streifen darstellt, ist nur im orographischen Sinn eine Niederung, tektonisch ist sie zum Teile von in Deckschollen aufgelösten juvavischen Schubmassen, der obersten Einheit der Kalkalpen eingenommen<sup>107</sup>). Juvavische Deckschollen und tirolische Unterlage bilden hier ein kompliziertes Mosaik und sind oft schwer zu trennen, denn die vorgosauische aufgeschobene und noch vor der Ablagerung der Gosau durch die Erosion vielfach abgetragene, zerstörte, in einzelne Schollen aufgelöste juvavische Masse wurde durch die tertiären Gebirgsbewegungen vielfach enge mit dem tirolischen Untergrund verschweißt, so daß selbst in einer kleinen Berggruppe mehrere juvavische Schollen zwischen Tirolikum zu unterscheiden sind.

Das steirische Gebiet nördlich und westlich von Aussee ist nur in großen Zügen tektonisch bekannt. Ganz im allgemeinen läßt sich sagen, daß auf dem Jura, der die Trias der Hohen Schrott überlagert, Haselgebirge, Werfener Schichten und Hallstätter Kalk als juvavische Deckschollen schwimmen. Nachgewiesen ist diese Lagerung im Franz-Josef-Erbstollen zu Laufen in Salzburg, wo Oberalmer Schichten und Unterkreide unter Haselgebirge liegen<sup>108</sup>. Eine Deckscholle sind

der Hohe Raschberg und der Leisling; beide bestehen aus Hallstätter Kalken, unter denen Dolomit (anisisch?), Werfener und Haselgebirge, die letzteren bei der Sandlingalpe, liegen<sup>109</sup>. Östlich davon erhebt sich der Sandling mit der Schichtfolge: Werfener und Haselgebirge, Dolomit, Hallstätter Kalk, Liasmergel, Doggerkieselschiefer, Oberalmer Schichten, Tithonkalk<sup>110</sup>. Wahrscheinlich liegt diese ganze Folge auf den Zlambachschichten und Liasfleckenmergeln des Kritwaldes. Der Sandling ist interessant durch die Bergstürze auf seiner Westseite im Jahre 1920; diese Bergstürze haben die Gestalt des Berges durchgreifend verändert. Es ist wahrscheinlich, daß sie durch das Einsinken des ganzen Bergklotzes in das unterlagernde Haselgebirge verursacht wurden; ein solches Einsinken ist von dem ähnlich gebauten Plassen bekannt<sup>111</sup>.

Östlich vom Sandling fließt der Augstbach, in dem tief eingefalteter Lias und Jura erscheint, der durch einen Bruch oder durch eine steile Überschiebung von der Basis des Loser überragt wird. In ähnlicher Weise steht der Tressenstein höher als die Trias südlich von Altaussee. In beiden Fällen könnte es sich um eine jugendliche Bewegung des Toten Gebirges gegen Westen handeln<sup>112</sup>.

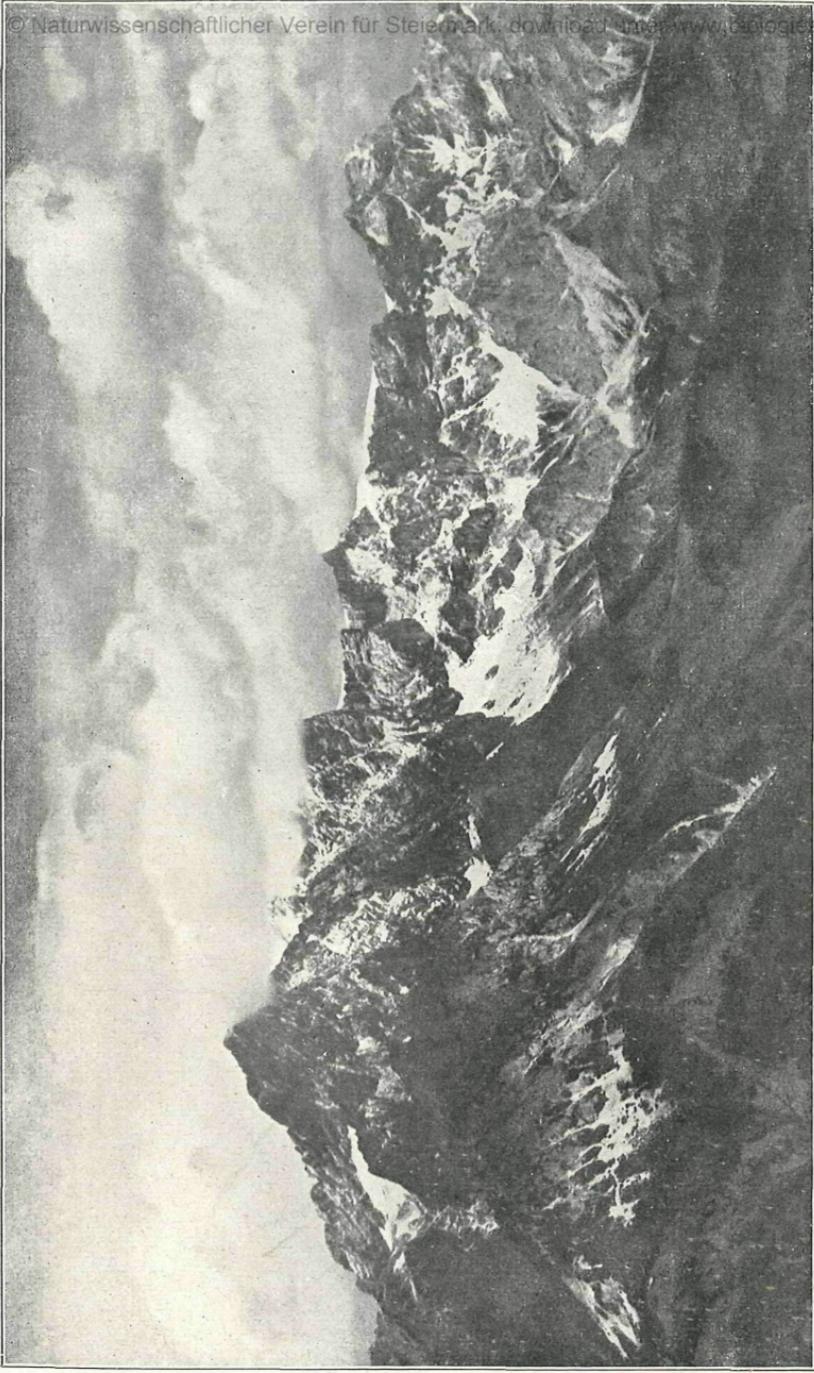
Im Gebiete der Pötschenstraße westlich von Aussee und am Zlambach ist das Hauptverbreitungsgebiet der Zlambachschichten<sup>113</sup>, Pedataschichten und Pötschendolomite; das ist die Fortsetzung der Grasbergzone (S. 96) und daher ist es wahrscheinlich, daß der Pötschendolomit einfach Hauptdolomit ist. Jedenfalls ist die Serie an der Pötschenstraße — mit Ausnahme der Hallstätter Kalke — tirolisch<sup>114</sup>, wenn sie auch nachgosausch von dem ebenfalls tirolischen Sarstein (S. 89) überschoben ist (Fig. 8).

Das kuppelförmig gestaltete Salzlager von Aussee ist dagegen juvavisch. Das Hangende des Haselgebirges sind dunkle Mergel, die man fälschlich als Zlambachschichten bezeichnet; sonst besteht die Umgebung des Lagers aus Werfener Schichten. Über dem Salzgebirge liegen anisische (?) Dolomite und Hallstädter Kalke<sup>115</sup>.

Die Stellung der juvavischen Deckschollen zwischen Grundlsee und Mitterndorf wird dadurch klar, daß Lias und Jura bei Mitterndorf—Klachau zum tirolischen Untergrund gehört<sup>116</sup>. Das Reschenhorn südlich vom Grundlsee ist eine juvavische Deckscholle, die tektonische Fortsetzung des Raschberges. Unter seinen Hallstätter Kalken liegen Werfener Schichten und Haselgebirge; in dem letzteren schwimmen Schollen von jurassischen Radiolariten, Klauskalken und Diabasporphyriten<sup>117</sup>. Das Hasel-

gebirge ist hier wie überall schwer gestört und zu einer tektonischen Brekzie großen Stiles umgewandelt worden, was ja selbstverständlich ist, da es hier wie an vielen anderen Stellen das Schmiermittel auf der Schubbahn der Überschiebungsmassen ist. Hier sei bemerkt, daß die alpinen Salzlagerstätten keine Regionen und Jahresringbildungen erkennen lassen wie die mitteldeutschen Lager. Die alpinen Salzlagerstätten sind wohl ursprünglich auch regelmäßig abgelagert, aber dann tektonisch zu einer Brekzie umgewandelt worden. Die Tone des Salzgebirges sind sehr plastisch, das Steinsalzlager dagegen spröde; daher trat Zerbrechung des Salzes in zahllose kleine Trümmer ein, die von plastischem Ton umfloßen werden.<sup>118</sup> Die im oben genannten Haselgebirge schwimmenden jurassischen Schollen sind aus der tirolischen Unterlage beim Überschiebungsvorgang mechanisch aufgenommen worden. Das Haselgebirge überlagert die tirolische Zone des Zlaimkogels, Türkenkogels und Grasberges. — Im Grasbergprofil sieht man eine Wechsellagerung von grauen Kalken, dünnplattigen Kalken mit Hornsteinknauern, Mergelschiefern der Zlambachschichten, Pötschenkalken, Pedatakalken; das ist die Fortsetzung der Serie des Pötschenprofils. Darunter folgen Mergelschiefer mit Sandsteinbänken und Oolithe der Carditaschichten. — Eine Längsstörung trennt die Falte des Türken von dem bisherigen Profil<sup>119</sup>. Das Profil des Türken zeigt Bewegung gegen Norden, diese muß zum Teile postgosauisch sein, denn die Gosau auf dem Türken fällt unter den Schnöderitzkogel ein. — Südlich folgt die Gruppe Rötelsstein-Kamp<sup>120</sup>, die als juvavische Deckscholle im Süden auf einem Sockel von Lias-Jura liegt. Die Schichtfolge des Kamp wurde früher gegeben (S. 35). Der Rötelsstein besteht aus Riffkalk, ist von der Hauptmasse des Kamp durch einen Aufbruch von Werfener Schichten und Haselgebirge getrennt und bildet eine SW-NO streichende Synklinale, wobei der Riffkalk von einer dünnen Lage von Hallstätter Kalk unterlagert ist. Der nordöstlich vom Kamp liegende Feuerkogel (P. 1622) ist wegen seiner zahlreichen Hallstätter-Ammoniten berühmt. Der von der juvavischen Deckscholle überschobene tirolische Sockel besteht aus Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Liasfleckenmergeln oder aus Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Klauskalk und Hornsteinjura. Diese Schichten bilden an der Radlingpaßstraße eine wohlaufgeschlossene Antiklinale und sind dort von Werfernern und Haselgebirge überschoben.

Zum tirolischen Sockel gehört auch der Pötschenstein (P. 948). Dagegen sind die Kuppen von Hallstätter Kalk bei Mitterndorf juvavische Deckschollen, die auf Lias-Jura



Dr. K. Hassnek, phot.

**Dachsteingruppe vom Roßbrand bei Radstadt aus.**

Am Südsturz der Kalkalpen ist der Kalk von den weichen Hängen der Werfener Schichten unterlagert. In der Firnbedeckung ist der Plateaurand zu erkennen. Typische Kalkhochalpenlandschaft.



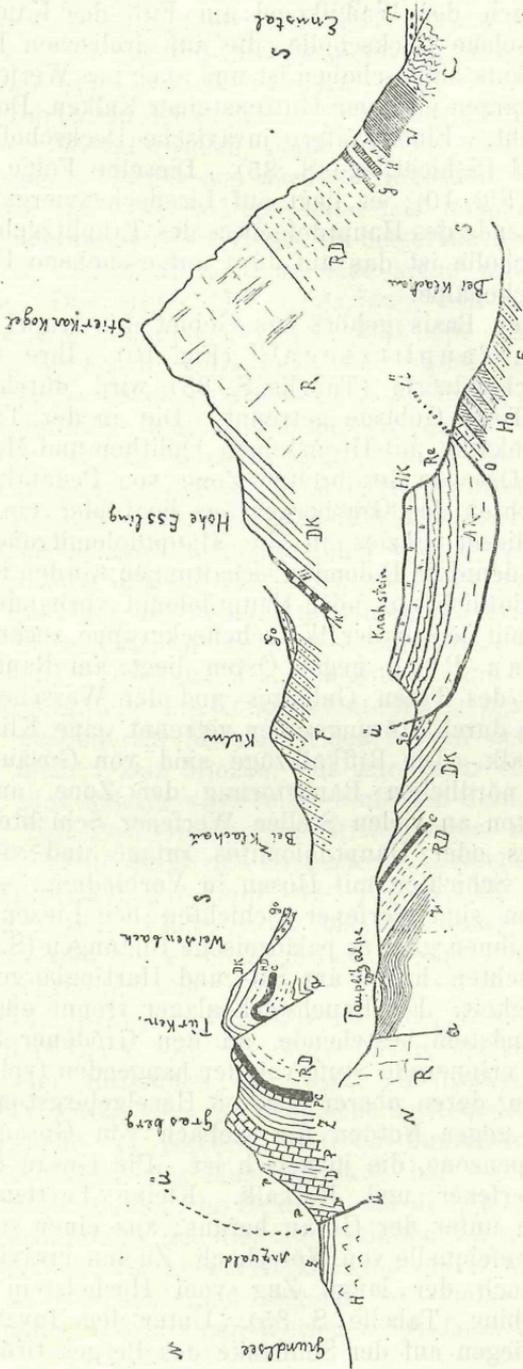


Fig. 10. Profile aus der Mitterndorfer Senke (nach Geyer, Jb. 1915). Ca = Carbonschiefer, W = Werfener Schichten. H = Haselgebirge, G = Guttensteiner Kalk, AR = Anisischer Dolomit, Re = Anisischer Reifinger Kalk, RD = Ramsau-dolomit, C = Carditaschichten, HD = Hauptdolomit, R = Riffkalk, HK = Hallstätterkalk, DK = Dachsteinkalk, D = Norischer Dolomit, P = Pedataalk, Z = Ziambachschiechten, Hi = Hierlatzkalk, F = Fleckenmergel, K = Klauskalk, Ho = Hornsteinjura, O = Oberalmerschichten, Go = Gosau, T = Tertiär, a = Störungsflächen, Ü = Überschiebungsbahn der juvavischen Schubmasse.

schwimmen<sup>121</sup>. Auch der Wandkogel am Fuß des Kammergebirges ist eine solche Deckscholle, die auf tirolischen Dachstein- und Hierlatzkalk aufgeschoben ist und auch aus Werfenern, Haselgebirge, schwarzen plattigen Guttensteiner Kalken, Dolomit und Riffkalk besteht. Eine weitere juvavische Deckscholle ist der Rabenkogel (Schichtfolge S. 35). Dieselbe Folge zeigt der Krahstein (Fig. 10); er liegt auf Liasfleckenmergel und dieser ist das Hangende des Hauptdolomites des Tauplitzgebietes. Eine kleine Deckscholle ist das auf Jura aufgeschobene Haselgebirge der Schneckenalpe.

Zur tirolischen Basis gehört das Gebiet des Lawinensteines und der Tauplitzseen<sup>122</sup> (Fig. 10). Ihre gegen Süden fallende Schichtserie (Tabelle S. 35) wird durch den Stoderbruch vom Toten Gebirge getrennt. Die in der Tabelle angeführten Plattenkalke mit Hornsteinen, Oolithen und Mergelschiefer sind das Ostende der breiten Zone von Pedatakalken und Zlambachschichten des Grasberges; es liegt hier ein seitlicher Übergang dieser Fazies in die Hauptdolomitzone des Hochmölbings vor, denn die Dolomiteinschaltungen werden immer mächtiger, bis schließlich nur noch Hauptdolomit vorhanden ist und dieser hängt mit jenem der Warscheneckgruppe zusammen.

Von Klachau-Pürg gegen Osten liegt am Rand der Kalkalpen südlich des Toten Gebirges und der Warscheneckgruppe, von beiden durch Störungszonen getrennt, eine Klippenzone<sup>123</sup> aus Riffkalk. Die Riffkalkzüge sind von Gosau umflossen. An der nördlichen Randstörung der Zone, an der Pyhrnlinie, treten an vielen Stellen Werfener Schichten am Fuß des Riffkalkes oder Hauptdolomites zutage und vielfach sind die Werfener Schichten mit Gosau in Verbindung. — Am Fuß der Kalkalpen sind Werfener Schichten bei Liezen entwickelt und unter ihnen gibt es paläozoische Bildungen (S. 168). Die Werfener Schichten haben am Sal- und Hartingberge eine auffallende Mächtigkeit. Ein Rauchwackenlager trennt eine aus plattigem Quarzsandstein bestehende, an den Grödener Sandstein der Südalpen erinnernde Stufe von den hangenden typischen Werfener Schichten, deren oberer Teil oft Haselgebirgston enthält. Dann folgt gegen Norden die vielfach von Gosau umhüllte Riffkalkklippenzone, die juvavisch ist. Die Gosau transgrediert über Werfener und Riffkalk. Kleine Partien von Untertrias tauchen unter der Gosau heraus; aus einer solchen entspringt die Schwefelquelle von Wörschach. Zu den juvavischen Klippen gehört auch der lange Zug vom Hechelstein zum Bärenfeuchter Mölbing (Tabelle S. 35). Unter dem Iuvavikum des Hechelsteins liegen auf der Südflanke des Berges tirolische

Fleckenmergel, die bei Pürg von Hierlatzkalk und dem Dachsteinkalk des Grimming unterlagert werden, während im Norden der Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Warscheneckgruppe das Liegende der Deckscholle bildet.

Die Gosau der Riffkalkzone besteht aus Kalkkonglomeraten, die aus Grundbrekzien, dem tiefsten Glied der Oberkreide hervorgehen, ferner aus darüber liegenden Mergeln und Sandsteinen. Die Riffkalkklippen sind fast immer von Brekzien und Konglomeraten umgeben. Höchst bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Gosaukonglomerate fast keine zentralalpiner Gerölle führen. Das bringt zur Anschauung, daß zur Zeit der oberen Kreide ein kalkalpiner Gebirgswall, der wohl der tirolischen Einheit angehörte, vorhanden war; diese Gebirgsmasse, die in der Oberkreide einen trennenden Abschluß gegen die Zentralalpen bewirkte, muß durch nachgosauische Gebirgsbewegungen beseitigt worden sein. Damit stimmt die Tatsache überein, daß mit dem Grimming die südliche tirolische Zone endet und erst wieder mit der Sparafeld-Reichensteingruppe einsetzt. Die Annahme großer nachgosauischer Störungen stimmt auch mit der Tatsache, daß die Gesteinszonen der Paltentaler Grauwackenzone spitz auf das Ennstal auslaufen und dort zum Teil enden.

Schließlich ist noch des Miozäns im Ennstal zu gedenken<sup>124</sup>, das aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergelschiefern besteht. Die Konglomerate führen zentralalpine Gesteine, daher bestand zur Miozänzeit jener oben erwähnte Gebirgswall nicht mehr. Das Miozän, das nur mehr schwach gestört ist, bildet eine waldige niedere Vorstufe des Gebirges; es setzt auch einen Teil des Gröbminger Mitterberges zusammen. — Das Ennstal wurde durch den eiszeitlichen Gletscher tief ausgeschürft; bei Wörschach durchfuhr eine 185 m tiefe Bohrung mächtige Letten, Sande, Flußschotter und Konglomerate, welche zeigen, daß das vom Eis geschaffene Becken eine ganz jugendliche Auffüllung erfahren hat<sup>125</sup>.

Die juvavische Riffkalkzone setzt über den Paß Pyhrn in den Bosruck fort<sup>126</sup>. Dort bilden Werfener Schichten als Basis der Kalkalpen in großer Mächtigkeit den Pleschberg. Darüber erhebt sich die triadische Gesteinsfolge (Tabelle S. 34); zur Tabelle sei bemerkt, daß die bunten knolligen, flaserigen Hornsteinkalke des Muschelkalkes nur stellenweise vorhanden sind und daß ähnliche Gesteine auf der Südseite des Dachsteins (Torbachgraben) und des Stoderzinken vorkommen. Die Gosau des Bosruck besteht aus Kalkkonglomeraten und Mergelschiefern; der im Bosrucktunnel angefahrne kleine Gosarest trennt die vielleicht tirolischen Werfener Schichten von der juvavischen

Deckscholle des Bosruck und ist ein Beleg für die Größe der tertiären Gebirgsbildung. Das Profil des Berges zeigt, daß die ganze Kalkmasse treppenartig verschoben und in die Salinarbildungen des Haselgebirges eingesunken ist.

Mit dem Grimming findet die südliche tirolische Masse ein vorläufiges Ende und setzt, da von Pürg bis Admont die juvavische Riffzone den Südrand der Kalkalpen bildet, erst wieder mit der Sparafeldgruppe ein. Die Gesäuseberge und die Haller Mauern gehören zur tirolischen Einheit. Nördlich vom Hochgebirge des Gesäuses liegen die niedrigeren Kalkvoralpen, die eine andere Triasfazies (reich gegliederte karnische Schichten, Hauptdolomit, Kössener Schichten) haben; doch stehen diese Triasfazies und jene der Hochalpen keineswegs unvermittelt gegenüber. Hochalpen und Voralpen sind durch eine wichtige tektonische Linie, die zum Teil eine Überschiebung, zum Teil eine steile Störung ist, getrennt. Meist ist dieser sogenannte Mariazeller Aufbruch, der eine kalkalpine Strukturlinie ersten Grades ist, durch Werfener Schichten markiert<sup>127</sup>. Auf der Nordseite der Gesäuseberge ist er durch die Werfener Zone Windischgarsten — Admonter Höhe — Schwarzsattel — Erbsattel — Landler Übergang gegeben. Östlich der Enns verläuft er an der Südseite des Gamser Gosaubeckens nach Hinterwildalpen; in der bisherigen Literatur wird der weitere Verlauf der Störungszone in folgender Weise angegeben: Hinterwildalpen — Siebensee — Körbelsattel — Brunnsee — durch beide Bärenbachgräben zwischen Kräuterin und Hochtürnach — Rotmoos — Nordabfall der Zeller Staritzen — Salzatal — Gußwerk — Mariazell — Walstertal — Puchberg am Schneeberg; eine andere Auffassung wird später gegeben (S. 108). Diese mächtige Störungszone wird im Gebiet des Gesäuses von einer tiefgreifenden Störung gekreuzt, die von der Buchau über St. Gallen nach Altenmarkt führt. An dieser Buchauer Störung stoßen die schärfsten Gegensätze in der Berchtesgadener Fazies der Trias aufeinander<sup>128</sup>: im Westen die reichgegliederte, tonigkalkige anisich-karnische Schichtgruppe und geringmächtiger Dachsteinkalk, im Osten mächtige Ramsaudolomite und Dachsteinkalke und geringmächtige Carditaschichten.

In der Hauptmasse der Gesäuseberge (zur folgenden Fig. 11) haben die tonigen Carditaschichten eine sehr geringe Mächtigkeit; die karnische Stufe ist hauptsächlich durch Dolomit vertreten. Aber im Zuge der Stadelfeldmauer schwellen die Reingrabener Schiefer an, ebenso wie nördlich von den Gesäusebergen, wo dazu noch Lunzer Sandsteine treten. Die Schiefer und Sandsteine bestehen zum großen Teile aus Material, das

vom Festlande stammt. Die Randgebiete der Kalkalpen standen daher in der karnischen Zeit unter dem Einfluße des Festlandes, das ist der böhmischen Masse und der zentralalpinen Insel<sup>129</sup>.

Den Unterbau der Haller Mauern bilden Werfener Schichten, die am Dörfelstein bei Hall Haselgebirge und Salz enthalten<sup>130</sup>. Auf der Nordseite des Gebirgsstockes liegen in der Umgebung von Windischgarsten reichlich Werfener Schichten, die zur Aufbruchzone Windischgarsten — Mariazell gehören und über die Admonter Höhe in die Buchau reichen. An vielen Stellen liegt Gosau auf ihnen, die im Verein mit den östlicheren Vorkommen den einstigen Zusammenhang der Gosau von Windischgarsten mit jener von Gams anzeigen<sup>131</sup>. Die weitere Schichtfolge der Haller Mauern<sup>132</sup> und des davon abweichenden Grabnersteins ist auf der Tabelle dargestellt. — Das Hauptfallen ist in den Haller Mauern gegen Norden gerichtet; es wird von Süd nach Nord zu immer steiler, sehr steil ist es gegen die Aufbruchzone Windischgarsten — Admonter Höhe. Durch die Südgehänge der Haller Mauern geht ein Zug von Carditaschichten, der im Osten bis 1800 m Höhe aufsteigt; durch einen Querbruch wird er unter dem Hexenturm tiefer geschaltet. Im Grabnerstein schwillt seine Mächtigkeit bedeutend an, wozu auch eine Änderung des Fazies tritt<sup>133</sup>; auch der Dachsteinkalk wird gegen Osten immer mehr dolomitisch, so daß im Natterriegel bereits Hauptdolomit vorhanden ist. — In den tiefen Teilen der Haller Mauern sind beträchtliche Störungen vorhanden, welche wohl an gegen Süden gerichteten Schubflächen vor sich gehen; das zeigen die Schichtwiederholungen, denn die Werfener Schichten der Buchauer- und Griesweber-Alm legen sich über die Guttensteiner Kalke des Waschenberges; es scheinen da gegen Süden gerichtete Schuppen vorhanden zu sein wie am Dachsteinsüdrand.

Der Grabnerstein zeigt im Gegensatz zur doch ruhigen Lagerung der Haller Mauern eine sehr gestörte bis senkrechte Aufrichtung der Schichten, die gegen Osten durch einen Werfener Aufbruch abgeschnitten werden; dieser setzt über den P. 1279 „Im Himmelreich“ und ist eine der Buchauer Linie parallele Störung oder diese selbst.

Die Buchauer Störung trennt die Haller Mauern von der Buchstein — Tamischbachturmgruppe. Diese zeigt dieselbe einfache Schichtfolge wie die Hochtorggruppe (Tabelle S. 34). Die recht ruhige Lagerung bedingt das gleichmäßige Durchziehen der Carditaschichten; Oolithe und Reingrabener Schiefer erscheinen auf der Nordseite von Buchstein und Tamischbachturm und ziehen in die Wandau hinab, wo karnische



Fig. 11.

Zu Fig. 11. Geologisches Übersichtskärtchen der steirischen Alpen im unteren Ennstal, des Gesäuses und der Grauwackenzone von Radmer, Johnsbach, Wald und des obersten Paläntales, 1:200.000. Der kalkalpine Teil ist gezeichnet nach der unveröffentlichten Karte der Geologischen Staatsanstalt (Aufnahme von Bittner) und der in den „Ennskraftwerken“ veröffentlichten Karte von Ampferer-Stiny, die Grauwackenzone ist nach der Aufnahme von F. Heritsch, S. 1911, gezeichnet.

Di = Diaphthoritisiertes Altkrystallin. SD = Silur-Devonkalk mit Spateisenstein. Gr = Phyllite. G = Graphitführende Serie (fein punktiert). K = Kalke der Grauwackenzone (fraglichen Alters). P = Porphyroide im Gebiete der Grauwackenphyllite (bei Gaishorn und Tregelwang; schwarze Linsen in der Karte). B = Blasseneckserie. W = Werfener Schichten (enge senkrechte Schraffen). M = Muschelkalk, Guttensteiner Schichten. Mu = Guttensteiner Schichten des hochalpinen Gebietes (Nordrand der Gesäuseberge). Re = Reiflinger Kalke (Schraffen, enggestellt, von links oben nach rechts unten). Wt = Wettersteinkalk (Meiereck, Gamsstein). R = Ramsaudolomit. C = Carditaschichten im hochalpinen, Lunzer Schichten im voralpinen Teil. O = Opponitzerkalk. D = Dachsteinkalk. H = Hauptdolomit. Rh = Rhät (Kalke und Kössener Schichten). L = Lias (enge schiefe Schraffen von rechts oben nach links unten). Ob = Oberalmerschichten, Hornsteinkalk (schiefe enge Schraffen gekreuzt). N = Neokom (Voralpe und NW von Altenmarkt). Go = Gosau (punktiert). Mo = Endmoräne des Paläntalgletschers zwischen Tregelwang und Wald. Weiß = sonstiges Diluvium und jüngere Bildungen.

Kalke fossilführend sind<sup>134</sup>. Carditaschichten ziehen auch durch den Kessel von Gstatterboden (z. B. Butterbrünnl unter der Eggeralpe). In der ganzen Gruppe mit Ausnahme des östlichen Teiles ist die Lagerung flach gegen Süden geneigt<sup>135</sup>. Im Buchstein ist sie fast schwebend, nur in der Stockmauer sind die Schichten herabgebogen. Im Süden der Gruppe geht ein Ost-West-Bruch von bedeutender Sprunghöhe durch; er ist teilweise mit Gosau verkleidet und trennt Himbeer- und Bruckstein von der Buchsteingruppe. Im Himbeerstein fallen Dachstein- und Hierlatzkalke sehr steil gegen Norden und stoßen an Ramsaudolomit ab. Im Gesäuse unterhalb von Gstatterboden ist der Bruch nicht mehr sicher nachzuweisen, vermutlich markiert ihn die Gosau des Hochscheibensattels. Im Gesäuse unterhalb von Gstatterboden neigt sich die im ganzen flachgelagerte Dachsteinkalkplatte immer stärker nach Osten; bei der Kummerbrücke tauchen die Ramsaudolomite unter das Tal und die Dachsteinkalke kommen in geschwungenen Linien vom Tamischbachturm und vom Zinödl in das Tal herab, um bei Hieflau wieder ruhiger zu liegen.

In einem Profil über den Tamischbachturm sieht man auf dessen Nordseite das flache Südfallen der Dachsteinkalke. Am Südfall steigt sich das Südfallen bis zur senkrechten Auf-

richtung. Diese steil aufgerichteten Kalke stoßen an dem Bruch bei der Hochscheibenalm an den flacherliegenden Dachsteinkalken der Enns ober Hiefflau ab<sup>136</sup>.

In der Ennsenge unter Hiefflau streichen die Dachsteinkalke bei senkrechter Aufrichtung in N-S, um gegen den Bergkogel wieder in O-W-Streichen einzuschwenken; das ist eine Erscheinung, die nur im Zusammenhang mit den Weyerer Bögen (S. 79) zu verstehen ist<sup>137</sup>. Bei Lainbach liegen an der Straße auf den Dachsteinkalken rötliche, ungeschichtete Hierlatzkalke (S. 110).

Als Basis der Buchsteingruppe zieht auf der Nordseite der Werfener Zug der Jodlbauern-Kitzbauernalm durch, der sich südlich vom Erb mit der großen Werfener Aufbruchzone Schwarzsattel-Kaslegg-Landler-Übergang vereinigt. In dem Werfener Zug herrscht komplizierte Lagerung, denn beim Häsler ist Gosau zwischen Werfener und Triasdolomit eingeschaltet<sup>138</sup>. In der oft erwähnten großen Aufbruchzone ist das Hochgebirge über die Kalkvorpalen geschoben oder mit steilem Kontakt (Schwarzsattel) angepreßt.

Die Sparafeld-Reichensteingruppe<sup>139</sup> hat die einfache Schichtfolge der Buchsteingruppe; erwähnt seien nur die kalkigen, Myophorien führenden Lagen der oberen Werfener Schichten (zwischen der oberen und unteren Koferalm), ferner der teilweise Ersatz der Carditaschichten durch Dolomit, ferner die Tatsache, daß der Dachsteinkalk durch Riffkalk ersetzt ist. Auf der Nordseite der Gruppe ist eine mächtige antiklinale Wölbung mit reduziertem Nordflügel, zu dem auch Himbeer- und Bruckstein, Haindlmauer und Turmstein gehören, entwickelt, markiert durch einen Aufbruch von Werfener Schichten (von Admont bis in den Kofegraben). Der Südflügel der Antiklinale wird von der Sparafeld-Hochtorgruppe gebildet. Im Sparafeldzug ist mit Ausnahme des äußersten Westens die Lagerung steil gegen Süden gerichtet. Während auf der Südseite des Kalbling über den der Grauwackenzone aufliegenden Werfener Schichten eine Folge bis zum norischen Riffkalk vorhanden ist, fehlen auf der Treffner Alm die Werfener Schichten, und die Grauwackengesteine sind vom Ramsaudolomit durch eine Verwerfung getrennt. Diese Störung gehört bereits der stark gestörten Region des Johnsbachtales an. Vielleicht ist auch die Westgrenze der Sparafeldgruppe eine Störung (Fortsetzung der Buchauer Störung?)<sup>140</sup>.

Von der Hochtorgruppe<sup>141</sup> sind geologisch die südlichsten Züge (Gamstein-Stadelfeldmauer-Lugauer) abzutrennen. Die Nordwände der Planspitze, des Hochtors und des Ödsteins geben

das in der Tabelle (S. 34) verzeichnete Profil; bei guter Beleuchtung ist schon vom Tal aus das Durchziehen der Carditaschichten an der Grenze des oberen, aus geschichteten Dachsteinkalken und des unteren ungeschichteten, aus Ramsaudolomit aufgebauten Wandabsturzes zu sehen. Der größte Teil der Gruppe zeigt flache, geneigte Lagerung; aber schon am Gugelgrat zeigen sich wellige Verbiegungen der Dachsteinkalke; solche sind besonders am Zinödl und in der Jahrlingsmauer zu sehen. Im Zinödl machen die Dachsteinkalke eine kuppelförmige Wölbung

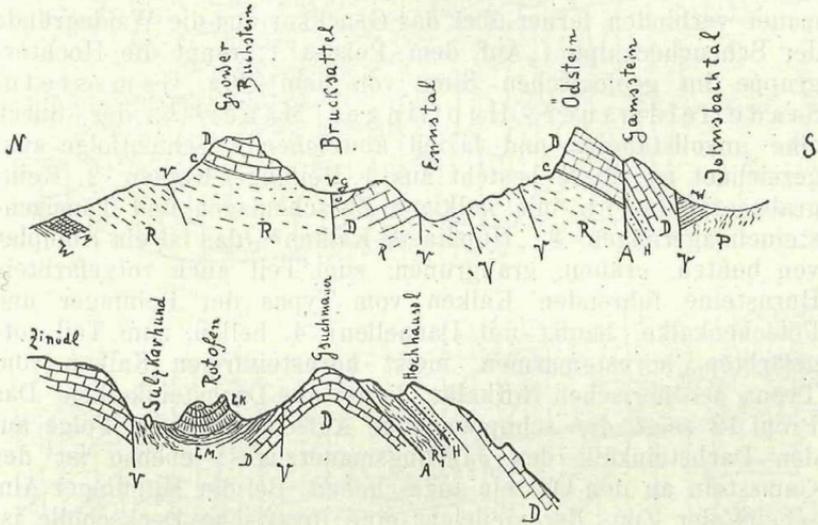


Fig. 12. Profile aus dem Gesäuse (nach Geyer, Zeitschrift d. D. u. Ö. Alpenvereins 1918.) Die beiden Profile haben nicht den gleichen Maßstab. P = Phyllite der Grauwackenzone. W = Werfener Schichten. M = Guttensteiner Schichten. R = Ramsaudolomit. R<sub>1</sub> = Reiflinger Kalk. C = Carditaschichten. H = Hüpflinger Kalk. K = Rifkalk. D = Dachsteinkalk. LM = Liasmergel. LK = Hornsteinkalk. Go = Gosau. V = Verwerfung. A = Aufschiebung.

und in der Gsuch- und Jahrlingsmauer wellige Faltungen. Die auffallende Längsdepression Koderhochalpe-Sulzkar-Waaggraben trennt den noch zur Hochtorggruppe (im geologischen Sinn!) gehörenden Zug der Jahrlingsmauer ab. In dieser Depression liegen jüngere Schichten, so die bräunlichgrauen, kieselligen Mergelschiefer und plattigen Hornsteinkalke des Lias am Sulzkarhund, die roten Liaskalke und schwärzlichen, kieselligen Liasmergel und die bunten, rötlichen Hippuritenkalke, Mergel und Sandsteine der Gosau am Goldecksaattel. Im Gebiete des Waaggrabens ist noch eine regelmäßige Auflagerung des Lias auf

Dachsteinkalk vorhanden; gegen Südwesten wird aus der muldenförmigen Auflagerung eine Lagerung zwischen einem Doppelbruch (Fig. 12), so daß am Sulzkarhund und im Rotofen die Spongienmergel und Hornsteinkalke zwischen ruhig liegenden Dachsteinkalken sehr zerknittert sind. Ein an der Quelle bei der Heßhütte in 1680 m Höhe liegendes Vorkommen von Augensteinschotter zeigt, daß im Untermiozän aus den Zentralalpen über das Ennseck ein Fluß gegangen ist.

Eine Linie vom Wiesenboden der Koderalpe über die beiden hohen Scharten, welche die Jahrlingsmauer mit der Stadelfeldmauer verbinden, ferner über das Gsuchkar und die Weidegründe der Scheucheckalpe („Auf dem Polster“) trennt die Hochtorgruppe im geologischen Sinn von dem Zug Gamsstein-Stadelfeldmauer - Hüpfinger Mauer<sup>142</sup>, der durch eine unvollständige und faziell abweichende Schichtfolge ausgezeichnet ist; diese besteht aus 1. Reifinger Kalken, 2. Reingrabener Schiefen mit kalkigen Zwischenlagen und Toneisensteineinlagerungen, 3. „Hüpfinger Kalken“ (das ist ein Komplex von bunten, grauen, graugrünen, zum Teil auch rotgefärbten, Hornsteine führenden Kalken vom Typus der Reifinger und Pötschenkalke, häufig mit Daonellen), 4. hellen, zum Teil rotgefärbten, hornsteinarmen, meist hornsteinfreien Kalken vom Typus der norischen Riffkalke, ferner aus Dachsteinkalken. Das Profil 12 zeigt die schuppenartige Aufschiebung; der Folge auf den Dachsteinkalk des Jahrlingsmauerzuges; ebenso ist der Gamsstein an den Ödstein angeschoben. Bei der Hüpfinger Alm scheint der Zug, der vielleicht eine juvavische Deckscholle ist (Fehlen des Ladinischen!), zu enden.

Jenseits des Hüpfinger Halses streicht in Nordostrichtung der Zug Haselkogel - Lugauer - Hieflerkogel<sup>143</sup>; am Scheucheck wird sein Dachsteinkalk von Lias überlagert und über dem Lias liegt der stufenartig nach Norden absinkende Dachsteinkalk der Hausmauer, die zum Jahrlingsmauerzug gehört<sup>144</sup>. Im Haselkogel und am Hüpfinger Hals hat der Zug flaches Fallen, das im Norden und Nordwesten gegen Norden und Nordwesten, im Westen gegen Westen, im Südwesten gegen Südwest gerichtet ist. Das Fallen richtet sich im Streichen gegen den Lugauer zu immer steiler auf und wird schließlich im Lugauer und im Hieflerkogel zur senkrechten Stellung. Dem Dachsteinkalk des Haselkogels ist der Liasspongienmergel des Hüpfinger Halses aufgelagert. Jedenfalls entspricht der Hüpfinger Hals einer Störung, an der der Lias und die Serie der Hüpfinger Mauer getrennt werden. Der Dachsteinkalk des Haselkogels liegt direkt auf Werfener Schichten und erst unter dem Lugauer

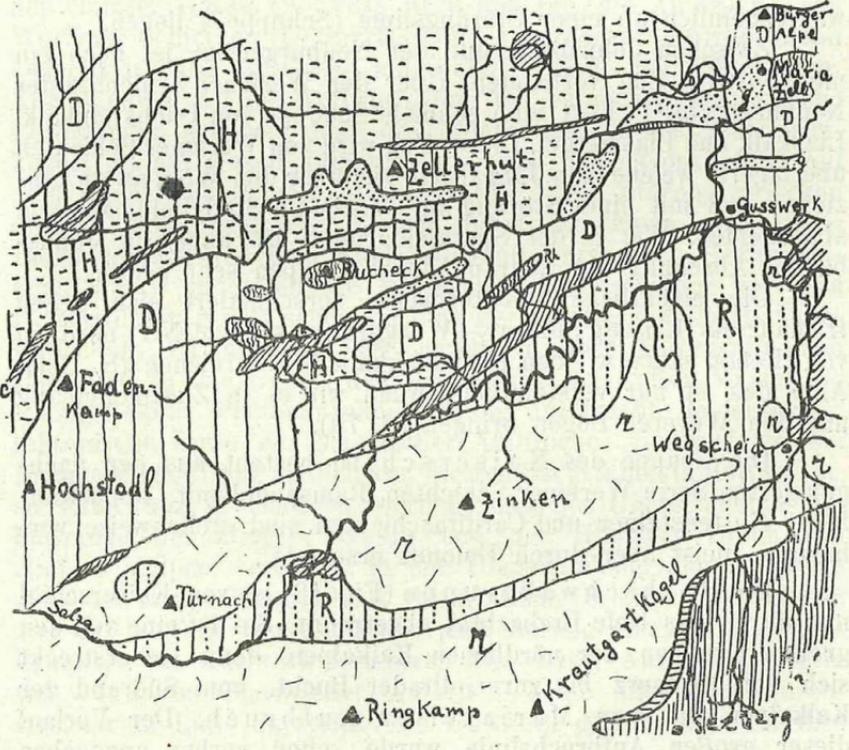
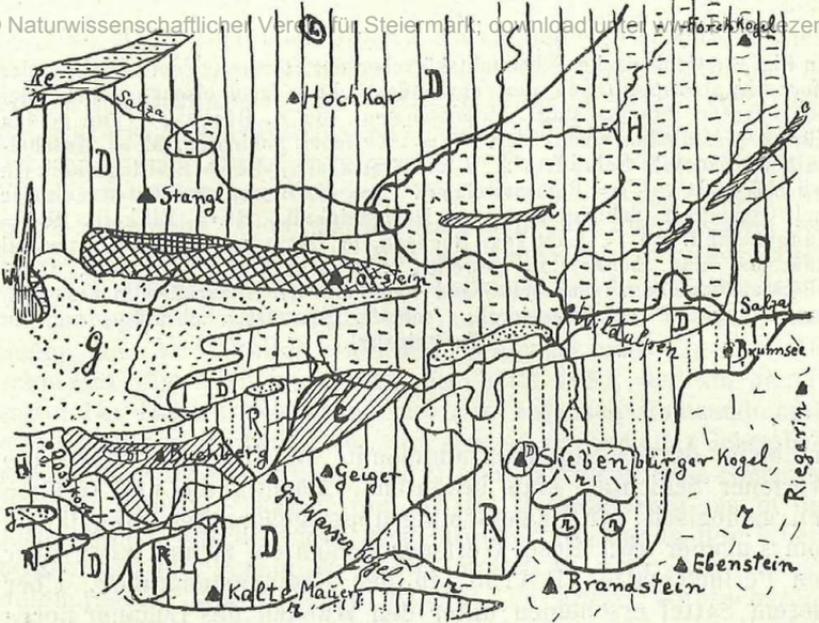


Fig. 13.

Zu Fig. 13. Geologisches Übersichtskärtchen der Störungsgebiete nördlich der Hochschwabgruppe (nach der unveröffentlichten geologischen Karte der Geologischen Staatsanstalt, aufgenommen von A. Bittner). Die beiden Kärtchen schließen aneinander. W = Werfener Schichten. M = Muschelkalk (horizontale Schraffen, z. B. am Gamsbach). Re = Reiflingerkalk (in der NW-Ecke). R = Ramsaudolomit. C = Karnische Schichten (Lunzer und Opponitzer Schichten). D = Dachsteinkalk. R = Riffkalk. H = Hauptdolomit. Rh = Rhät (am Bucheck, in Dürradmer und bei Mariazell Rhät und Lias; senkrechte, gewellte, enge Schraffen). L = Lias. O = Oberalmerschichten (senkrechte und wagrechte Kreuzschraffen, nur südlich vom Stangl). P = Plassenkalk (schiefe, gekreuzte Schraffen, nur im Torsteinzug).

erscheint dazwischen Ramsaudolomit. Bei Radmer haben die Werfener Schichten eine bedeutende Mächtigkeit und trennen den geologisch zur Kaiserschildgruppe gehörenden Stanglkogel vom Lugauer ab; diese Werfener Schichten ziehen noch über den Perlmoossattel (P. 1195) in den Krautgartengraben. Über diesem Sattel erscheinen unter den Wänden des Lugauer nochmals Werfener Schichten in 1400 bis 1500 m Höhe, welche wahrscheinlich an einer Störungslinie (Schuppe?) liegen.

Zwischen Johnsbach und der Neuburgeralm ist noch ein mesozoischer Zug vorhanden. Über den Werfener Schichten der Neuburgeralm<sup>145</sup> liegt eine schmale Schuppe von Dachsteinkalk, Liaskalk und Liasmergel. Dieser Zug wird von Werfener Schichten überlagert, welche von Johnsbach bis über den Wolfbauern hinziehen und mit einer Störung am Gamsstein-Stadelfeldmauerzug abschneiden. Wie in der Sparafeldgruppe ist auch im Johnsbacher Abschnitt der Südrand der Kalkalpen sehr gestört.

Die eigentliche Hochtormasse verschmälert sich gegen Hieflau; der Liaszug Sulzkar – Waaggraben streicht NO; nördlich von Hieflau sahen wir den Dachsteinkalk N-S streichen (S. 104). Alles das ist nur verständlich, wenn wir es in Zusammenhang mit den Weyerer Bögen bringen (S. 79).

Die Gruppe des Kaiserschild besteht aus der flachgelagerten Serie Werfener Schichten, Ramsaudolomit, Dachsteinkalk; Guttensteiner und Carditaschichten sind stellenweise vorhanden, meist aber durch Dolomit ersetzt<sup>146</sup>.

Die Hochschwabgruppe (Fig. 13) ist vom Kaiserschild nur durch das tiefe Erzbachtal abgetrennt. Sie ist eine von den großen Gruppen der nördlichen Kalkalpen, denn sie erstreckt sich von Eisenerz bis zur Gollrader Bucht, vom Südrand der Kalkalpen bis zum Mariazeller Aufbruch. Der Verlauf dieser großen Aufbruchslinie wurde schon vorher angegeben

(S. 100, siehe aber auch unten). An ihr beobachtet man vielfach das Fallen der anstoßenden Gebirgsteile gegeneinander; so stehen bei Brunensee<sup>147</sup> die klotzigen Riffkalke der Riegerin und die prächtig geschichteten, gegen Süden fallenden Dachsteinkalke der Kräuterin einander gegenüber. Im Gschöderer Bärenthal liegen an derselben Störung Werfener und Gips eingekellt. Ganz allgemein fallen an der Aufbruchslinie die Gesteine des Hochschwab gegen Norden, jene der Lassingalpen gegen Süden ein. Auf der Strecke Brunensee—Gußwerk ist die Störung schon im geologischen Kartenbilde klar ausgesprochen. Weniger klar liegen die Verhältnisse zwischen Brunensee und Enns<sup>148</sup>. Da schneidet der Hieflauer Bruch durch (S. 103), der am Jäger-sattel bei Hieflau Werfener Schichten zwischen Ramsadolomit und Dachsteinkalk bringt; weiters streicht er durch das Schwabeltal und über die Winterhöhe nach Hinterwildalpen. Diese Hieflauer Störung kann, da südlich von ihr der Dachsteinkalk bis in die Lassingalpen durchstreicht, nur ihre Fortsetzung in der Überschiebung des genannten Dachsteinkalkes über das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn haben. Die große Aufbruchzone Windischgarsten—Mariazell liegt teilweise im südlichen Gebiete der Gamser Gosau (S. 128); dazu gehören die Aufbrüche von Werfener Schichten (Untertrias beim Arberberger, die von Gosau bedeckt ist und auf Gosau aufgeschoben liegt, beim Sulzbacher, Kempl usw.). An der Aufbruchslinie hat es noch postgosauische Bewegungen gegeben, denn der Ramsadolomit des Silbereisenkogels ist auf Gosau aufgeschoben: und diese Gosau liegt auf dem Dachsteinkalk von „Auf der Göß“. Die Störung zwischen diesem, zum voralpinen System der Lassingalpen gehörenden Dachsteinkalk und dem Ramsadolomit setzt nach Hinterwildalpen durch und stellt die Mariazeller Aufbruchzone vor. Bei Hinterwildalpen tritt scheinbar eine Vereinigung mit der Hieflauer Linie ein. Da nun von der Kräuterin über Seisenstein und Bösewand in das Gebiet des Geiger und der Kalten Mauer der Dachsteinkalk scheinbar ohne Störung durchzieht, da ferner die tektonische Linie des Mariazeller Aufbruches (ihrer Lage bei Brunensee nach) nur südlich von diesem Dachsteinkalk durchzieht, so kann nur geschlossen werden, daß die Überschiebung am Südrande der Gamser Gosau und der Hieflauer Bruch von Hinterwildalpen vereinigt in der Überschiebung der Kräuterin über das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn (S. 129) fortstreichen und daß südlich von Wildalpen jene Störung entsteht, die über Brunensee bis Gußwerk fortsetzt. Aus dieser Auffassung ergibt sich, daß der Mariazeller Aufbruch keine einheitlich durchstreichende Linie darstellt. Bei Gußwerk gleicht sich überdies

die Störung aus, denn dort sind noch die Ramsaudolomite von den Kalken der Sauwand durch einen Bruch getrennt, der gegen Osten verschwindet, so daß die normale Folge mit Zwischenschaltung von Reingrabener Schieferen vorhanden ist (S. 116). Der Mariazeller Aufbruch hat da eine Unterbrechung, denn er setzt erst nördlich von der Sauwand wieder ein (S. 116).

Der westliche Teil des Hochschwabgebietes besteht aus der einfachen Folge: Werfener Schichten-Ramsaudolomit—Riffkalk. Zwischen Hinterwildalpen und der Kalten Mauer und den Ausläufern des Gebirges bis zum Ennstal tritt an die Stelle des Riffkalkes der Dachsteinkalk und die karnischen Schichten sind in Reingrabener Schiefer und dunkle Opponitzer Kalke gegliedert<sup>149</sup> (z. B. Rauchkogelgraben bei Gams); stellenweise ist die norische Stufe durch Hauptdolomit vertreten. — Das S-N-Streichen der Dachsteinkalke in der Ennsenge unter Hieflau (S. 104) geht im Schwabeltal rasch in O-W-Streichen über. Da liegen in einer Synklinale zwischen den Dachsteinkalken des Wiedenberges und Wandaukogels Konglomerate und Kalke der Gosau tief eingefaltet. — Am Bergstein bei Landl ist ein kleines Vorkommen von Hallstätter Kalk vorhanden<sup>150</sup>; darauf liegen rote Liaskalke, dunkle Brachiopoden führende Kalke, Fleckenmergel und kieselige Gesteine des Lias. Auch sonst treten Liasbildungen am Rande gegen die Gamser Gosau auf; Hierlatzkalk ist vom Hauptdolomit des Steinberges im Graben ober dem Sulzbacher überschoben.

Der höhere östliche Teil der Hochschwabgruppe wird zum größten Teil von Riffkalk aufgebaut<sup>151</sup>, der zum Teil ein Äquivalent des Wettersteinkalkes, zum Teil des Dachsteinkalkes ist. Eine Dolomitzone trennt die beiden verschiedenen alten Riffkalke (z. B. nördlich vom Zinken auf dem Plateau); mit diesen Dolomiten sind Carditaschichten verbunden, die sich einerseits bis zum Karlstein, andererseits über das Ghackte und in die Gschirmmüer fortsetzen. Zum ladinischen Riffkalk gehören Beilstein, Schönberg, Zinken, Hochstein und Häuselberg, zum norischen Riffkalk Karlstein, Hochwart, Stangenwand, Ziegelkogel, Hochschwabgipfel. Die Grenze zwischen dem ladinischen Riffkalk und dem karnischen Dolomit ist scharf, zwischen diesem Dolomit und dem norischen Riffkalk herrscht allmählicher Übergang. Bezeichnend ist der Umstand, daß nur der ladinische Riffkalk in Dolomit, das ist Ramsaudolomit, übergeht; die Dolomitierung erfolgt sehr rasch, oft in der Strecke von wenigen Metern, und setzt stockförmig durch den Riffkalk durch (z. B. Südseite der Aflenzer Staritzen). Die erwähnten karnischen Schichten der Gschirmmüer finden ihre Fortsetzung unter dem Riffkalk des

Festbeilstein; dieser zeigt aus dem Trawiestal oder dem Karlbach aufwärts: Ramsaudolomit, karnische, rötliche, flaserige Kalke mit Mergelschiefern (Reingrabener Schiefer), karnische Dolomite, norischer Riffkalk in großen Wänden<sup>152</sup>. Dieselben karnischen Schichten ziehen unter dem Fölzstein durch und darüber liegt Riffkalk; im Karlhochkogel enthält dieser vorherrschend graue, korallenreiche Riffkalk vereinzelt rotgefärbte Lagen (vom Charakter der Hallstätter Kalke) mit Ammoniten und Halobien. Die Riffkalke ziehen über den Hochschwabgipfel, auf dessen Nordseite ein (karnisches?) Dolomitband aus dem oberen Ring über das Ochsenreichkar bis zum Gschöderer Kar zu verfolgen ist<sup>153</sup>.

Im ganzen stellt der westliche Teil der Hochschwabgruppe eine große, flach wellenförmig verbogene Kalkplatte dar, die überall von Werfener Schichten unterlagert wird. Im Buchberger Tal<sup>154</sup> treten die Werfener Schichten als eine hohe, im Streichen rasch versinkende Antiklinale hervor. Die östlich, westlich und südlich sich über der Antiklinale aufbauenden Kalke und Dolomite stellen eine regelmäßige Folge dar. Auf der Nordseite aber ist es zu einer tektonischen Wiederholung der Schichten gekommen. Vom Bodenbauer aus sieht man, daß der Riffkalk der Zinken- und Hochsteinsüdwand von einem gering mächtigen Bande schwarzer anisischer Dolomite unterlagert wird; unter diesem liegt wieder heller ladinischer Riffkalk in geringer Mächtigkeit und darunter wieder der dunkle Dolomit und dieser wird erst von Werfener Schichten unterlagert. Es ist also eine Basalschuppe vorhanden; diese zieht in das Trawiesental hinein, wo zwischen ihr und dem hangenden Dolomit eine schmale Lage von Werfener Schichten liegt; die Schuppe keilt bald aus. In der andern Richtung streicht die Schuppe über den Sattel der Häuselalpe zur Sackwiesenalpe, immer durch Werfener Schichten und anisichen Dolomit gekennzeichnet. Dann spaltet sich die Schubfläche in zwei Bewegungsfächen; deren eine zieht südwestlich gegen den Plotschenboden, die andere gegen Westen am Südufer des Sackwiesensees vorbei in der Richtung gegen die Sonnschienalpe. Der Buchberg und der Sackwiesenkogel gehören der Basalschuppe an; aber beide Berge hängen über die Mesnerin usw. mit der Hauptmasse des Hochschwab zusammen, daher kann die Schubfläche nur eine wenig tief reichende Abspaltung an der Basis der Hochschwabkalke darstellen, an der vom Buchbergertal gegen Westen die Triasplatte des Hochschwab um einen ganz geringen Betrag auf ihre eigene südliche Fortsetzung in südlicher Richtung hinaufgeschoben wurde. — Der ladinische Riffkalk des Rabenstein und der Seltenheimer Mauer (südlich von Buchberg) wird im Streichen durch Ramsaudolomit

ersetzt, welcher die unteren Hänge der Mesnerin gegen das Josertal zusammensetzt und sich von da als eine schmale Zone über die Seltenheimer Mauer und den P. 1566 verfolgen läßt; der Kontakt von Dolomit und Kalk steht senkrecht.

Die Antiklinale von Buchberg setzt sich einerseits bis gegen Eisenerz, andererseits bis zum Seeberg fort. Im Gebiete von Seewiesen und nördlich vom Tal Trawies-Dulwitz<sup>155</sup> ist die Dolomitisierung des Riffkalkes besonders stark; hier ist nicht nur die ladinische Stufe durch Ramsaudolomit vertreten, sondern auch ein Teil der norischen Stufe ist dolomitisch. Da gibt es auch an der Nordseite des Seetales an der Basis des Riffkalkes Schuppenbildung, die den Bergen südlich davon fehlt. Westlich unter der unteren Dulwitzalpe liegt das Stangenkar unter der Bösen Mauer, in dem 200—300 m über dem Tal Werfener Schichten und dunkle anisische Dolomite von Riffkalk unter- und überlagert liegen, das heißt die obere Serie ist dem unteren Riffkalk aufgeschoben. Eine ähnliche Erscheinung liegt in dem nordwestlich von Seewiesen gegen die Aflenzer Staritzen (Fig. 14) emporziehenden Bruchtal vor; der W-O verlaufende, vom Gamssteig durchzogene obere Teil des Tales entspricht einer tektonischen Einschaltung von Werfener Schichten, die von Riffkalk unter- und überlagert werden; im liegenden Riffkalk liegt noch eine zweite Werfener Lage, so daß drei Schuppen vorhanden sind; diese drei Schuppen vereinigen sich bald durch Auskeilen. Auch im Osthang der Aflenzer Staritzen ist ein Werfener Band vorhanden.

Das alles sind aber nur lokale Absplitterungen in der Kalkmasse, die hier nicht — wie am Dachstein — am Südrande der Kalkalpen, sondern 6—8 km von ihm entfernt auftreten.

Dem eigentlichen Hochschwabgebiete sind die von einer eigenartigen Triasentwicklung (S. 34) beherrschten Aflenzer Berge vorgelagert<sup>156</sup>. An der Basis der Werfener Schichten liegen rotviolett gefärbte, verrukanoartige Konglomerate und Brekzien; besonders deutlich sind sie zu beiden Seiten des St. Ilgener Tales entwickelt (Alpspitz, Nordseite des Rustecks); gegen Osten werden sie spärlich (im Fölztal gegenüber vom Haug, im Feistringgraben ober P. 765, wo das Gestein den Charakter des „Verrukano“ von Gloggnitz hat). — Die Tektonik des Aflenzer Triasgebietes ist für alpine Verhältnisse sehr einfach. Die Nordgrenze ist die Antiklinale von Buchberg. Durch das Aflenzer Triasgebiet streicht, von den Werfener Schichten des Mitterbaches (Fölz) angezeigt, eine zweite Antiklinale. Aber auch in O-W ist die Aflenzer Trias verbogen, sie hat daher

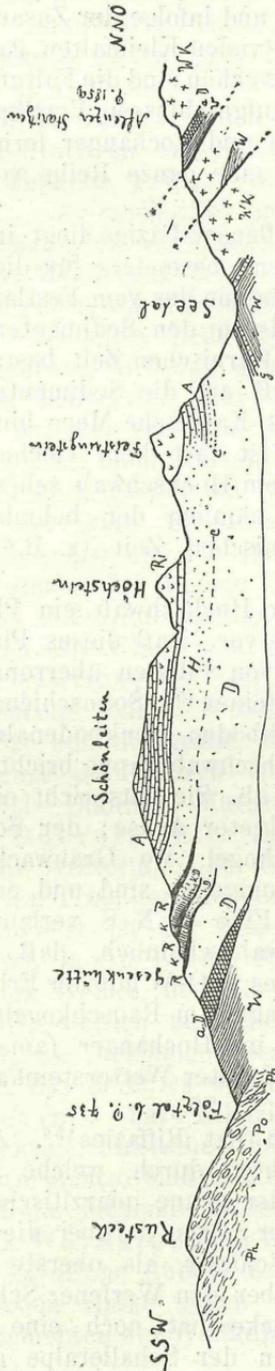


Fig. 14. Profil durch das Aflenz Triasgebiet (nach Spengler, Jb. 1919). Ph = Phyllite der Grauwackenzone. Po = Porphyroide der Grauwackenzone. W = Werfener Schichten. G = Gips. a. D = Anischer Dolomit. D = Ramsandolomit. WK = Wetterstein-Kalk. R = Reingrabener Schiefer. K = Karnischer Kalk. KD = Karnischer Dolomit. C = Carditaschichten der Riffazies. H = Hauptdolomit A = Aflenzerkalk. Ri = Norischer Rifffalk.

einen schüsselförmigen Bau und infolge der Zusammenpressungen in S-O und O-W haben die vielen Kleinfalten ganz verschiedene Streichrichtungen. Besonders schön sind die Faltungen des Aflenzer Kalkes im Feistringgraben aufgeschlossen. Vertikale Verwerfungen streichen zwischen Osteralm und Hochanger ferner nördlich von der Görriacher Alpe durch; eine ganze Reihe von Verwerfungen durchzieht die Dulwitz.

Die Bedeutung der Aflenzer Fazies liegt in der Beziehung zur zentralalpinen Insel; denn besonders für die Karnische Zeit läßt sich die allgemeine Abnahme des vom Festlande der Zentralalpen stammenden Materials in den Sedimenten von Süd nach Norden feststellen. In der Karnischen Zeit bestand die zentralalpine Insel und ihr Einfluß auf die Sedimentation reicht ein Stück gegen Norden in das Karnische Meer hinein. Im eigentlichen Hochschwabplateau ist fast kein solcher Einfluß mehr vorhanden, aber nördlich vom Hochschwab sehen wir wieder den Einfluß eines Festlandes, nämlich der böhmischen Masse in den Sedimenten der Karnischen Zeit (z. B. in den Lunzer Sandsteinen).

Im großen stellt der Hochschwab ein Plateau mit aufgesetzter Kuppenlandschaft vor. Daß dieses Plateau im Untermiozän oder etwas früher von Flüssen überronnen war, zeigen die Vorkommen von Augensteinen<sup>157</sup> (Sonnschianalm, südlich vom Fobestörl, Filzmoos, Hörndlboden, Senkbodenalm usw.).

Der Ostrand der Hochschwabgruppe bricht gegen die tiefe Bucht von Gollrad<sup>158</sup> ab. Sie entspricht einer antiklinalen Aufwölbung mit N-S gerichteter Achse; der Scheitel der Wölbung liegt am Turntalerkogel, wo Grauwackengesteine fast auf allen Seiten von Trias umgeben sind und nach allen Seiten, auch nach Süden fallen. Eine in N-S verlaufende Störungsline fehlt, aber es ist wahrscheinlich, daß die Zusammenpressung des Aflenzergebietes in O-W mit der Erhebung der Gollrader Kuppel zusammenhängt. Im Rauschkogelgebiete hat man dieselbe Schichtfolge wie im Hochanger (anisische Dolomite, Reiflinger Kalk, weißer und roter Wettersteinkalk, heller Dolomit; siehe Aflenzer Fazies, S. 39).

Die Hohe Veitsch hat Riffazies<sup>159</sup>. An der Südseite ziehen die Werfener Schichten durch, welche eine Dreiteilung zeigen (dunkelrotbraune oder grüne quarzitisches Konglomerate, vielleicht Verrukano, an der Basis, darüber die normalen roten und grünen glimmerigen Schiefer, als oberste Stufe mergelige Kalkschiefer). Die Folge über den Werfener Schichten ist nicht gleichartig. Die Südwestecke hat noch eine Andeutung der Aflenzer Fazies in der von der Schalleralpe auf das Plateau

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)

aufgeschlossenen Schichtfolge: Werfener Schichten, dünnbankige Brekziendolomite, graue Kalke, ladinische Knollenkalke, lichte Kalke. Die Knollenkalke keilen gegen Norden aus, so daß dann die reine Riffazies vorliegt. — Im Wildkamm herrscht ein stark dolomitischer Typus der Riffazies, dem im Westen des Gollrader Tales die Aflenzer Staritzen entsprechen. — Die Südseite der Veitsch hat die einfache Folge: Werfener Schichten, geringmächtige Dolomite, sehr undeutlich geschichtete lichte Kalke; diese Kalke sind zum Teil ladinisch. Auf der Nordseite der Veitsch ist wie im Wildkamm und in den Aflenzer Staritzen der Riffkalk dolomitisiert, wie die Schichtfolge (Werfener Schichten, mächtige helle Dolomite, helle Kalke) zeigt. So zeigt die Veitsch in verschiedener Richtung den Fazieswechsel.

Gegen Osten konvergiert der Werfener Zug des Südrandes mit jenem auf der Dobreiner Linie, wodurch sich der Zug der Veitsch immer mehr verschmälert. Zur Veitschmasse gehört noch die Lerchsteinwand bei Mürzsteg (Fig. 16). Gosau liegt vielfach über der Trias. Die Gosau hat in der Krampen die Folge: Konglomerate an der Basis, rote oder gelbgraue Orbitulitenkalke (welche bei Fehlen der Konglomerate direkt der Trias aufliegen), lichtgraue sandige Mergel oder tonige Sandsteine; das verbreitetste Glied sind die Orbitulitenkalke. Bei Neuberg ist die Fortsetzung des Veitschzuges überkippt, denn an die Grauwackenzone schließen sich mit Stüdfallen Werfener Schichten, Dolomite und lichtgraue, Halobien führende Kalke.

Die Nordgrenze der Veitsch ist der Zug der Werfener Schichten Niederalpl—Dobrein—Mürzsteg—Krampen, das ist die Störungszone der Dobreinlinie. Es ist wahrscheinlich, daß die Veitsch und die Wetterin in der Gegend von Niederalpl ein kurzes Stück auf die Trias der Königskogelgruppe aufgeschoben sind<sup>160</sup>. Bemerkenswert ist der Faziesübergang, der aus der Riffazies der Veitsch in das an die Aflenzer-, Hallstätter- und Riffazies erinnernde Gebiet des Königskogels überführt. Die lichtgrauen Riffkalke werden nach Norden immer dünnschichtiger und dunkler, sie bekommen wulstige Schichtflächen und führen Hornsteine, das heißt es werden Aflenzer Kalke daraus.

Die Wetterin<sup>161</sup> hat Riffazies (Werfener Schichten, dunkle, dünnschichtige anisische Dolomite und Kalke, lichte ladinische Dolomite, lichte, blaßrötliche, weiß- und rotgeaderte und graue Hornsteine führende Kalke). Ähnlich ist auch die Schichtfolge in der Weißalpe; nur findet man über den ladinischen Dolomiten karnische dunkle Kalke und Mergel und die lichtgrauen norischen Kalke gehen nach Norden in Aflenzer Kalke über. Die Schichten der Weißalpe neigen sich mit scharfem

Abschwung nach Süden, fallen also gegen die Veitsch ein. Bei den Hütten der Weißalpe selbst beobachtet man Spuren von Werfener Schichten und dunklem anisischen Kalk, die wohl eine Deckscholle sind (?).

Die Aflenzer Kalke der Weißalpe setzen mit Nordfallen in das Gebiet der Neunkögerln<sup>162</sup> fort. Zwischen den norischen Kalken der Neunkögerln und der Tonion treten in senkrechter Stellung Reingrabener Schiefer auf, die entweder eine Antiklinale oder den Aufbruch einer Störung oder den Rest einer höheren Schubmasse darstellen.

Der Tonion<sup>163</sup> zeigt den Übergang der Riffkalke in Dachsteinkalke; in den obersten Dachsteinkalkbänken ist hier bereits Rhät vorhanden. Das Streichen verläuft in der Gruppe in SO-NO; die Lagerung ist zum Teil steil.

Der Tonion hängt mit dem Königskogel durch den Zug der Gaisklamm<sup>164</sup> zusammen, der flach gegen Norden fällt, gegen Nederalpl aber über die Weißalpe sich scharfsüdlich herabbeugt. Hier herrscht eine Übergangsfazies, indem Riffkalk und Aflenzer Kalk auftritt. Die Gruppe des Königskogels<sup>165</sup> zeigt über dem lichtgrauen, sandigzerfallenden, meist brekzienartigen oder riesenoolithischen Ramsaudolomit schwarze, dünn-schichtige, oft tonige, häufig Hornsteine führende Kalke mit Mergellagen und Einschaltungen von Riffkalken. Riffkalk erscheint in zwei größeren Massen im Fallenstein und in der Proles (S. 117). Die Fazies des Königskogelgebietes ist jener von Aflenz ähnlich, aber sie ist nicht der Lage nach die Fortsetzung des Aflenzer Ablagerungsgebietes, denn zwischen den beiden Gebieten liegt das Riffkalkgebiet der Veitsch und der Aflenzer Staritzen<sup>166</sup>. Die Lagerung ist im Königskogelgebiete recht ruhig, doch macht sich wie bei Aflenz eine Verbiegung in O-W bemerkbar.

Die Sauwand bei Gußwerk<sup>167</sup> ist die Fortsetzung der Tonion; sie streicht auch NW-SO und besteht aus einer ziemlich steil südwestlich einfallenden Scholle von Riffkalk, der eine Fortsetzung jenes von Trieben ist. Auf der Nordseite erscheinen beim Kogler Werfener Schichten, Guttensteiner Kalk und Gosau und dieser Aufbruch unterbricht den Zusammenhang des Riffkalkes mit Dachsteinkalken von Rasing. Auch auf der Südseite der Sauwand sind Störungen vorhanden; so werden bei Gußwerk die Riffkalke von ihrem Liegenden, den Ramsaudolomiten durch einen scharfen Bruch getrennt, aber bald südöstlich von Gußwerk ist wieder der normale Verband vorhanden und zwischen Kalk und Dolomit schalten sich schwarze Kalke und Mergelkalke, das sind Karnische Schichten ein. Östlich von der Sauwand liegt das Störungsgebiet des Washubensattels, wo

die Freinlinie (S. 119) durchstreicht, die auch Tonion und Student trennt. Werfener Schichten, vielfach von Gosau verhüllt, nehmen das Gebiet des Sattels ein. Unter diese Werfener Schichten fallen die Riffkalke des Student samt ihrer jüngeren Auflagerung ein, so daß also hier die Riffkalke der Sauwand samt ihren basalen Werfener Schichten auf die Schichtreihe des Student aufgeschoben sind.

Die Gruppe des Student<sup>168</sup> wird von Gosau umgeben, welche vielfach die Werfener Schichten verhüllt. Die Gipfelmauern zeigen eine fast schwebende Lagerung, nur am Westende fallen die Riffkalke und deren Auflagerung (roter Liaskalk, oberjurassischer Plattenkalk mit Hornsteinen) gegen Südwesten und tauchen unter die Werfener Schichten des Washubensattels. In der Fortsetzung der Washubenstörung (Freinlinie) liegen am Fallensteiner Bach bei Böck-Pfanzl anisische Dolomite und Kalke, darüber am Gehänge Riffkalk, rhätischer Krinoidenkalk, Kössener Schichten und roter Liaskalk; das Ganze ist eine von Gosau eingehüllte, an einem Bruch abgesunkene Scholle der Studentmasse. Weiterhin trennt die Freinlinie die Werfener Schichten von Hühnerreith vom Riffkalk des Fallenstein. Am Ostende des Student, am Freinsattel, fällt der Ramsaudolomit der Wildalpe (S. 117) flach WNW gegen den Sattel ein; er greift in den Student über und bildet die Basis des dortigen Riffkalkes. Auf der Nordseite des Student liegen, wahrscheinlich durch eine Störung begrenzt, Mergel und Konglomerate der Gosau; sie sind von einer normalen Schichtreihe der Riffazies unterlagert, die möglicherweise die Fortsetzung des tieferen Teiles der Wildalpe ist.

Auch die Wildalpe ist von tiefen Furchen umgrenzt; sie ist eine lange, schmale, gegen Nord fallende Scholle, deren älteste Schichten die am Südfuß liegenden, vielfach von Gosau verhüllten Werfener Schichten (mit Haselgebirge) sind; darüber folgen Ramsaudolomite (lokal von ihrem Hangenden durch Störungen getrennt), Reingrabener Schiefer und Riffkalke. Darüber ist Ramsaudolomit und Riffkalk als eine höhere tektonische Einheit geschoben, das ist jene Masse, die den Student bildet.

Früher (S. 116) wurden bereits die Riffkalke der Proleswand (Fig. 15) erwähnt<sup>169</sup>. Ihr Liegendes sind die Ramsaudolomite von Scheiterboden, ferner Reingrabener Schiefer und dunkle Karnische Kalke. Die norischen Riffkalke (auch als Hallstätter Kalke bezeichnet) sind gegen Norden weniger steil geneigt als der Abfall des Nordgehanges gegen Frein; daher treten dort wieder die Reingrabener Schiefer als Hangendes der Dolomite des Freinriegels auf und durch eine Störung kommen die

Reingrabener Schiefer mit den Werfener Schichten bei Frein in Berührung. Über den Hallstätter Kalken<sup>170</sup> liegen in der Proles schwarze Plattenkalke mit wulstigen Schichtflächen und mit Hornstein; in ihnen liegen stellenweise Mergellagen; diese Plattenkalke sind jedenfalls Reiflinger Kalke, die als gering mächtige Schuppe unter der Schubmasse des Roßkogels (S. 119, auch Fig. 15, 16) liegt. Nördlich von der Proles liegt der Talboden von Frein in Werfener Schichten; unter diese tauchen von Norden her die unteren Riffkalke der Wildalpe. Östlich von Frein entspricht die Freinlinie einer Überschiebung. Die Werfener Schichten von Frein gehören der Schubmasse des

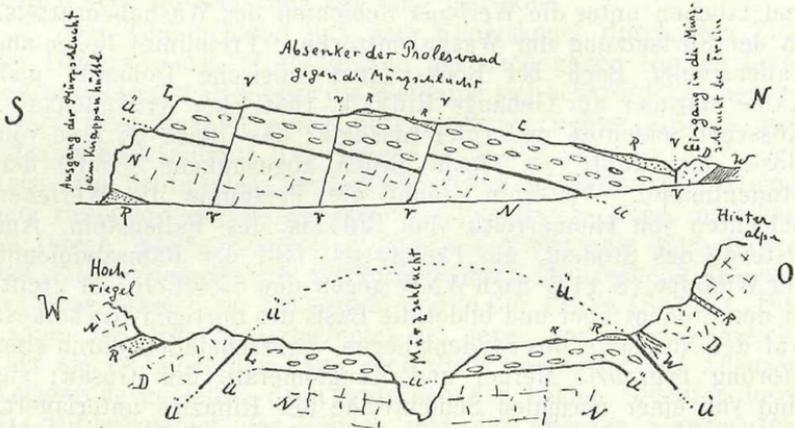


Fig. 15 Profile durch die Mürzschlucht bei Frein (nach Geyer, Jb. 1889, angedeutet nach brieflichen Mitteilungen G. Geyers und E. Spenglers an den Verfasser). W = Werfener Schichten. D = Ramsaudolomit. L = Reiflinger Kalk. R = Karnische Schiefer etc. N = Hallstätter- oder Riffkalk. V = Verwerfungen. Ü = Überschiebung.

Glatzeten Kogels (S. 119) an, zu der auch die obere Masse der Wildalpen und der Student zu zählen sind. Alle diese höheren Schubmassen gehören zur Lachalpenschubmasse, von der sofort die Rede sein wird.

Die Hallstätter Kalke der Proleswand sind in der Mürzschlucht<sup>171</sup> wohl aufgeschlossen (Fig. 15); sie fallen gegen Norden ein, doch ist die Tektonik nicht ohne Verbiegungen in O-W zu verstehen. Über die Hallstätter Kalke ist die erwähnte Reiflinger Kalkschuppe und darüber eine höhere große Schubmasse geschoben. Ein Ost-Westprofil aus dem Höllgraben aufwärts zeigt die Folge Ramsaudolomit—Hallstätter (Riff-) Kalk und darüber beim kaiserlichen Jagdschloß die höhere Schubmasse,

die hier aus Werfener Schichten und Ramsaudolomit besteht. Dieser Schubmasse gehört das Gebiet der Hinteralpe, Drahtl, Roßkogel, Hochwaxeneck an; sie bildet ein durchschnittlich  $40^{\circ}$  nördlich geneigtes Schichtsystem von Werfener Schichten, Ramsaudolomit, stellenweise vorhandenen Karnischen Knollen- und Hornsteinplattenkalken, ferner von Riffkalk. Mit dem Werfener Schiefer liegt die Schubmasse ihrer Basis, den Hallstätter Kalken der Proles und deren Äquivalenten auf. Wir werden dieser Lachalpenschubmasse noch an verschiedenen Stellen begegnen, die Freinlinie, die kein Bruch, sondern das Ausstreichen einer Schubfläche ist, trennt sie von ihrem überschobenen Liegenden, das die Freiner Einheit genannt sei.

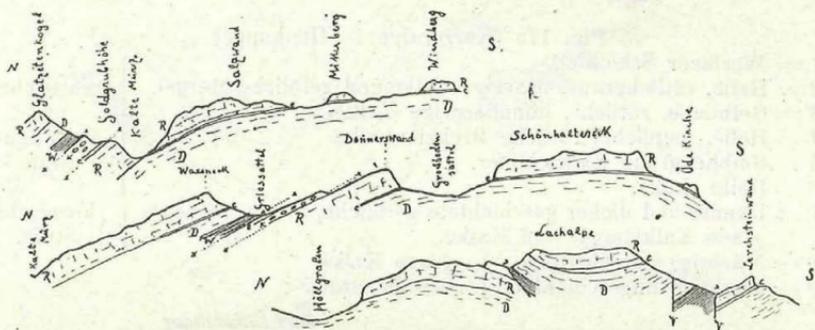


Fig. 16. Profile aus dem Gebiete der Schneeealpe (nach Geyer, Jb. 1889). W = Werfener Schichten. K = Reiflinger Kalk. D = Ramsaudolomit. c = Cardita-Schichten. R = Riffkalk und andere norische Kalke. V = Verwerfung. x = Überschiebungsfächen.

Zur Freiner Einheit gehören die Riffkalke und dunklen Kalke vom Buchalpelkogel, Eisenthörl, Schafleitenskogel, Kolmerswand, Rötelwand. Die hangendsten Schichten sind meist dunkle Hornsteinkalke<sup>172</sup> (z. B. Donnerswand, Naßköhr usw.); das sind wahrscheinlich Reiflinger Kalke, die der Schuppe über dem Hallstätter Kalk der Proleswand entsprechen. Auf den südlich fallenden Kalken der Rötelwand liegt die Lachalpenschubmasse der Lachalpe selbst (Fig. 16), auf deren Osthang auch Guttensteiner Schichten erscheinen. Den Südrand der Schubmasse bildet die Dobreinlinie, welche die Veitschmasse in tektonische Berührung mit der Schubmasse bringt. Zur Freiner Einheit gehören die Ramsaudolomite, Hallstätter Kalke und Reingrabener Schiefer der Klausse des Krampengrabens<sup>173</sup>, die über die Ramsaudolomite „Im Tirol“ direkt mit dem Eisenthörl zusammenhängen.

Fig. 17. Profile aus dem Raxgebiet (nach Ampferer, D. 96. Bd.; die Stufenbezeichnungen verdankt der Verfasser einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Herrn Dr. E. Spengler).

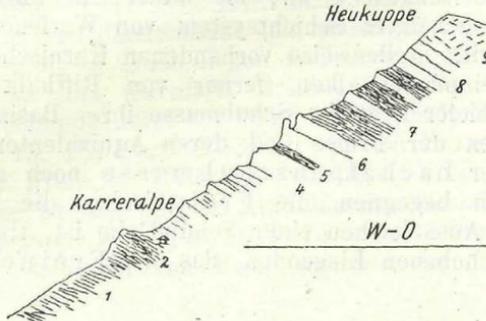


Fig. 17a (Karreralpe — Heukuppe).

- |   |                                   |
|---|-----------------------------------|
| 1 = Werfener Schichten.   | } anisische und ladinische Stufe. |
| 2 = Helle, rötlichgraue, faserige Kalke und gelbliche Mergel.                               |                                   |
| 3 = Gelbliche, rötliche, dünnfaserige Kalke.  | } karnische Stufe.                |
| 4 = Helle, gelbliche, rötliche Brekzienkalke.   |                                   |
| 5 = Gelblichgraue Kalkschiefer.   |                                   |
| 6 = Helle Kalke.  | } norische Stufe.                 |
| 7 = Dünnere und dicker geschichtete gelbliche, grüne, rötliche, graue Kalkmergel und Kalke. |                                   |
| 8 = Mächtige geschichtete } graue Kalke,  |                                   |
| 9 = Mächtige ungeschichtete } norische Stufe.   |                                   |

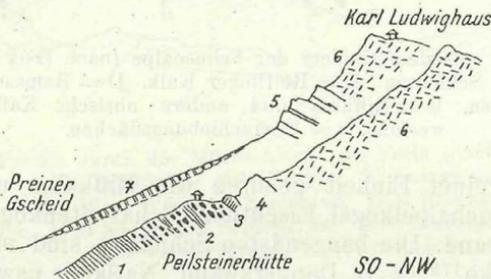


Fig. 17 b (Preiner Gscheid — Karl Ludwigshaus).

- |  |                   |
|--|-------------------|
| 1 = Grün-schiefer und Grauwacken der Grauwackenzone. | } norische Stufe. |
| 2 = Quarzporphyre und Tuffe.                         |                   |
| 3 = Dunkler Kalk.                                    | } norische Stufe. |
| 4 = Heller, rotadriger Kalk.                         |                   |
| 5 = Dunkelgraue, wohlgeschichtete Kalke              |                   |
| 6 = Dunkler und heller Brekziendolomit               | } norische Stufe. |
| 7 = Gehängebrekzien.                                 |                   |

Das Profil 16 erläutert die Verhältnisse zwischen Naßköhr und Schneealpe auf der Nordseite des Windberges. In der Goldgrubhöhe liegen über Ramsaudolomit folgende Schichten: graue Diploporenkalke mit kleinen Megalodonten, massige, dichte,

blaßrötliche Kalke mit Ammoniten, nach oben in grauen Kalk übergehend. Dann folgen wie auf der Proleswand dunkle, plattige Kalke mit Hornsteinknollen und Zwischenlagen dünner Kalktafeln, mit Mergellagen, schwarzen Kalkmergeln (mit Pyritkristallen) und papierdünnen grauen Mergelschiefen. Das scheint auch hier eine Schuppe von Reiflinger Kalk (und Karnischen Schichten?) zu sein. Als Angehörige der Lachalpenschubmasse folgen darüber Werfener Schichten, Ramsaudolomite und Riffkalke des Glatzeten-Kogels (S. 119).

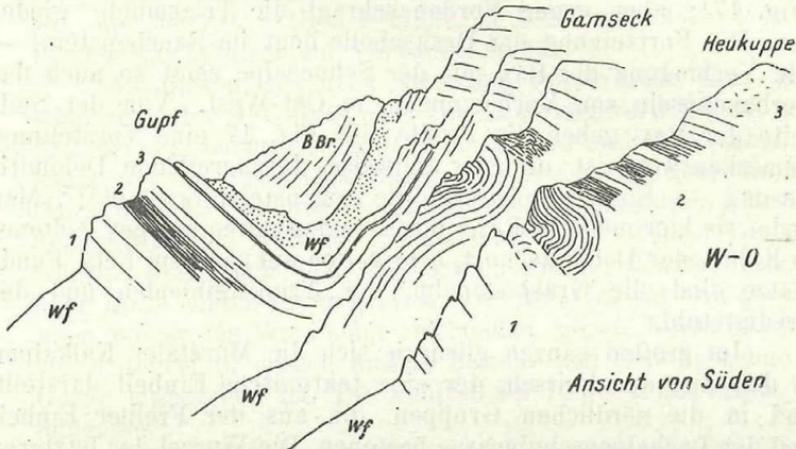


Fig. 17c (Gamseck — Heukuppe). Wf = Werfener Schiefer, in der Gupfmulde mit Rauchwacken und Brekziendolomit vermischt. BBr. = Brekziendolomit. 1 = Brekziendolomit, dunkle Kalke, helle dickbankige Kalke (anisisch-ladinische Stufe). 2 = Dünnschichtige Kalke, Mergel und Kalkschiefer (karnische Stufe). 3 = Lichte, rötliche, gelbliche, wohlgeschichtete Kalke (norische Stufe).

Auf der Südseite der Schneecalpe gehört zur Lachalpenschubmasse der Rauchenstein, dessen Schichtfolge der Lachalpe entspricht. Er ist eine mit Werfener Schichten den Kalken und Dolomiten des Windberges aufgeschobene, gegen Süden fallende Schubscholle, deren Schubfläche im Gelände unter den Westwänden des Rauchensteins gut hervortritt; sie erreicht das Plateau der Schneecalpe beim Jagdhaus südöstlich vom Windberg, verquert das Plateau südlich von den Hütten der Schneecalpe und zieht durch den Parrergraben gegen Altenberg hinab. — Vermutlich gehört der nordöstliche Teil der Schneecalpe (Ameisbühel, Schauerwand, Zäunwände) der Lachalpenschubmasse an, da man im Ostgehänge eine doppelte triadische Schichtfolge beobachtet<sup>174</sup>. — Schließlich seien noch die Augensteine zwischen dem Plateau der Schneecalpe und dem Ameisbühel erwähnt<sup>175</sup>.

Der aus Werfener Schichten bestehende Naßkamm ver-

bindet die Schneealm mit der Rax<sup>176</sup>. Die in Riffazies entwickelte Trias (Fig. 17) nimmt auf der Strecke von der Süd- zur Westseite der Heukuppe in den unteren Kalken eine Reihe von dünn-schichtigen Kalkmergelzonen auf. Unter der Heukuppe sind solche Zonen von grünlichen, grauen, dünn-schieferigen Gesteinen entwickelt, die unter dem Gamseck wieder auskeilen. Gegen Norden biegt sich die Trias des Westabsturzes nieder und zwischen dem Gamseck und dem Gupf erscheint in dieser Niederbeugung eine Deckscholle der Lachalpenschubmasse (Fig. 17); aber gegen Norden schrägt die Triasmulde wieder aus. Die Fortsetzung der Deckscholle liegt im Rauchenstein. — Die Verbindung der Rax mit der Schneecalpe zeigt so auch das Vorhandensein von Verbiegungen in Ost-West. Von der Südseite der Rax geben die Profile der Fig. 17 eine Vorstellung. Bemerkenswert ist die hier teilweise durchgreifende Dolomitisierung. — Endlich seien noch die Augensteine erwähnt<sup>177</sup>. Man findet sie hier meist in Roterdezusammenschwemmungen, seltener in Kalk- oder Dolomitschutt, sehr selten auf nacktem Fels. Fundplätze sind die Grasbodenalm, der Trinksteinboden und der Predigtstuhl.

Im großen ganzen gliedern sich die Mürztaler Kalkalpen in den Zug der Veitsch, der eine tektonische Einheit darstellt, und in die nördlichen Gruppen, die aus der Freiner Einheit und der Lachalpenschubmasse bestehen. Die Wurzel der letzteren scheint in der Dobreiner Linie zu liegen, wie aus der Fazies-ähnlichkeit des Übershobenens mit dem Überschiebenden und aus der faziellen Beziehung der Lachalpenschubdecke zur Riffazies der Veitsch zu schließen ist. Bemerkenswert sind die faziellen Beziehungen der Rax zur Aflenzer Entwicklung im Königskogelgebiet<sup>178</sup>. Die Schichtreihe der Heukuppe mit ihren vielen Mergeln und ungeschichteten Kalken erinnert an das Königskogelgebiet und an die Aflenzer Fazies; sie steht mit derselben über den Unterbau der Schneecalpe auch in direktem Verband. Gegen Norden lassen die Mergel in der Rax aus und es herrscht die ungegliederte Riffkalk- und Dolomitentwicklung, ähnlich jener des eigentlichen Hochschwab.

Die niedrigeren Kalkvoralpen haben eine andere Triasfazies (S. 36), aber der kleine, in Steiermark liegende Teil dieser Zone weicht in seiner Schichtentwicklung nicht allzu schroff vom Hochgebirge ab. Der Bau der Kalkvoralpen ist anders gestaltet als jener des Hochgebirges. Im Gebiete der Weyerer Falten (S. 123) herrscht sehr steile Aufrichtung, und in den Lassingalpen beobachtet man einen flachen Überschiebungsbauplan. Die Grenze der Kalkhochalpen gegen die Vor-

alpen ist der schon zum Teil besprochene (S. 100) Aufbruch Windischgarsten—Mariazell—Puchberg.

Der nördlich von der Kalkhochgebirgszone der Gesäuseberge liegende Teil der Kalkvoralpen (Fig. 11) zeigt sehr merkwürdige Verhältnisse<sup>179</sup>. Aus dem Gebiet von Windischgarsten zieht der Wettersteinkalkzug des Meiereck in NW-SO heran und endet an der Buchauer Störung (S. 100). Dasselbe geschieht mit dem nördlich davon liegenden Hauptdolomit; über diesen legt sich ein langer, schmaler Gosaaustreifen transgredierend auf, der bei St. Gallen beginnt, in S-N streicht, und mit der Fylschzone in direktem Verbande steht.

An diesen Gosaazug streichen von Westen her die Gesteinszüge der Kalkalpen aus. Die Lagerungsverhältnisse zeigen, daß der Faltenbau der Kalkalpen im wesentlichen schon vollendet war, als das Gosaumeer eindrang, denn über die gegen Osten jedenfalls an einer vorgosauischen Störungslinie abbrechenden kalkalpinen Gesteine transgrediert die Gosau. Die Gosau transgrediert auch über die östlich anschließenden Kalkalpen, aber diese bilden einen großen, aus der Gegend von St. Gallen über Weyer bis Waidhofen reichenden, gegen Nordwesten konvexen Bogen, in dessen äußere Falten- und Schuppenzüge noch Gosau einbezogen ist. Die Analyse der Bewegungen ergibt daher folgendes:

1. Westlich der Gosauzone vorgosauische Faltung beherrschend, Transgression der Gosau über die fast NW-SO-streichenden, gegen Osten scharf abbrechenden kalkalpinen Gesteinszüge, tertiäre Gebirgsbildung und teilweiser Einbeziehung der Gosau in die Falten (z. B. Alpenstein).

2. Östlich der Gosauzone vorgosauische Faltung, Transgression der Gosau, tertiäre Gebirgsbildung mit gegen Nordwesten gerichteter Bogenfaltung, so daß der östliche Teil der Kalkvoralpen über den untersinkenden westlichen Teil überfaltet wurde.

Möglicherweise ist die Entstehung der Bogenfalten auf zwei zeitlich getrennte Phasen der Gebirgsbildung zu verteilen, auf eine ältere Nord- und eine jüngere Westbewegung. Der Einfluß der Weyerer Bogenfalten macht sich noch weit südlich geltend, so im Streichen des Lugauerzuges (S. 106), in der Ennsenge unter Hieflau (S. 104), dann in der Umgebung von Eisenerz (S. 176) und bei Obdach (S. 159). — Bemerkenswert sind folgende Tatsachen: Die Weyerer Bogenfalten liegen der Südspitze der böhmischen Masse gegenüber und in den äußersten Bogen ragt ein Stück der böhmischen Masse in der Granitklippe des Pechgraben bei Weyer empor<sup>180</sup>.

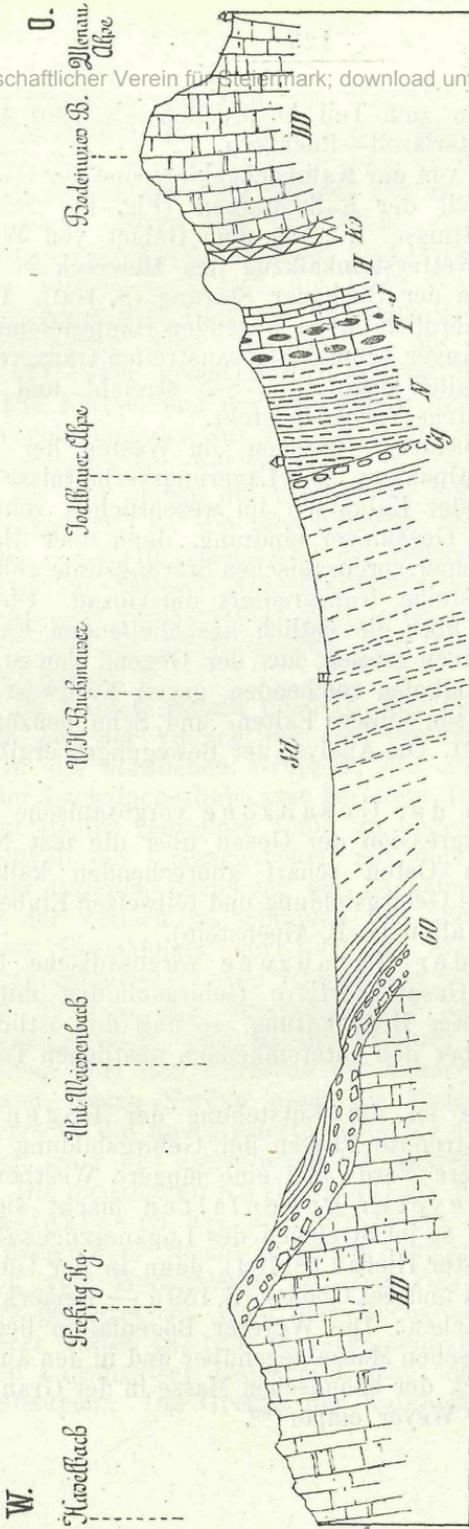


Fig. 18. Profil durch die Gosau von Weißwasser (nach Geyer, V. 1907). HD = Hauptdolomit. Ko = Kössener Schichten. H = Hierlatzkalk. J = Jurassische Hornsteinkalke. T = Tythonkalk. N = Neokommegel. CG = Gosaubrekzien und Konglomerate. Go = Gosauschichten. Sd = Flyschartige Gosauschichten. — Von Osten bis Unter-Weizenbach quer das Profil das Streichen; das Streichen des Hauptdolomites des Pefringkogels liegt in der Profilebene.

Der Wettersteinkalkzug des Meiereck (S. 123) und seine liegenden und hangenden Triasschichten<sup>181</sup> queren in steiler bis senkrechter Aufrichtung die obere Laussa. Diese Laussazüge schneiden scharf an der Buchauer Störung ab, die bis Altenmarkt fortsetzt. Bei St. Gallen beginnt die von Gosau erfüllte Depression St. Gallen-Pfarralmsattel-Weißwasser, das ist die oben abgehandelte lange Gosauzone. An ihr stoßen die von Nordwesten her streichenden Gebirgszüge der Laussa an den NO-streichenden Falten und Schuppen der Unterlaussa ohne jeden Übergang fast rechtwinkelig ab.

Kurz sei die Gliederung der Weyerer Bögen erwähnt<sup>182</sup>. Außerhalb der Weyerer Linie (siehe unten) liegt die gegen Westen überlegte Wettersteinkalkantiklinale des Ennsberges und die darüber folgende, bis in die obere Kreide reichende Schichtfolge ist auf die lange Gosauzone aufgeschoben; diese steile Aufschiebung ist über die Laussa bis St. Gallen zu verfolgen. Ganz allgemein läßt sich in den Weyerer Bögen beobachten, daß die äußeren Falten nach außen überliegen, während der innere Teil aus steil stehenden Anti- und Synklinalen besteht (z. B. Voralpe, S. 126). Durch die Bogenfalten gehen Zerreißungsflächen im Streichen durch, an welchen immer der innere Teil auf den äußeren aufgeschoben ist; diese Überschiebungsflächen gleichen sich aber im Streichen aus und die tektonisch getrennten Teile gehen wieder in den normalen Verband über. Eine solche Überschiebungsfläche ist die Weyerer Linie; sie hat eine bedeutende Länge, da sie gegen Osten über das Gebiet von Waidhofen hinausreicht und von da im Bogen über Weyer ins Bodenwiesgebiet zieht; aber sie erreicht Steiermark nicht mehr, da sich im Bodenwiesgebiet die Störung ausgleicht und somit der normale Verband hergestellt ist.

Dagegen setzt die Buchauer Störung (auch St. Gallener Bruch genannt) durch die unterste Laussa (bezeichnet durch das Neokom von Mandl), sie übersetzt nördlich von der Mündung des Frenzgrabens die Enns, so daß dort die nordwestlich fallende, auf Hauptdolomit liegende und bis in die Gosau gehende Schichtfolge an dem westlich folgenden Hauptdolomit abstößt; aber noch in Oberösterreich erlischt die Störung<sup>183</sup>. Östlich von dieser Störung liegt das aus Hauptdolomit, Rhät, Lias, Oberjura und Neokom bestehende Faltengebiet der Voralpe (Fig. 19), dessen Bau das Profil, dessen Triasfolge die Tabelle (S. 36) zeigt. Die mergeligen Lagen des Rhät ordnen sich in drei Faltenzüge: 1. Winteralpe-Nordflügel des Hutfeldes, 2. Flacher Sattel des Hutfeldes (P. 1642), dort auch Lias, Jurahornsteinkalk und Neokommergel, 3. Eßlingalpe, auch da Hornsteinkalk.

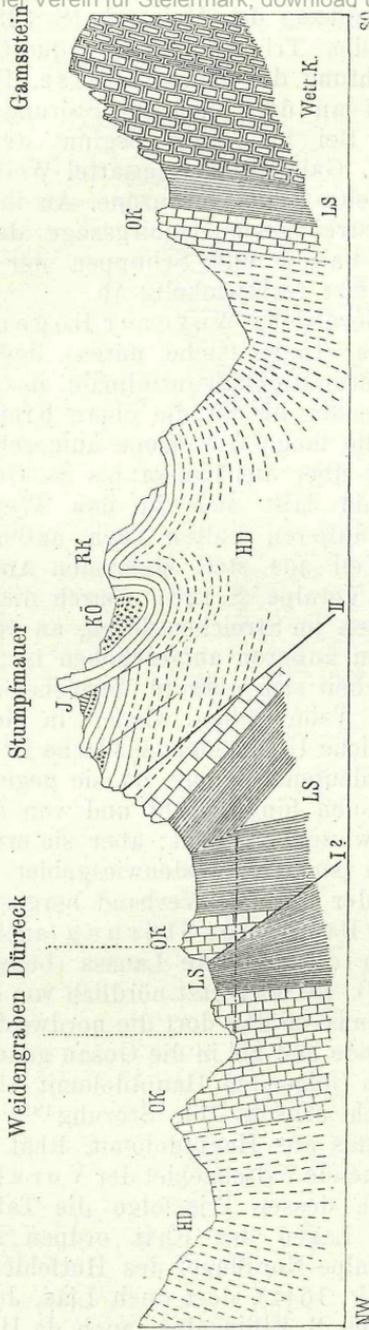


Fig. 19. Profil durch den Stock der Voralpe (nach Geyer, Jb. 1903). Wett. K = Wetterstein-Kalk. LS = Lunzer Sandstein und Reingrabener Schiefer. OK = Opponitzer Kalk, HD = Hauptdolomit. RK = Rhätische Kalke. Kö = Kössener Mergel. J = Lias und Jura. I, II = Schubflächen.

— Die Rhätmergel des Voralpengipfels sind fossilreich; die Rhätkalke ziehen als senkrechte, helle Mauern durch das Gehänge. Südlich von der Voralpe erhebt sich der senkrecht aufgerichtete Wettersteinkalk des Gamssteins<sup>184</sup>. An seinem Südfuß stellt sich Südfallen ein; hier sind, da scheinbar über dem Wettersteinkalk tiefere Trias folgt, die Schichten überkippt.

Bei Altenmarkt beginnt eine Störungslinie aus kleinen Anfängen, welche im Osten, aber nicht mehr in Steiermark, zu einer großen tektonischen Linie wird und bis an den Ostrand der Kalkalpen verfolgt werden kann; das ist der sogenannte Altenmarkt-Brühler Aufbruch, der vielleicht auch eine Fortsetzung der Buchauer Störung ist. Er ist markiert durch eine Reihe von Werfener Vorkommen (Altenmarkt, Scheffau, Palfau usw.); zwischen Altenmarkt und dem Hals bei Palfau schneidet die Störung das Faltenystem Gamsstein-Voralpe schief ab, von da liegt sie annähernd im Streichen.

Das Dreieck zwischen der Buchauer Störung, dem Windischgarstener Aufbruch und der Enns besteht überwiegend aus Hauptdolomit, der bei Weißenbach mit anomalem Kontakt auf steil südlich fallende Werfener Schichten aufgeschoben ist; diese Werfener sind auf die Gosau bei Weißenbach aufgeschoben. Unter dem Hauptdolomit der Haidach liegen Opponitzer Kalk, Lunzer Sandstein, Reiffinger Kalk und Werfener Schichten. Südlich des Erbgrabens werden diese antiklinal gestellten Werfener Schichten von gefalteten Guttensteiner und Reiffinger Kalken überlagert, die mit senkrechtem Kontakt an die Werfener Schichten des Mariazeller Aufbruches am Schwarzsattel stoßen<sup>185</sup>. Bei Großreifling streicht vom anderen Ufer der Enns ein Streifen von Opponitzer Kalk, Lunzer Sandstein und Reiffinger Kalk mit steilen Südfallen durch, vom Hauptdolomit des Lerchkogels und Lechenberges überlagert und auf den Hauptdolomit des Totenmann aufgeschoben. Diese kleine Überschiebung ist auf beiden Ufern der Enns sehr wohl aufgeschlossen (Fig. 1) und findet westlich von Palfau in komplizierten, noch nicht hinreichend geklärten Lagerungsverhältnissen ein Ende; dort keilt der überschobene Hauptdolomit tektonisch aus.

Am rechten Ufer der Enns (Fig. 11) entspricht dem Hauptdolomit des Totenmanns jener des Kerzenmandls, der des Lechenberges jenem im Salzatal. Der Hauptdolomit des Salzatales setzt ein kurzes Stück in den Lassingbach fort und spitzt tektonisch aus; denn im Lassinggraben und „In der Mendling“ grenzen an der Altenmarkt-Brühler Linie aneinander Guttensteiner und Reiffinger Kalke einerseits, der Dachsteinkalk des Hochkar andererseits; und zwischen den beiden Komplexen

brechen an der Störungslinie stellenweise Werfener Schichten auf. Der Hauptdolomit des untersten Salztales wird an der Steinwand am Akogel, Lerchkogel und Stangl von Dachsteinkalk überlagert. Der Dachsteinkalk des Stangl, der Einlagerungen von Lithodendron-Kalken und von gelben und roten Mergelschiefen führt und jedenfalls rhätisch ist, wird von einem System hornsteinführender, dünnplattiger Oberalmer Kalke überlagert; über diesen folgen im Torsteinzug helle Plassenkalke des obersten Jura<sup>186</sup>. Zwischen dem Torstein- und dem Dachsteinkalk des Scharberges ist tektonisch eine steilstehende Schuppe von Hauptdolomit eingespießt<sup>187</sup>; das ist ein Zweig des Hauptdolomitengebietes von Abbrenn, der andere Zweig zieht über die Aibelmauern nach Gamsforst. — Der Akogel hat NNW-Streichen und ist durch einen Aufbruch von Werfener Schiefer und Haselgebirge von W-N-O-streichenden Zug des Lerchkogels-Torsteins getrennt.

Große Störungen beherrschen auch das Gebiet der Not bei Gams<sup>188</sup>. Am Ostaussgang der Not erscheinen Werfener Schichten mit Haselgebirge und schwarze, dolomitische Guttensteiner Kalke. Werfener Schichten und Dachsteinkalk sind beim oberen Ende der Klamm auf Gosau aufgeschoben (rhätischer Dachsteinkalk, denn mit ihm sind am Anerlbauernkogel Kössener Schichten verbunden). In der Klamm selbst stoßt Hierlatzlias mit einer Störung an den Dachsteinkalk, darüber liegen weiße und rote Kalke der Klausschichten und dann Oberalmer Schichten. Wenn man von der Lagerungsbeziehung am Ostende der Not absieht, kann man feststellen, daß die Gosau von Gams<sup>189</sup> von der Steinwand bis zum Torsteinsattel auf Trias und Jura liegt. Die Gosau von Gams besteht aus einer Folge von Mergelschiefen, Sandsteinen und Konglomeraten, in welche Serie stellenweise Hippuritenkalke eingelagert sind. Im liegenden Teil der Gosau sind Kohlenflözchen vorhanden; das Hangende bilden Nierentaler Schichten. Am Torsteinsattel z. B. gliedert sich die Gosau in bunte Konglomerate, dunkle Kalke mit kohligem Partien, Sandsteine und Nierentaler Mergel. Die Gosau bildet da eine Mulde, zum Teil auf Hauptdolomit, zum Teil auf Plassenkalk. — Am Südrand ist die Gosau vielfach von dem älteren mesozoischen Gebirge überschoben (z. B. beim Reiterbauern durch Hauptdolomit; beim Wüchl Nierentaler Schichten, darauf Hauptdolomit, der wieder von Gosau überlagert wird und auf dieser Gosau liegt der Dachsteinkalk des Schwarzkogels, Silbereisenkogel, S. 109). Der Gipfel des Bergsteins (S. 104) besteht aus Hippuritenkalk, der Hallstätterkalk und Lias liegen im ganzen wie eine Schuppe zwischen der Gosau und dem Dachsteinkalk des Wiedenberges.

Nördlich des Mariazeller Aufbruches und östlich von der Mendling dehnen sich die Lassingalpen (Fig. 13) aus<sup>190</sup>; sie gliedern sich von SSO nach NNW in drei Abteilungen. Der Dachsteinkalk des Stangl setzt über der Salza in der Kette des Hochkar, Dürnstein und Ötscher fort. Im Kamm des Hochkar fallen die Dachsteinkalke mehr oder weniger flach südöstlich ein; am Südosthang des Zuges nimmt nach abwärts der Fallwinkel immer mehr zu, so daß der Kalk mit sehr steilem Fallen unter das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn einfällt. Diese Aufschiebungslinie des Hauptdolomites kann bis über Neuhaus verfolgt werden. Das Gebiet des Hauptdolomites, das den mittleren Teil der Lassingalpen bildet, ist ein niedriges, verworrenes Bergland ohne ausgesprochene Kamm- und Talrichtung; es ist die Fortsetzung des Hauptdolomitgebietes von Rohr und Mariazell. Das Hauptdolomitgebiet taucht unter den Dachsteinkalkzug der Kräuterin (S. 109) hinab, der sich von Hinterwildalpen bis zum Tribein bei Mariazell erstreckt. Dieser Dachsteinkalk liegt nicht normal auf dem Hauptdolomit; denn an mehreren Stellen liegen karnische Schichten im Hauptdolomit. Ein sehr schöner Aufschluß ist bei der Keferalm im Hochstadlgraben südsüdwestlich unter dem Kreuzberg, da beobachtet man die Folge: Hauptdolomit, Reingrabener Schiefer (im oberen Teil sandig, also Annäherung an die Lunzer Sandsteine), Hauptdolomit, Dachsteinkalk. Diese Reingrabener Schiefer lassen sich mit Unterbrechungen bis in die Nähe von Mariazell verfolgen (z. B. Nordseite der Zellerhüte, wo auch Lunzer Sandstein auftritt<sup>191</sup>).

Die Mariazeller Aufbruchslinie wurde bereits bis Gußwerk verfolgt (S. 109), wo sie für ein kurzes Stück ausläßt. Die Kalke des Tribein und der Sauwand sind durch keinerlei Störung getrennt und erst bei Mariazell erscheint wieder eine Aufschiebung des südlichen Gebirgsteiles, hier über Hauptdolomit und dessen jüngere Auflagerung; das ist jene Störung, an welcher das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn von den Dachsteinkalken der Kräuterin überschoben wird; und diese erscheint hier als Mariazeller Aufbruchslinie.

Das Hauptdolomitgebiet von Mariazell und des Walsterales<sup>192</sup> entspricht jenem von Abbrenn. Allgemein herrscht Südfallen. Dem Hauptdolomit sind rhätische Dachsteinkalke, Kössener Schichten, rote Lias, Krinoidenkalk, Liasmergel, bunte Krinoidenkalk der Klausschichten aufgelagert. Unter den Hauptdolomiten liegen Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine. Das ist z. B. der Fall bei Terz, wo sie unmittelbar an den Werfener Schichten der Wildalpe abstoßen und so den Mariazeller Aufbruch markieren. Im ganzen Hallbachtale fallen die jüngsten Glieder

der Auflagerung des Hauptdolomites unter die Werfener Schichten an der Basis der Wildalpe und des Student ein; hier sind also die „hochalpinen“ Gebiete über die „voralpinen“ überschoben. Im unteren Hallbachtale sind die Werfener Schichten wenig breit, denn sie werden vielfach von Gosau überdeckt; die Gosau transgrediert über die Überschiebungsfläche und das zeigt, daß die Aufschiebung vorgosauisch ist. An einzelnen Stellen liegen im Tal noch über den Werfener Schichten Gutensteiner Kalk und Ramsaudolomit (Kapelle beim Weishofer, Ausgang des Filzgrabens). Die Gosau von Mariazell und des Hallbachtales gliedert sich in Konglomerate, Brekzien, Mergel und Orbitulitenkalke.

---

## Die Zentralalpen.

Rein orographisch betrachtet sind die steirischen Zentralalpen<sup>193</sup> die Fortsetzung der Hohen Tauern, geologisch aber sind beide Gebirgstteile scharf geschieden; doch stimmt die geologische Grenze nicht mit dem Grenzverlauf der gebräuchlichen Einteilungen der Alpen überein.

Am Katschbergpaß<sup>194</sup> taucht der Zentralgneis des Hochalpmassivs samt seiner Schieferhülle und Spuren einstiger Bedeckung mit zentralalpinem Mesozoikum an einer SN-streichenden Überschiebung unter die Granatenglimmerschiefer



Fig. 20. Profil der Lungauer Kalkspitze (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner). Dick schwarz = Amphibolit etc. Enge Striche, parallel dem Fallen = Serizitschiefer (bei der Ursprungalpe). Enge Striche, senkrecht zum Fallen = Serizitquarzit. Parallele Linien mit abwechselnd gestellten Querstrichen = Dolomit. Parallele Linien mit Querstrichen und Diagonalstrichen in den Abteilungen = schwarzer Kalk. Parallele Linien mit Querstrichen und parallelen kurzen Strichen in den Abteilungen = weißer Kalk.

des Aineckes. Diese „Katschberglinie“ behält ihren Charakter gegen Norden bei, es ist an ihr das östlich liegende Gebirge auf das westliche aufgeschoben. Gerade dort, wo Steiermarks Grenze den Hauptkamm der Niederen Tauern schneidet, taucht das Mesozoikum der Radstätter Tauern, deren Fortsetzung vom Katschbergprofil erwähnt wurde, auf der Strecke Znachsattel-Giglachsee-Ursprungalm unter die Gneise und anderen Schiefer der Schladminger Tauern, deren einstmals weiter westlich reichende Überschiebung durch die Deckschollen auf den Kalkspitzen (Fig. 20) noch bezeugt wird. Daß diese Bewegungsfläche keine Fernüberschiebung bedeutet, erhellt daraus, daß auch östlich von der Katschberglinie ein Zipfel der Schieferhülle (mit Serpentin, Talk- und Chloritschiefern usw., auch Bergbau auf Talk<sup>195</sup>) im Lungauer Lessachtal in Schladminger Krystallin eingefaltet ist; und der Serpentin im Klaffergebiet (S. 143) ist

wohl als östlicher Vorposten davon aufzufassen. Weiter im Norden ist eine derart scharfe Grenze wie am Katschberg und im Kalkspitzengebiet nicht mehr zu ziehen, denn die Serizitschiefer und Quarzite der Radstätter Tauern streichen in breiter Front in die Falten der Schladminger Tauern hinein und der Phyllit des Ennstales ist als Äquivalent und Fortsetzung der nördlich der Hohen Tauern liegenden Pinzgauer Phyllite (S. 29) anzusehen.

Die Grenzen des zunächst zu behandelnden Stückes der Zentralalpen sind Enns-Palten-Liesing- ein Stück Murtal-Obdacher Sattel-Kärntner Grenze. In diesem Gebiet unterscheiden wir das Kettengebirge zwischen Enns und Mur (genauer zwischen Enns und der zur Mur parallelen Furche Tamsweg-Krakau-Oberwölz), das ist der Zug der Niederen Tauern vom Znachsattel bis zur Pöls, das Seckauer massiv zwischen Liesing-Palten-Mur-Pöls einschließlich der Bösensteingruppe. Im westlichen Teil verbindet das Altkrystallin des Lungauer Mittelgebirges (davon Lasaberg, Payerhöhe, Gstoder an der steirischen Grenze) lückenlos die Niederen Tauern (Prebergruppe) mit dem fast ganz außer Steiermark liegenden, aus Orthogneis bestehenden Bundschuhmassiv südlich der Mur. Weiter östlich entspricht der Raum Metnitz in Kärnten-Lutzmannsdorf ober Murau-Ranten-Krakaudorf-St. Peter am Kammersberg-Oberwölz-Scheiffing-Perchau-St. Margarethen einer tiefen Mulde im Altkrystallin, die mit jüngeren (paläozoischen) Gebilden ausgefüllt ist; das ist die sogenannte Murauer Mulde. Dadurch werden die Seetaler Alpen als ganz selbständige Gruppe von dem westlichen Gebirge abgetrennt. In dem letzteren unterscheiden wir die Bundschuhmasse, die Turracher Mulde (die zum größten Teil in Kärnten liegt), die Murauer Mulde und das Stück zwischen den beiden letztgenannten, wo, vom Paläozoikum von Paal nur unvollkommen bedeckt, das Altkrystallin im Zug Würflingerhöhe-Goldachnock-Ackerlhöhe wieder bis zum Gebirgskamm aufsteigt.

Die Randzone der Zentralalpen gegen das Ennstal besteht aus Phylliten<sup>196</sup>; das sind feinschieferige, grauschwarze Gesteine, deren im großen ebene Schieferflächen sehr feine Fältelung und den Seidenglanz von nicht weiter unterscheidbaren Serizitschüppchen zeigen, die neben Quarz (und hie und da etwas Chlorit) die Hauptmasse des Gesteins bilden. An sonstigen Gesteinen finden sich in dieser Zone einige Züge von Grünschiefern, von Bänder- und Glimmermarmoren und einige merkwürdige Vorkommen von Porphyroiden. Grünschiefer und Marmor sind stratigraphisch miteinander verknüpft; es folgt der Grünschiefer im Hangenden des Marmors und zwar in je einem Profil

nur je ein Zug in der ganzen Zone; doch kommen auch Grünschieferzüge ohne Marmor vor (südlich von Aich, auf den Höhen der Mündungsstufe des Preuneggtales). Es scheint gegen Westen die Mächtigkeit des Marmors abzunehmen, denn südlich von Schladming ist nur das kleine Vorkommen im Sattel hinter dem Schladminger Kaibling bekannt, dagegen ist der Marmor des Gumpenecks im Querschnitt bei Großsölk gut 200 bis 300 m mächtig. Die hangende (nördliche) Grünschieferzone dieses Zuges führt an verschiedenen Stellen sulfidische Erze. In der Walchen bei Öblarn führen die Kieslagerstätten hauptsächlich Schwefelkies und Kupferkies; die Hauptmasse besteht aus Schwefelkies, der Kupfergehalt ist in den tieferen Teilen des Bergbaues bedeutend

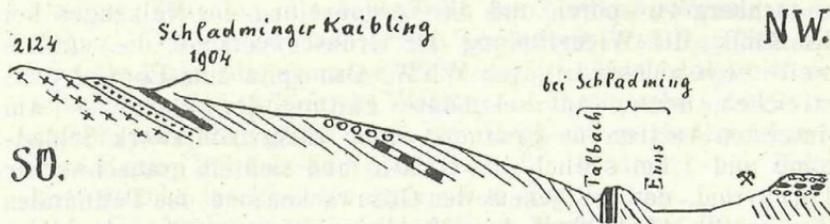


Fig. 21. Profil des Kaibling bei Schladming (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner). Kreuze = Gneis (am P. 2124). Punkte = Quarzit. Schwarzer Strich = Marmor (am Kaibling). Bänder, abwechselnd weiß und schwarz (wie die Eisenbahnsignatur auf den Spezialkarten) = Grünschiefer. Parallele Linien = Phyllit. Schwarzer Strich bei Talbach = Porphyroid. Ringe = Moräne. Strich-Strich-Strich = diluviale Kohle (mit Bergwerkszeichen) in diluvialen Brekzien und Moränen liegend.

gesunken. Die Erze sind den Schiefen parallel als Lager eingeschaltet.

Die Ennstaler Phyllitzone ist im Westen schmal, denn knapp südlich von dem erwähnten Grünschiefer am Preunegg-  
eingang folgen die Radstädter Quarzit- und Serizitschiefer. Südlich von Schladming ist der Wildstellengneis das Liegende für die transgressiv aufliegende Phyllitserie (Fig. 21). Auf den Gneis folgt dünnplattiger, rostiger Quarzit (das ist offenbar der ausgelaugte und in situ wieder verfestigte Grus des Grundgebirges, analog den Plattelquarzen = Weißstein der Grauwackenzone), dann in geringem Abstand zuerst wenig mächtiger Marmor und hierauf Grünschiefer. — In Großsölk folgen jedoch im Liegenden des Marmorzuges wieder Phyllite, ganz wie im Hangenden, die aber bei der Fleißbrücke bereits kleine Granaten führen; weiter taleinwärts entwickeln sich daraus förmliche Granatphyllite und dann mit allen Übergängen die typischen

Granatenglimmerschiefer um St. Nikolai. Der Sölker Kalkzug quert den Donnersbach und biegt<sup>198</sup> am Gstemmerspitz nach Norden, um sich mit dem am Zusammenfluß des Gollingbachs bekannten Kalkzug zu vereinigen; dieser ist von dort ab wieder östlich streichend stark ausgedünnt bis Oppenberg nachweisbar. Jedenfalls wird hier die Phyllitzone von einem antiklinalen Aufbruch andersartiger Gesteine abgeschnitten, die als Nordwestsporn des Seckauermassivs nördlich der Gollingbäche bis gegen Irnding vorstoßen (S.150).

Die Lagerung in der Phyllitzone ist ziemlich einfach. Auf Totenkar und Gumpeneck<sup>200</sup> liegt die Marmorplatte fast waagrecht; sie biegt weiter nördlich sich stets steiler stellend gegen das Ennstal hinab. Eine sekundäre Antiklinale ist bei Gatschberg zu spüren und die Verdoppelung des Kalkzuges bei Kleinsölk, die Wiederholung der Grünschieferzüge, die staffelweise sich ablösend, gegen WNW, also spitz zum Ennstal austreichen, deuten auf sekundäre Faltung der Flexur. — Am untersten Anstieg ins Preunegg, beim Elektrizitätswerk Schladming und 1 km südlich von Oblarn fand sich ein grauschwarzer Porphyroid, der mit jenem der Grauwackenzone des Paläntales die größte Ähnlichkeit hat<sup>199</sup>; beim Elektrizitätswerk bildet er eine NNO streichende lotrechte Mauer, greift also sicher gangartig durch die Phyllite durch (Fig. 21).

Den Wölzer, Sölker und Schladminger Tauern gehören die sogenannten Brettsteinzüge an. Der Versuch einer Gliederung der recht einförmigen Schiefermassen der Niederen Tauern wäre fast aussichtslos, wenn der Bau nicht durch eine Anzahl weithin streichender Züge der charakteristischen Gesteinsgesellschaft der Brettsteinzüge<sup>201</sup> ausgedrückt wäre.

Hiezu gehören Marmor (rein, weiß, rosa, blaugebändert oder grau, auch lichte Glimmerkalk, beim Zerschlagen nach Skatol stinkend), ferner mannigfache, sehr basische Gesteine magmatischer Herkunft (Hornblendeschiefer; Feldspat- und Zoisit-amphibolite, fein und grob, weiß gebändert, das heißt mit granulitartigen Lagen wechselnd; Gesteine mit Hornblende und Biotit; dunkle Glimmergesteine; granatführend oder nicht, ungefähr je nachdem in den umgebenden Schiefermassen Granat häufig und wohl ausgebildet ist oder nicht); die begleitenden Schiefermassen sind die Form des Tonschiefermaterials, die in der betreffenden Gegend üblich ist, also meist Varietäten der Granatenglimmerschiefer, abgesehen davon, daß sie gelegentlich sehr quarzreich werden, bis zum Quarzit kommen und stellenweise reichlich fein verteilte kohlige Substanz zeigen. Die normale stratigraphische Folge dürfte sein: im Liegenden quarz-

reiche Schiefer bis Quarzit, ein bis drei Marmorzüge mit schwächeren Schieferzwischenlagern, eventuell auch schwächtigen Amphibolitbändern, dann eine Schieferserie, dann im Hangenden mächtige Amphibolite. Die Vervielfachung der Schichtfolge durch Faltung und Schuppung ist sehr häufig, doch wechseln derart zusammengesetzte Profile schnell im Streichen. So zeigt der eigentliche Brettsteinzug knapp unter Oberzeiring drei Marmorzüge auf der rechten, zwei auf der linken Talseite; gegen Norden aber tritt er in ein ganz reguläres System von drei Falten auseinander, das die ganze Breite des Gebirges zwischen St. Johann-Brettstein-Pusterwald füllt. In seiner gegen Südosten streichenden Fortsetzung wächst die Komplikation. Denn am Pöls (Fig. 23) und bei Judenburg scharen sich ähnliche Züge zu, die beiderseits der Mur von Westen heranziehen. Diesem Zuwachs steht gegenüber, daß bei Pöls zwei schmale Züge (die dann bei Fohnsdorf ins Murbodengebiet verschwinden) und südlich von Weißkirchen ein sehr schlecht aufgeschlossener Zug gegen Osten vom Hauptstamm abschnellen<sup>202</sup>. Der Raum Pöls-Judenburg-Obdach ist derart ein Hauptknotenpunkt im Bau der steirischen Zentralalpen.

Die beiden Murzüge folgen dem Murknie bei Unzmarkt nach Süden, springen jedoch bei Lind schon wieder in NW-Streichen ab bis nördlich von Oberwölz und lenken dann mit ungefähr westlichem Streichen in den Nordrand der Murauer Mulde ein, wo sie von den paläozoischen Kalken deutlich getrennt sind.

Gegen Nordwesten sind Ausläufer der Brettsteinserie jenseits des Polster bei Oppenberg und südlich vom Hochgrößen bekannt<sup>203</sup>. Die Marmore sind hier wenig mächtig, die Amphibolite aber beim letzteren Vorkommen ganz gut entwickelt.

Der Hauptstamm der Brettsteinzüge schwenkt ins Weststreichen um und ist bis Pusterecksattel-Schönfeldspitze-Hohenwart zu verfolgen. Trotzdem hier noch beträchtliche Mächtigkeiten vorliegen, ist eine direkte Fortsetzung gegen Westen nicht bekannt geworden. Fraglich ist es, ob das auf ein synklinales Herausheben oder auf ein Ablösen oder Abschneiden der Falten an Störungen geschieht; bisher sind solche nicht bekannt geworden, denn streichende Störungen kommen hier wohl nicht in Betracht, wie sie bei Donnersbachwald und bei Moesna durchziehen. Bemerkte sei, daß an diesen beiden Punkten prachttvolle Hornblendegarbenschiefer mit hellem Grundgewebe vorkommen. Da diese hier und an einem dritten weniger guten Fundpunkt (südlich vom Hochgrößen) offenbar an die

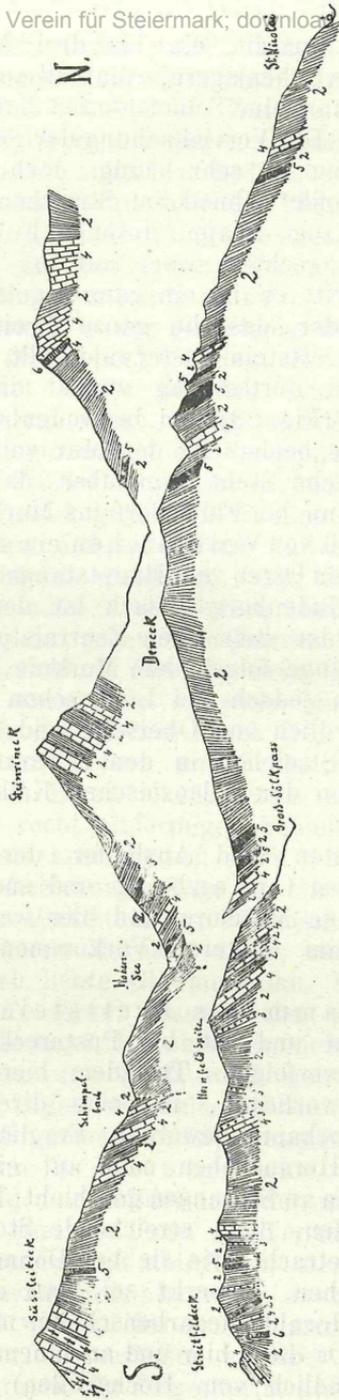


Fig. 22. Profil Süßleiteck — Deneck (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner), 1 = Granitgneis, 2 = Granatenglimmerschiefer, 3 = Pegmatitgneis, 4 = Amphibolit, 5 = Marmor.

Dislokationslinien geknüpft sind, erscheinen sie als ein ausgezeichnetes Produkt der Dynamometamorphose<sup>204</sup>.

Als Ersatz für das vor Donnersbach ersterbende Faltenbündel von Brettstein-Pusterwald entwickelt sich weiter südlich ein neues Faltenbündel. An der Blaufeldscharte zwischen Donnersbach und Hintereggenbach sticht der Amphibolit der ersten Antiklinale tunnelartig unter dem lichten Wölzer Granatenglimmerschiefer gegen Westen heraus; weiter gegen Westen gliedern sich neue Falten an und es komplizieren sich die alten, so daß das Bündel um St. Nikolai bereits den Hauptkamm und die nördlichen Seitenkämme bis zum Knallstein umfaßt. Das Fallen ist im ganzen Querschnitt von der Enns bis zum Großsölkpaß meistens nördlich, und zwar im südlichen Teil ziemlich steil; das heißt, die Antiklinalen sind sämtlich gegen Süden überlegt. Etwa in der Linie Sübleiteck-Rötelkirchspitze geht das Fallen durch Vermittlung eines umgekehrten Fächers in flaches Südfallen über. — Erst bei Oberwölz taucht das Altkrystallin mit einer scharfen Kniefalte südwärts unter das Paläozoikum der Murauer Mulde.

Die Gesteine, die diesen ganzen Gebirgsteil zusammensetzen, fallen einerseits alle unter den Begriff Granatenglimmerschiefer; aber innerhalb des dadurch gegebenen Spielraumes herrscht die größte Mannigfaltigkeit (silberglänzende Muskowitglimmerschiefer bis zu dunklen Biotitglimmerschiefern; Schiefer mit ganz kleinen und solche mit erbsengroßen Granaten; mit deutlichen Glimmerblättern bis zu schmierigschuppigen Granatphylliten; solche mit Schwielen und Knauern von Quarz und auch quarzarme; mehr oder minder Feldspate führende, von denen die einen eigentlich als Gneise zu bezeichnen sind; Gneise mit mikroskopischem Staurolith und Disthen<sup>205</sup>). Alle erdenklichen Übergänge kommen vor und sind selbst bei Aufnahmen in großem Maßstabe schwer von einander abzutrennen. Besondere Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung der Varietäten sind nicht zu erkennen, abgesehen von dem erwähnten (S. 133) Übergang durch Sölk und Donnersbach auswärts in den Ennstaler Phyllit und daß im allgemeinen auch bei Zeiring und Pusterwald die Schiefer, das sind die hangendsten Teile des Komplexes, weniger hochkrystallin sind (das heißt Glimmerblättchen und Granaten und sonstige Krystalle kleiner als im Zentrum des Gebietes). Quarzreiche Varietäten fanden sich im Denneck und gegen den Knallstein, also in Annäherung an den Wildstellengneis, ferner Quarzitlager als Liegendes der Marmore ebendort und an der Pusterwaldmündung.

Dagegen ist eine Art von Faziesänderung in den

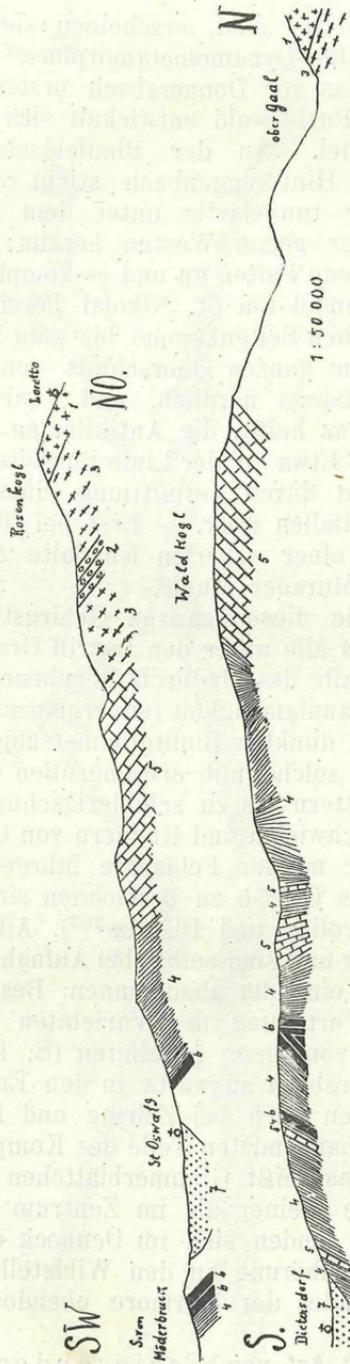


Fig. 25. Profile aus dem Pölsgebiete (unveröffentlichte Profile von R. Schwinner). 1 = Granit der Seckauer Masse. 2 = Augengneis. 3 = Paragneis. 4 = Granatenglimmerschiefer. 5 = Amphibolit. 6 = Marmor. 7 = Miozäne braunkohlenführende Schichten. Weiß = Schuttbedecktes Terrain.

Brettsteinzügen zu beobachten, weniger in der Gesteinsausbildung (die Marmore sind überall gleich und betreffend die Amphibolite folgt nur eine größere Häufigkeit von Granat); jedoch die Mächtigkeiten erleiden große Schwankungen. Im eigentlichen Brettsteinzug sind die Marmore sehr mächtig. Abgesehen von der abnormen Anhäufung derselben im Riegel nördlich von Oberzeiring, die vielleicht tektonisch verursacht wurde, sind doch bei Schloß Eppenstein (nördlich von Obdach), am Lichtensteinberg bei Judenburg und am Pölshals Mächtigkeiten von 60 bis 100 m (vielleicht stellenweise noch mehr) normal für einen Marmorzug. Auch beiderseits der Mur um St. Georgen wird sie nicht viel geringer sein; in den gleichen Dimensionen halten sich einige Marmorzüge von St. Nikolai (z. B. Denneck). Nähert man sich irgend woher den Gneissmassiven, so reduziert sich die Mächtigkeit (so z. B. bei Fohnsdorf, im Wenischgraben bei Möderbruck, in Oppenberg, zwischen Groß- und Kleinsölk, südwestlich von Großsölk am Sübleiteck usw.). Die Amphibolite scheinen dabei gleichzeitig an Mächtigkeit zu gewinnen, so daß sie hier auch früher als eigene Gesteinsstufe („Hornblendegneise“) ausgeschieden worden sind<sup>206</sup>. Die Beobachtung dieses allmählichen Überganges zeigt, daß die Züge von Amphiboliten in den Schladminger Tauern nur die Äquivalente der Brettsteinzüge in Großsölk sind, wenn auch die direkte Fortsetzung nur für einige beobachtbar ist.

Für diesen Zusammenhang spricht auch die stoffliche Ähnlichkeit hier und dort, die ihren Ausdruck in der Erzführung des Schichtsystems findet. Sämtliche Erzbergbaue der Niederen Tauern liegen auf oder nahe an diesen Zügen, und zwar ganz ebenso auf den Amphibolitzügen der Schladminger Tauern wie an den Marmor und Amphibolit vereinigenden Brettsteinzügen der sonstigen Niederen Tauern. Der eigentliche Erzbringer dürfte das basische Gestein gewesen sein, sein Eisengehalt („Brande“) fällt bereits von ferne auf. Die Erze (Sulfide, gelegentlich auch Roteisenstein, Typ Waldenstein, z. B. Hansenalpe bei St. Nikolai und die Lager im Marmor (Spateisenstein vom Typ Zeiring-Hüttenberg) dürften eine epigenetische Umlagerung dieses ursprünglichen Vorrates sein. Eine besondere Spezialität sind die Nickelerze der Schladminger Tauern. An der Zinkwand und Vetternspitze setzen durch das Gestein Fahlbänder durch, das sind in s liegende Imprägnationszonen von Kiesen; diese Fahlbänder heißt man dort Branden; sie werden von echten Gängen durchkreuzt, die zum Teil quarzführende Kalkspatgänge sind. Besonders an der Kreuzungsstelle der Branden mit den Gängen sind die Erze angereichert, nämlich Rot- und Weißnickelkies,

Nickelarsenkies, Speiskobalt<sup>207</sup>. — Bei Oberzeiring brechen im Kalk Gänge von Spateisenstein und Rohwand, Bleiglanz, Eisenkies, Kupferkies, sulfidische Silbererze ein. Der alte Bergbau kam im Jahre 1361 durch einen Wassereinbruch zum Ersäufen<sup>208</sup>.

In den Schladminger Tauern<sup>209</sup> und Wölzer Tauern gibt es zwei selbständige Züge von Hornblendegesteinen. Der eine tritt in der Südabdachung des Hauptkammes in der Gegend des Preber ins Steirische ein und bildet zwischen diesem und Kleinsölk den Hauptkamm, flacht gegen Osten aus, senkt sich als Antiklinale unter den Granatenglimmerschiefer des flachfallenden Südfügels derart, daß sie im Etrachgraben nur mehr am Gehänge, im Günstergraben aber nur mehr in der Talsohle zu finden sind<sup>210</sup>. — Der zweite Zug liegt am Ostrand des Bogens der Tauern, er beginnt zwischen St. Johann und Möderbruck und begleitet den Rand des Seckauer Massivs bis über Flatschach, wo sich darin ein Bergbau auf Kupferkies findet<sup>211</sup>. Ein Ausläufer ist noch in Lobming südlich von St. Michael zu finden.

Zwischen Fohnsdorf und Gaal nehmen die Hornblendegesteine den Gebirgskamm in einer Breite von etwa 2 km ein. Die lebhafteste Kleinfältelung in den dafür sehr empfänglichen Bänderamphiboliten läßt auch normale Falten- oder Schuppenbildung vermuten, so daß die wahre Mächtigkeit viel kleiner ist als die scheinbare. Im großen scheint der äußerste Marmor des Brettsteinzuges unter die Amphibolite und diese wieder unter die Seckauergneise einzufallen<sup>212</sup>. Kleinere Zeichen, wie Umbiegungen, Auswäzungen usw. lassen hier aber mindestens zwei große Bewegungsflächen zwischen diesen drei Schuppen vermuten; die Bewegungen an diesen müssen sehr jung sein, denn die neugebildeten Granaten (Porphyroblasten), die sonst in den entsprechenden Schiefen der Niederen Tauern tadellos erhalten sind, sind hier stellenweise völlig zerrieben. Eine Fernüberschiebung ist diese Pöslinie nicht; denn nördlich von Fohnsdorf, am Hölzelskogel, liegen Linsen von Seckauergneisen in den Amphiboliten und auch die im Raume Brettstein—Zeyring—Oberwölz häufigen Pegmatite können wohl nur das Gefolge zur Reihe des Seckauer Massivs darstellen.

Nun ist noch die Altersfrage der Brettsteinserie zu besprechen. Die auffällige Gesteinsvergesellschaftung der Brettsteinzüge erinnert in manchem an unser Paläozoikum. Allein die 100 m Brettsteinmarmor stecken zwischen mindestens je 2000 m toniger Sedimente; das ist ein Verhältnis, das im alpinen Paläozoikum nirgends bekannt ist, weder in Graz, noch in der Grauwackenzone, noch in der Murauer Mulde. Ferner

bestehen konstante stoffliche Differenzen; der Lagerstättentyp des Erzberges unterscheidet sich doch vom Zeyringer Typus, insbesondere fehlen dem Brettsteinzug Quecksilber- und Magnesiaverbindungen (Zinnober und Magnesit). Zum dritten ist überall am Kontakt ein großer Hiatus in der Metamorphose zwischen Paläozoikum und Altkrystallin. Und viertens sind nie im sichern steirischen Paläozoikum Quergriffe und Gänge von Pegmatit gefunden worden, auch dort nicht, wo das Paläozoikum einen pegmatitreichen Schieferkomplex überlagert (Radegund, Köflach, Oberwölz, Scheifling, Neumarkt usw.); dagegen sind Pegmatite in Kalken<sup>213</sup>, Amphiboliten und Schiefen der Brettsteinzüge häufig, so um Brettstein, bei Oberzeiring (Steinbruch bei Kapelle 966), bei Möderbruck (Steinbruch an der Straße nach St. Johann a. T.), bei Oberwölz, in den Seetaler Alpen, bei Unzmarkt, südöstlich vom Großsölkpaß, Hochgolling, Vettertkar usw. Die Gesteine der Niederen Tauern, die Marmore, Amphibolite, Granatenglimmerschiefer sind somit sicher vorpaläozoisch.

Von den Niederen Tauern sind, wenn wir die Seckauer Tauern nicht dazustellen, allein die Schladminger Tauern<sup>214</sup> ausgezeichnet durch ältere und jüngere Eruptivgesteine; es sind Orthogneise, Granite, Diorite und vereinzelte Serpentine. Dadurch sowie weil sowohl in den ursprünglichen Hüllgesteinen jener Eruptivkörper, als auch durch das Hereinspitzen der Radstätter Serizitgesteine neue Gesteinstypen auftreten, gestaltet sich der geologische Bau recht verwickelt und ist noch nicht völlig aufgeklärt.

Die granitischen Gesteine, alte wie junge, sind stofflich nahe verwandt; es sind Granite, die in Diorite übergehen. Alle sind höchstens mittelkörnig, grau, meist mit einem grünlichen Stich. In der Metamorphose ist jedoch ein scharfer Schnitt zwischen alt und jung, denn die einen sind vollkommen vergneist, geschiefert oder gefasert und (unter gelegentlicher Bildung von Sillimanit und Granat) umkrystallisiert, während die anderen richtungslos-körnige Granite, höchstens mit einigen Zerbrechungen der Krystalle sind. Auf der Westseite des Obersees im Seewigtal ist deutlich zu sehen, wie granitische und aplitische Apophysen in den alten Gneis eindringen. Im großen verschwindet dieser Unterschied der alten und jungen Gesteine wieder, die ganze Masse, Gneis, Granit und ihnen eingeschaltete Lagen von meist feinschuppigen, biotitführenden Paraschiefern zeigen einheitliche, massige, grobbankige Felsbildung, welche die schroffen Berge der Wildstellengruppe aus den anderen Gebieten der Niederen Tauern hervorhebt.

Das Gneisgebiet der Hohen Wildstelle (Fig. 24) erstreckt sich von Preunegg bis Kleinsölk und vom Bodensee im Seewigtal bis zur Waldhornalpe; es mißt  $18 \times 6$  km und fällt meist mäßig steil N oder NNO ein. Im Norden liegt der Ennstaler Phyllit transgredierend auf (S. 133). Das Westende der Gneismasse verzahnt sich mit den Radstädter Serizitschiefern, in denen auch noch einige Granite liegen (Tiefenbacher, Preunegg<sup>215</sup> und am Sattel südlich vom Roßfeld zwischen Preunegg und Obertal). Im Osten verzahnt sich der Gneis mit den Granatenglimmerschiefern von Großsölk, Ausläufer in der Schimpegruppe (Bauleiteck), Kaltenbachsee und südöstlich vom Großsölkpaß (hier sehr reich an Pegmatiten).

In der Talfurche südlich der eigentlichen Wildstellengruppe (Riesachsee, Preintaler Hütte) unterteuft mit NO-Fallen eine Schieferserie den Gneiskern; in dieser Zone finden sich Typen vom Habitus schmierig grünlicher Serizit- oder gar Chloritphyllite, Amphibolite, in der Hauptsache aber weißgraue bis schwärzliche, ebenflächige, feinlagige Biotit-Paragneise, die sich auch sonst als Einlagerungen in die Orthogneismasse einschalten; in dieser Zone finden sich massige, Hornblende führende Eruptiva (Granite-Diorite bis zu gabbroiden Typen). Am Gipfelgrat des Greifenberges und am oberen Klaffersee sind kleine Linsen von Aktinolitserpentin eingefaltet, erstere begleitet von Aktinolithschiefern. Genauere petrographische Untersuchungen stehen noch aus, die tektonischen Beziehungen sind nicht vollkommen geklärt. Südlich dieser „Klafferzone“ taucht ein grober Gneis, der fast ein Augengneis ist, mit mittlerem Nordfallen heraus. Dieser stößt nun im Westen, an der Gangelscharte, offenbar an einer Störung an den drei Branden ab, die so schön die Nordwand des Hochgolling in etwa 2200 bis 2600 m Höhe durchziehen. Wahrscheinlich ist der Westflügel gehoben und es entspricht dem Gneis der Pöllerhöhe die flach gelagerte Gipfelpartie des Hochgolling, die Fortsetzung der Golling-Branden aber wäre im Osten unten bei der Steinwentalpe gerade noch zu spüren. Nach Westen können die Gollingbranden — zu den Amphiboliten gesellen sich hier ziemlich reichlich Biotitgesteine — an der Südseite des Zwerfenberges und über Trockenbrod zur Neualm verfolgt werden, dann weiter über Haarkamp — Rotes Mandl mit Bogenwendung ins SW-Streichen (NW-Fallen) ins Vetterner-Kar (Giglachseegebiet). — Von kleineren tektonischen Zügen wird hier abgesehen; es sei nur noch erwähnt, daß die Zinkwand mit ihren Branden einer südlichen, tektonisch tiefer gelegenen Schuppe angehört (S. 143) und daß die Amphibolite vom Vetterner-Kar über den Giglachsee bis zum Kamp hinaufreichen, stets SW streichend (in die Scharnier der

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
 die Kalkspitzen deckenden Überschiebung), aber mit sehr wechselndem Fallen. Granit fand sich am Trockenbrod, Pegmatit am Roten Mandl.

Von den „Radstädter“ Serizitschiefern des Preunegg greift ein schmaler Streifen von der Ursprungalpe über den oberen Giglachsee zum Znachsattel herauf und trennt Amphibolite und Triaskalk. Die Hauptmasse streicht mit breiter Front südöstlich vom Preunegg ins Obertal. Der ganze Kamm nördlich vom Kamp bis über den Hochwurzengipfel hinaus wird von ihnen gebildet; das sind weißliche bis hellgrüne Serizitschiefer, meist recht quarzreich, bis zu Serizitquarziten (manche führen reichlich Feldspat<sup>216</sup>); nur am Hochfeld (nördlich vom Schiedeck) liegt darin ein Zug von Grünschiefern.

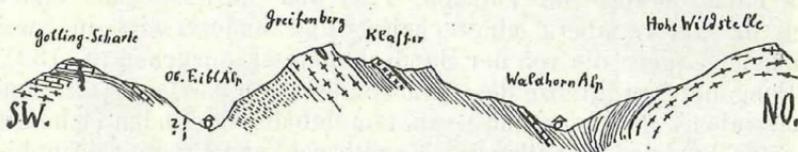


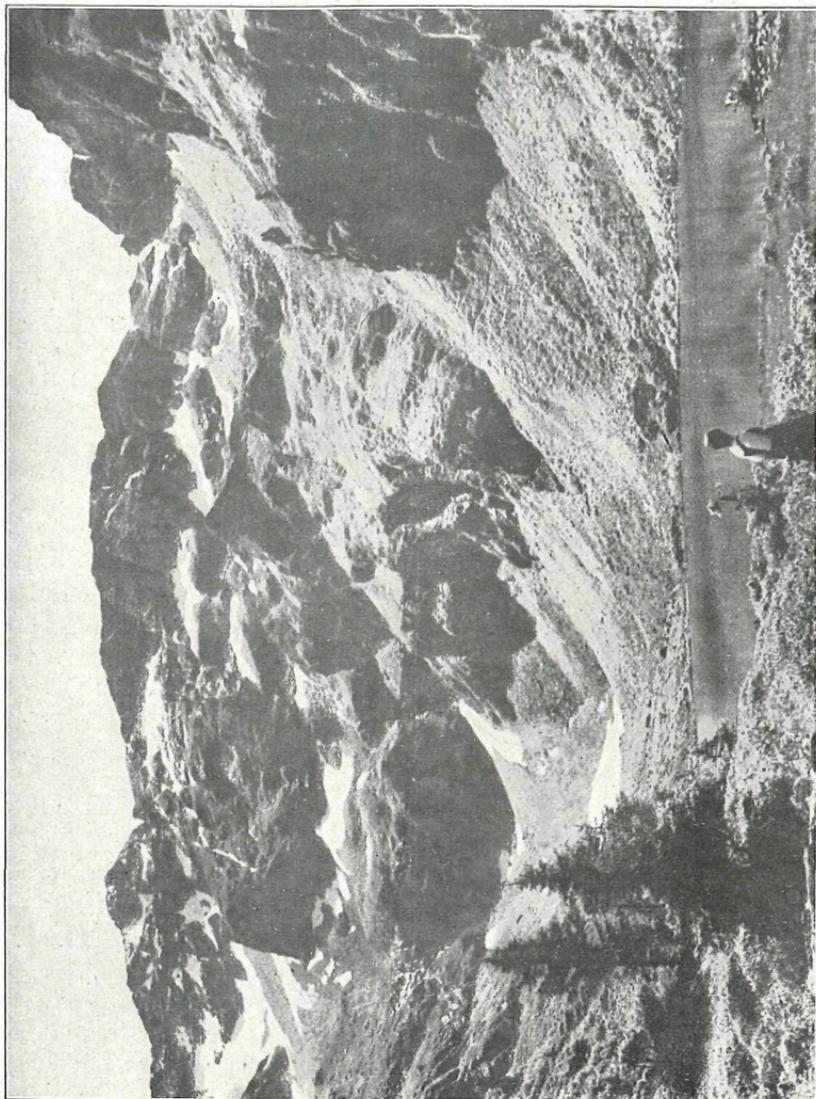
Fig. 24. Profil durch die Schladminger Tauern (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner). Kreuze (z. B. Wildstelle) = Orthogneis. Parallele enggestellte Linien = Paragneise und andere Schiefer. Kreuze, klein, enggestellt = Hornblendegranit (im Klaffer). Dicke Linie = Pegmatit. Parallele Linien durch dazu senkrechte Linien in Felder geteilt (Waldhornalpe, Golling) = Amphibolit (Brande). Punktierete Linien = Serizitschiefer (zwischen Eiblatpe und Greifenberg). Am Greifenberg liegt, linsenartig umrissen = Serpentin.

Die stratigraphische Stellung dieser Schiefergruppe ist unsicher. Unter dem Radstädter Triaskalk (S. 131) liegt normal Quarzit und den hält man im allgemeinen für Perm bis Untertrias<sup>217</sup>. Das kann für die schmale Zunge Ursprungalpe—Znachsattel stimmen, unmöglich aber für die Hauptmasse mit 4000 bis 6000 m Mächtigkeit, auch dann nicht, wenn dies, wie es wahrscheinlich ist, eine Verdoppelung durch Faltung bedeutet. Ein großer Teil der Schiefergruppe muß daher einer älteren Schichtgruppe äquivalent sein. — Jedenfalls verschmälert sich der von ihnen eingenommene Streifen gegen Osten schnell und spitzt zwischen den südwärts überkippten Gneisschuppen aus; die letzten (östlichsten) Vorkommen sind die Serizitschiefer östlich des Steinriesentales (am Aufstieg von der Gollinghütte zum Klafferkessel), sie liegen also unter dem Gneis des Greifenberges. Vielleicht gehören hierher auch die vorerwähnten phyllitischen Gesteine der nächst höheren Synklinale bei der Preintalerhütte (S. 142).

Auf der Lungauer Seite des Hauptkammes folgt südlich der vorher (S. 140) erwähnten Antiklinale von „Hornblendegneis“ im Prebergebiet abermals eine Schuppe von grobfasrigen bis porphyrischen Gneisen<sup>218</sup>, die im allgemeinen flach gelagert sind, am Südrand ihrer Verbreitung aber steil südlich unter die Granatenglimmerschiefer der merkwürdigen Hochfläche von Krakau hinabtauchen. Quer über diese Hochfläche ziehen Marmore und Amphibolite des Murzuges (S. 138), von Oberwölz her in OW zum Prebertörl streichend. Bei Schöder weicht der Rand des Gneises gegen Norden zurück, die Marmorzüge bilden das in einer S-Krümmung ab.

Granatenglimmerschiefer bilden in ziemlich flacher Lagerung das Gebirge von hier südwärts<sup>219</sup> und sind die Unterlage des Paläozoikums von Turrach, Paal und Murau. Gneis findet sich da am Lasaberg eingeschaltet und andererseits in zwei schmalen Lagern, die von der Bundschuhmasse ausgehen (S. 132), entlang der Nordgrenze des Paläozoikums von Turrach (bis zum Paalgraben). Marmor- und Granatamphibolitzüge finden sich mit flachem SO- und S-Fallen bei Kendlbruck und Predlitz (Amphibolit zirka 2 km nördlich von Turrach) und begleiten zwischen Stadl und Lutzmannsdorf das südliche Murtalgehänge<sup>220</sup>. Nahe bei Turrach geht die flache Lagerung flexurartig in steiles Südfallen über.

Dieses Altkrystallin (dunkle und helle Glimmerschiefer mit erbsengroßen Granaten, vielleicht auch Staurolithgneise, dann Amphibolit, Marmor, Lager von Granitgneis, letztere die Ausläufer der sonst nicht zu Steiermark gehörenden Bundschuhmasse, zu oberst Lagen von quarzitischen Schiefern, die dem Plattelquarz oder Weißstein der Grauwackenzone gleich sind und z. B. an der unteren Brücke im Ort Turrach anstehen) fällt bei OW-Streichen und scharfem Südfallen unter das Paläozoikum von Turrach ein. Die Falten des Paläozoikums (S. 25) streichen ONO bis NO, bilden also einen spitzen Winkel zum Streichen der altkrystallinen Unterlage. Offensichtlich sind beide Elemente tektonisch von einander gelöst, wofür auch die starke Zertrümmerung in den Kalkzügen (so beim Ort Turrach) spricht<sup>220a</sup>. Dafür, daß zwischen dem Altkrystallin und dem Paläozoikum auch eine stratigraphische Diskordanz liegt, spricht der Unterschied zwischen dem in großer Tiefe umgeformten Altkrystallin (unterste Tiefenstufe) und den höchstens halbmetamorphem Phylliten (oberste Tiefenstufe), also der normale Hiatus in der Metamorphose zwischen Altkrystallin und Paläozoikum<sup>221</sup>; ferner spricht dafür der Plattelquarz (= rekrystallisierter Granitgrus), sowie der Umstand, daß verschiedene Glieder



Dr. K. Hassack phot.

### **Niedere Tauern: Hohe Wildstelle und Oberer See.**

Typische Gneislandschaft. Unter der Wildstelle liegt ein Kar.

Der See liegt in einer tieferen Karstufe.



des Paläozoikums an die Grenze herantreten. Ob die verschiedenen Kalkzüge tektonische Wiederholungen eines Niveaus sind oder stratigraphisch verschiedene Horizonte, ist vorläufig nicht zu entscheiden; auch zwischen den Spateisenstein- und den Magnesit führenden Kalken kann kaum verlässlich dem Alter nach unterschieden werden. Auch im Paläozoikum liegt eine Diskordanz zwischen den tieferen Gruppen und dem Komplex der Konglomerate; so sind im Westen (z. B. im Kendlbruckergraben) die Konglomerate nur durch einen Kalkzug vom Grundgebirge getrennt, im Osten aber liegen sie immer über größeren Kalk- und Schiefermassen und enden am Schoberriegel (am

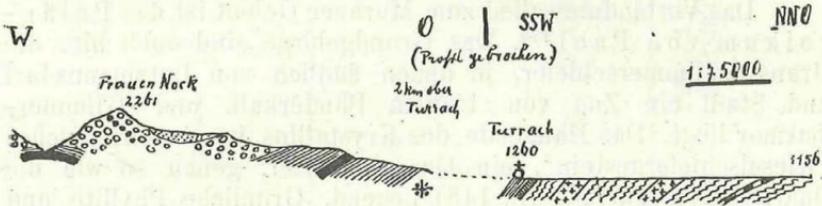


Fig. 25. Profil durch das Turracher Gebiet (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner. Punkte = rote Konglomerate (Trias). Ringe = graue Konglomerate. Dicke Punkte = Pflanzenführende Schiefer (unter 2261). Enggestellte Linien = „Semriacher Schiefer“ = paläozoische Phyllite. Schwarze dicke Striche = Erzführender Kalk. Senkrecht zum Schichtverlauf gehende enggestellte Striche = „Plattenquarz“ (über dem Krystallin bei Turrach). Enggestellte Wellenlinien = Granatenglimmerschiefer. Kleine Kreuze = Granitgneis. Schmale Bänder, abwechselnd weiß und schwarz = Amphibolit. Das große Kreuz, in dessen Quadranten je ein Punkt steht, bezeichnet die Stelle, wo wahrscheinlich eine tiefere, hier aber nicht aufgeschlossene Schuppe (Konglomerat mit Anthrazit, Schiefer und Kalkzug) in das Profil hereinspitzt.

Turrachsee). Auch daß Schiefer und Kalk eng verschuppt sind, die Konglomerate dagegen mehr in weite, flache Falten gelegt sind, dürfte nicht bloß dem verschiedenen Verhalten gegen Druck und Biegung, sondern auch einer ursprünglichen Diskordanz zuzuschreiben sein. Bemerkenswert ist der Umstand, daß in der Hauptmasse der Konglomerate nur einige Gerölle von den „Semriacher Schiefen“ gefunden worden sind, solche von erzführendem Kalk erst in den roten Konglomeraten, die in vielem mit dem Perm der Südalpen, aber auch mit den Werfener Schichten (z. B. am Prebichl) zu vergleichen sind (S. 27). Die Schiefer mit den Oberkarbonpflanzen (Fundorte: Nordostgrat des Karlnock-Königstuhl, Nordhang des Frauennock, östlich vom Turracher See, Nesselgraben usw.) und die Anthrazitlinsen halten nicht genau das Niveau, gehören aber zum höheren Teile des Komplexes.

Die Serie ist im Großen wie in den Einzelheiten (Gesteins-tracht, Mineralisation und Erzführung) genau die der Grauwackenzone (z. B. Sunk bei Trieben, Erzberg). Leider bleibt diese Ähnlichkeit rein theoretisch, denn die auf steirischem Gebiet liegenden Bergbauprodukte sind nicht jenen der Grauwackenzone gleichwertig. — Gegen Murau ist die Faziesdifferenz eigentlich groß, aber ein ähnliches Beispiel bietet das Grazer Paläozoikum mit der Verschieferung des Schöckelkalkes. Ebenso verschiefern die Turracher Kalke schnell gegen Südosten ins Kärntner Gurkgebiet. Es ist daher wenig zu wundern, wenn sie gegen Murau stark anschwellen, auch innerhalb der Murauer Mulde selbst sind ähnliche Faziesänderungen vorhanden (S. 148).

Das Verbindungsglied zum Murauer Gebiet ist das Paläozoikum von Paal<sup>222</sup>. Das Grundgebirge sind auch hier die Granatenglimmerschiefer, in denen südlich von Lutzmannsdorf und Stadl ein Zug von blauem Bänderkalk und Glimmermarmor liegt. Das Hangende des Krystallins ist ein serizitisches „Kieselschiefergestein“, ein Quarzitschiefer, genau so wie die Quarzite von Turrach (S. 145) liegend. Grünliche Phyllite und Kalk sind nur teilweise an der Basis der Scholle entwickelt (Nordecke des Kreischberges, Ostgrenze längs des Lorenzergrabens zwischen Prankenhöhe und Paalgraben und besonders im Hausenock westlich vom Paalgraben, wo sich auch Kieslager im Kalk finden). Diese tieferen Glieder fehlen, weil sie vielleicht vor dem Absatz der Konglomerate und Graphitschiefer des Karbons, die den Rest der Scholle bilden, bereits abgetragen worden sind; vielleicht sind sie auch tektonisch reduziert. Ein Vergleich der Mächtigkeiten mit Murau ist daher kaum möglich, obwohl die Gesteinstypen (Kalke, Phyllite, Grünschiefer) dieselben sind. Über dem muldenartig eingebogenen Altkrystallin der Granatenglimmerschieferserie, die in den hangendsten Gliedern fast den Namen „Granatphyllit“ verdienen würde, liegt das Murauer Paläozoikum<sup>223</sup>. Der liegende Teil dieser Serie hat eine vorwiegend kalkige Zusammensetzung; es erscheinen da gut geschichtete krystalline Kalke und Kalkschiefer, deren Mächtigkeit gegen Osten bedeutend zunimmt. In der Gegend von Oberwölz treten im Hangenden der Kalkschiefer gelbe, undeutlich geschichtete Dolomite auf. Als zweites Glied der kalkigen Serie sind biotitführende, daher hellbraune kalkreiche Schiefer zu nennen; sie gehen vielfach in glimmerreiche Plattenkalke über und wechsellagern mit graphitischen Schiefern. Ferner sind Grünschiefer zu nennen. In der Regel liegen Kalkschiefer unter den Kalken; so folgt über den Glimmerschiefern von Pachern zuerst eine Reihe von kalkreichen Phylliten und darüber erst

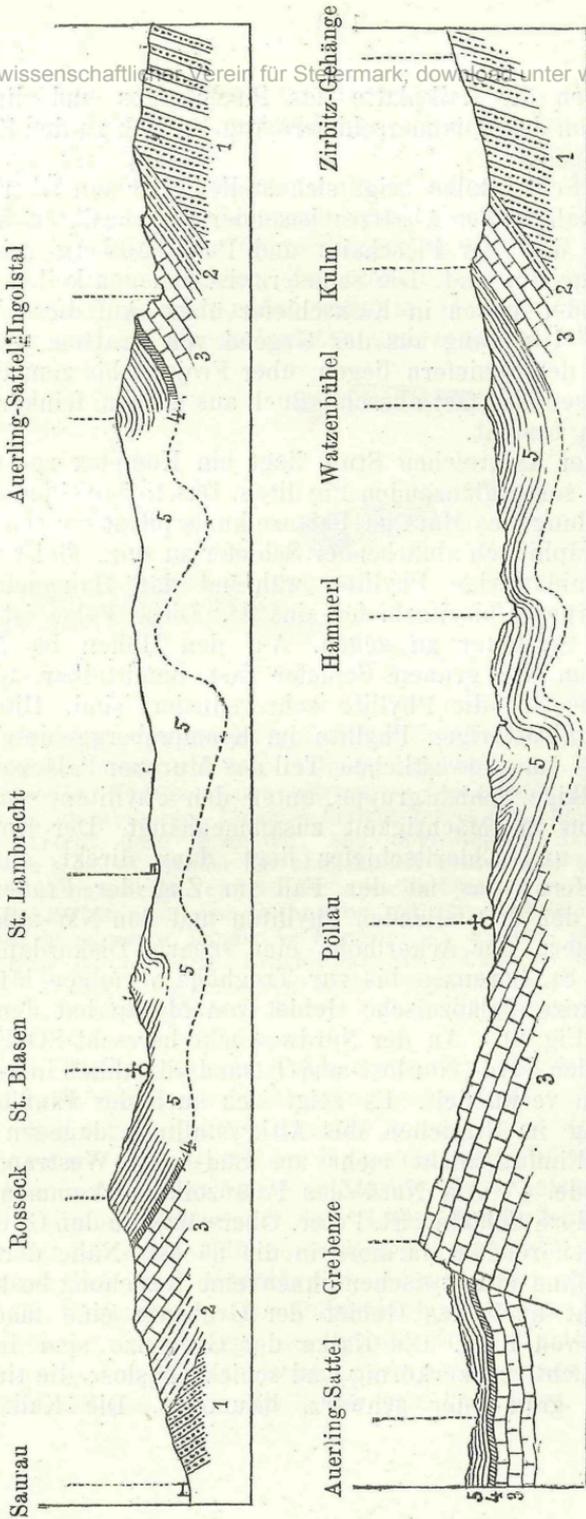


Fig. 26. Profil durch die Grebenze und die Neumarkter Mulde (nach Geyer, V. 1893). 1 = Gneise, 2 = Kalkreiche Phyllite. 3 = Kalk der Grebenze und Bänderkalksteine. 4 = Graphitische Tonschiefer. 5 = Quarzreiche Phyllite und Grünschiefer.

mit SW-Fallen die Kalkplatte des Puxerberges und dieselbe Folge führt von den Glimmerschiefern von Frojach zu den Kalken des Blasenkogels.

In der Schichtfolge zeigt sich stellenweise ein Überhandnehmen der kalkreichen Absätze; besonders gegen Osten ist das der Fall, so daß der Pleschaitz und Puxerkalkberg reichlich aus Kalk aufgebaut sind. Die Schieferzwischenlagen keilen gegen Osten aus oder gehen in Kalkschiefer über. Auf diese Weise läßt sich der Übergang aus der Gegend von Tratten, wo zwei Kalklager in den Schiefeln liegen, über Frojach bis zum Puxerberg nachweisen, der fast ausschließlich aus grauen, feinkörnigen Bänderkalken besteht.

Über der kalkreichen Stufe liegt ein Komplex von Grünschiefern und seidenglänzenden Phylliten. Das tiefste Glied dieser oberen Abteilung des Murauer Paläozoikums pflegt ein schwerer, schwarzer, graphitisch abfärbender Schiefer zu sein. Meist folgen darüber dünnblättrige Phyllite, während das Hangende des Komplexes grüne Chloritschiefer sind<sup>224</sup>. Diese Folge ist z. B. südlich von St. Peter zu sehen. Auf den Höhen bei Murau dagegen liegen die grünen Schiefer fast unmittelbar auf der kalkigen Stufe, da die Phyllite sehr reduziert sind. Hingegen sind die dünnblättrigen Phyllite im Kramersberggebiete sehr verbreitet. — Im südwestlichen Teil des Murauer Paläozoikums fehlt die kalkige Schichtgruppe unter den Phylliten, was mit der Reduktion an Mächtigkeit zusammenhängt. Der Komplex der Phyllite und Chloritschiefer liegt dann direkt auf den Glimmerschiefern; das ist der Fall im Zug der Frauenalpe, wo zwischen den NO-fallenden Phylliten und den NW-fallenden Glimmerschiefern der Ackerlhöhe eine scharfe Diskordanz ist, die sich von St. Lorenzen bis zur Troghöhe verfolgen läßt.

Das ganze paläozoische Gebiet von Murau hat den Bau einer Mulde (Fig. 26). An der Nordwestecke herrscht SO-Fallen, das sich über den Nord-, Nordost- und Ostrand allmählich in S-, SW- und W-Fallen verwandelt. Es zeigt sich auch der Einfluß der Bogenwendung im Streichen des Altkrystallins; dagegen zeigt sich dieser Einfluß nicht mehr am Süd- und Westrand der Murauer Mulde. — Am Nord des Paläozoikums kommen vielfach (Krakaudorf, Schöder, St. Peter, Oberwölz) die den Glimmerschiefern angehörenden Marmore in die nächste Nähe der Murauer Kalken, ohne daß zwischen ihnen eine Beziehung bestünde. Im Osten hat auch das Gebiet der Grebenze eine mächtige Entwicklung von Kalk. Die Kalke der Grebenze sind in der Gipfelpartie licht, zuckerkörnig und schichtungslos; die tieferen Partien sind grau oder schwarz, bituminös. Die Kalke der

Grebenze und deren Fortsetzung im Kalkberg schneiden gegen das westlich folgende Phyllitgebiet scharf an einer Störung ab, die vom Auerlingsattel bis St. Lambrecht zu verfolgen ist. Gegen Osten fallen die Kalke unter die Phyllite von Neumarkt ein. Als Gegenflügel der Grebenzenkalke taucht der Zug des Kulm hervor, der über den Görtschitzgraben und den Olsabach mit der Grebenze in direktem Zusammenhang steht. — Die Mulde von Murau-Neumarkt endet nicht im Gebiete des Neumarkter Sattels, sondern die geologische und orographische Depression

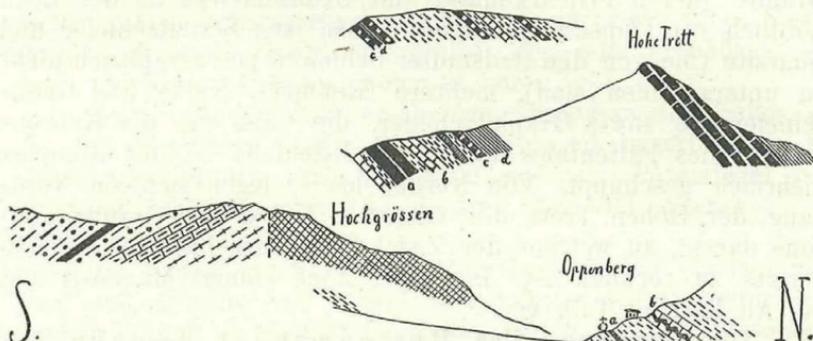


Fig. 27. Profil des Hochgrößen (unveröffentlichtes Profil von R. Schwinner). Enggestellte Linien = Kohlige Schiefer (d). Schwarze Rechtecke, durch dünne weiße Zwischenräume getrennt = Bänderkalk (Hohe Trettach). Parallele, unterbrochene Linien = Serizitschiefer (bei Oppenberg). Bänder mit senkrecht dazu gestellten, eng angeordneten Linien = Quarzit (zwischen b und e). Bänder mit abwechselnd weißen und schwarzen Rechtecken = Glimmerkalk (c). Bänder aus Rechtecken = Grünschiefer (b). Dieselbe Signatur, in den Rechtecken mit kurzen Strichen = Amphibolit. Einheitlich schwarze Bänder = Marmor (a). Kreuze, deren einer Arm sehr lang ist = Gneis. Strich-Punkt-Strich-Punkt = Granatenglimmerschiefer. Dünne, eckig gebrochene Linie = Granitaplit (in b ober Oppenberg). Schiefe, gekreuzte Linien = Serpentin (Hochgrößen).

hat ihre Fortsetzung im Gebiete des Krappfeldes; ebenso setzt sie sich in der anderen Richtung gegen Paal und Turrach fort.

Wie schon S. 139 bemerkt wurde, wird der Nordostquadrant des großen Bogens der Wölzer Tauern von dem anstoßenden Seckauer Massiv überschoben. Die äußerste Amphibolitzone fällt unter den Gneis, der äußerste Marmorzug des Brettsteinzuges fällt unter diesen Amphibolit oder wo dieser (wie nördlich von Möderbruck) fehlt, direkt unter den Gneis ein. Die Fortsetzung der Pölslinie läuft weiter bis Oppenberg und Irnding. Hier liegt der große Serpentinstock des Hochgrößen<sup>225</sup>, dessen tektonische Lage analog jenem von Kraubath, der am anderen Ende der Linie von Pöls liegt.

Die Überschiebung, die im Vorpellen der Bösensteingruppe noch am schönsten ausgedrückt ist, geht gegen Nordwesten in eine südwestlich überkippte Antiklinale über, welche den Marmor- und Amphibolitzug, der beim Ort Oppenberg schwach einsetzt und gegen den Zusammenfluß der Gollingbäche beträchtliche Mächtigkeit gewinnt, überlagert und bis Aigen-Irdning vorstößt; sie schneidet dadurch die Zone der Ennstaler Phyllite gegen Osten ab. An Gesteinen nehmen an dieser Falte noch teil: Gneis bis Horningalm südöstlich von Oppenberg, Granite (deren Primärkontakt mit Grünschiefern an der Ecke nördlich von Oppenberg aufgeschlossen ist), Serizitschiefer und Quarzite (die von den Radstädter Schieferen petrographisch nicht zu unterscheiden sind), mehrere Glimmer-, Kalk- und Grünschieferzüge sowie Graphitschiefer, die ganz wie die Karbonschiefer des Paläntales aussehen. Jedenfalls ist der Komplex mehrfach geschuppt. Von Norden her<sup>226</sup> legen sich am Nordhang der Hohen Trett die untersten Kalke der Grauwackenzone darauf, zu welcher der Zwickel Fischern-Lassing-Strechen bereits zu rechnen ist. In dieser Zone kommt Magnesit und bei Alt-Lassing Talk vor.

Die Gneismasse der Rottenmanner Tauern, der Bösensteingruppe<sup>227</sup> besteht aus einem NW-streichenden Komplex von Schiefergneisen (Paragneisen), in welchen Orthogneise granitischer Abkunft und fast unveränderte Granite stecken. Es herrschen dieselben Verhältnisse wie in der Wildstellenmasse. Richtungslose, kaum gepreßte Granite bilden z. B. den Bösensteingipfel und den Großteil seines Grates gegen den Polster und steigen in den Strechengraben hinab. Der Granit bildet scheinbar einen Kern und mehrere Lager. Ein solches Lager erstreckt sich nahe der Grenze gegen die Grauwackenzone von der Globukenalm bis über die Pacheralm. Alle Granite sind ziemlich feinkörnig und oft porphyrisch. — Neben den Graniten haben Granitgneise eine große Bedeutung; sie sind älter, haben eine heftige Durchbewegung, die zur Schieferung führte, und eine Umkrystallisation mitgemacht; sie haben dieselbe Metamorphose erlitten, welche aus ihrer Hülle die Paraschiefer schuf.

Über den Sattel des Hohen Tauern hängt die Bösensteingruppe mit den Seckauer Tauern<sup>228</sup> zusammen, von deren Beziehung zum Brettsteinzug schon die Rede war. In dieser Gruppe sind auch Granite und granitische Orthogneise vorhanden; diese beiden sind so eng miteinander verknüpft, daß sie im ganzen einen großen Komplex vorstellen. Aber im Detail sind die richtungslos körnig-struiereten granitischen Gesteine von den Orthogneisen (Gneisgraniten oder Granitgneisen) mit

ihrer deutlich ausgeprägten Schieferung zu trennen. Im großen bildet der Granit zwei Massive, welche durch Gneisgranit miteinander verbunden sind. Das westliche Granitmassiv reicht von der Tauernstraße von dem Gehöft Grasser über St. Johann bis P. 1148 (Stuhlpfarrer) nach Osten bis Ingering; es wird im Norden begrenzt durch eine Linie, welche vom Sonntagskogel über den kleinen Griesstein, Speikleitenberg, Semlerkogel zur Waldsäge in der Ingering geht; im Süden zieht die Grenze vom Grasser über Lanneck und Reppenstein in die Ingering. Besonders im Zentrum des Gebietes und im Osten tritt die richtungslose, reingranitische Textur zutage; meist ist es Biotitgranit, oft auch Zweiglimmergranit, der sehr grobkörnig ist; auch dioritische Gesteine kommen vor.

Im zweiten Massiv erscheinen besonders am Zinken auf der Schwaigerhöhe, dann durch Gneisgranit unterbrochen bei der Schwaigerhütte, Schwaigeralpe und am Pabstriegel rein richtungsloskörnige Granite; sie sind aber viel seltener als im ersten Massiv.

Im Süden und Norden von den Graniten sind Gneisgranite, das sind Granite mit scharf ausgeprägter Paralleltexur entwickelt. Auch in der Zinkenmasse treten sie auf. Besonders schöne Granitgneise oder Gneisgranite stehen im südwestlichen Teil des Gebirges, z. B. bei Loretto, an der Pletzen, bei Finsterwald, am Abhang des großen Ringkogels, zwischen Gaalereck und Griesstein, am Osthang des Zinken, bei Maria-Schnee im Zinkengebiet, in der Ingering beim Jagdhaus an. Des öfteren alternieren Granit und Gneisgranit, z. B. zwischen Zinken und Mitterplankuppe. Dazu treten vielfach noch Paragneise. Auch Augengneise mit großen porphyrischen Feldspaten fehlen nicht (z. B. Osthang des Hochreichart).

Die gesamte Serie der Seckauer Tauern streicht NW-SO, zieht aber, und zwar in steiler Schichtstellung, gegen die Mur, wobei sie sich verschmälert. Sie überschreitet die Mur zwischen St. Michael und St. Lorenzen und bereitet sich zur großen Bogenwendung des Streichens vor, welche die Fortsetzung der Seckauer Tauern über St. Michael in WO und dann in der Brucker Gegend SW-NO streichen läßt. Die hellen Gneise der Seckauer Tauern machen so eine Bogenwendung des Streichens durch, die gegen Süden konvex ist und gerade der Südspitze der böhmischen Masse gegenüber liegt. Dabei ist das Fallen durchaus gegen die Innenseite des Bogens gerichtet<sup>229</sup>.

In der Fortsetzung der Pöslinie, an der Grenze des Seckauer Bogens, schmiegt sich von St. Lorenzen ab der Zug der Gleinalpe an. Die zwei fast unter einem rechten Winkel

streichenden Bögen lenken ihr Streichen parallel zu einander, sie vereinigen sich — man nennt das eine Scharung — zu einer scheinbar untrennbaren Masse<sup>230</sup>. Aber die Gesteine der beiden nebeneinander streichenden Gebirge sind verschieden, so daß sie auf einer geologischen Karte trennbar sind. Ihre Berührungsfläche, die Pölslinie, ist eine steil stehende Bewegungsfläche, eine große tektonische Linie (S. 155).

An dieser Linie liegt der Serpentinstock von Kraubath<sup>231</sup>. Er wird von einem peridotitischen Gestein (aus Olivin und Bronzit, mit Nestern von Chromit bestehend) aufgebaut, das vielfach sehr wenig serpentinisiert ist und daher nicht dem Begriff Serpentin, sondern dem Dunit entspricht. Die Nordgrenze des Peridotites zeigt noch die ursprünglichen Verhältnisse des Kontaktes mit dem Gneis. An der Südseite haben jüngere, lebhaftere tektonische Bewegungen zur Entstehung einer dicken Zone von Antigoritserpentin geführt. Im Serpentin tritt in Schlieren Chromeisen auf und in unregelmäßigen Gangtrümmern setzt durch den Serpentin dessen Umsetzungsprodukt, Magnesit (Gelmagnesit), durch. In der Nähe des Serpentins, aber kaum mit ihm in einem kausalen Zusammenhang stehend, entspringt die Mineralquelle St. Lorenzen-Fentsch.

Antigoritserpentin steht auch am Dremmelberg bei Knittelfeld an<sup>232</sup>. — Die südöstliche Begrenzung des Schieferbogens der Niederen Tauern hat mit der den Nordostrand bildenden Pölslinie große Ähnlichkeit. Auch längs der Mur finden wir mit OW-Streichen einen solchen Wechsel von Marmor, Amphibolit und verschiedenen Glimmerschiefern<sup>233</sup>. Und der äußerste (südlichste) Marmorzug fällt südwärts unter eine Serie von Amphiboliten und Granatamphiboliten. Diese Marmore und Amphibolite bilden schon die nördlichsten Gesteinszüge der Seetaler Alpen, sie sind die Basis derselben und fallen unter die Masse der Schiefergesteine der Seetaler Alpen ein.

In der gewaltigen Masse der Seetaler Alpen<sup>234</sup> ist sehr wohl zu trennen zwischen den durch oft große Marmorlager ausgezeichneten Gebieten des Nord- und Nordostfußes und den marmorarmen Hochregionen. Die Marmore von Unzmarkt, St. Georgen, Judenburg wurden schon behandelt (S. 135). Der Marmorzug Scheifling-Unzmarkt-Judenburg fällt gegen Süden ein<sup>235</sup>. Im Moschitzgraben bei St. Peter ob Judenburg beobachtet man eine südfallende Serie von Gneis, Hornblende-gesteinen, Pegmatitgneis, zwei Marmorbänder und darüber die Masse der Schiefergesteine der Seetaler Alpen<sup>236</sup>. Bei Judenburg fällt der mächtige Marmor gegen Süden unter eine Serie von Amphiboliten und Schiefergesteinen. Im genannten Graben

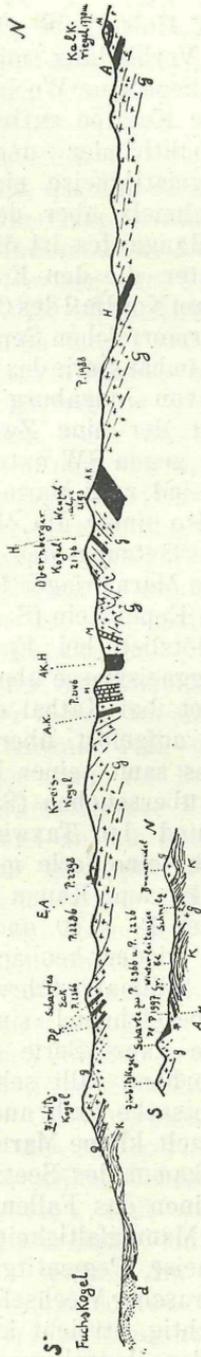


Fig. 28. Profil des Hauptkammes der Seetaler Alpen (nach unveröffentlichten Beobachtungen von R. Schwinner und F. Heritsch). d = Diaphthorite. G = Schiefergneiss vom Typus der Grössinggneiss, durchsetzt von Granitgneissen und Pegmatitgneisslagen. Pl = Plagioklasgneiss (mit dioritischem Aussehen). EA = Ektogitamphibolit. A = Amphibolit. H = Hornblendegranatgneiss. AK = Amphibolit und Knetgestein aus Ektogitamphibolit + Gneiss + Marmor. AKH = Knetgestein aus Ektogitamphibolit + Hornblendegranatgneiss + Gneiss + Marmor. K = Sillimanitgneiss (Kornblendegneiss).

liegt bei der Mühle unter der Holserhuben ein Aufschluß, der den südfallenden Marmor in Verbindung mit Schiefen, hier Diaphthoriten, zeigt. Darüber liegt eine Wechselfolge von Paragneisen jener Serie, welche die Koralpe aufbaut; in diese Gesteine schalten sich Amphibolitbänder und auch Marmore (Reiterbauer), ferner viele Pegmatitgneise ein. Diese Gesteine reichen auf dem Weg zur Schmelz über den Brandwald bis über die Schmelz hinauf. Ihr Hangendes ist die Orthogneisserie, vielfach von Granitgneischarakter, die den Kamm in der Hochregion aufbaut (S. 153). So liegt am Nordfuß des Gebirges die Hauptmasse der Schiefer auf der marmorreichen Serie, welche dieselbe Zusammensetzung hat wie die Almhausserie des Stubalpengebietes.

Der Marmor läßt sich von Judenburg bis Kärnten verfolgen<sup>237</sup>. Bei Judenburg fällt der eine Zweig des Marmors gegen NO (S. 135), der andere gegen SW unter die Seetaler ein. Im Gebiete des Reiflingeckes sind zwei Marmorzüge vorhanden, von denen der innere SW, also unter die Masse der Seetaler Alpen einfällt; er ist die Fortsetzung des Marmorzuges von Scheifling (S. 135). Das äußere Marmorlager bildet den Lichtensteinberg und trägt die Ruine Eppenstein (S. 159); er endet in seiner großen Mächtigkeit plötzlich bei Eppenstein-Mühdorf, denn er wird von der Ammeringgneismasse überschoben (S. 159). Das innere Lager überschreitet bei Kathal den Granitzenbach und streicht in kleine Reste aufgelöst über Obdachegg nach Kärnten weiter; dabei wird es samt seiner begleitenden Serie von der Ammeringgneismasse überschoben (S. 159).

In den gegen Obdach und den Taxwirt herabziehenden Rücken der Seetaler Alpen zieht eine Serie mit vielen Marmorbändern; diese beginnen z. B. am Kamm vom Königstein-Zanitzenalpe zum Taxwirt unter P. 1470 und reichen bis zum genannten Wirtshaus. Immer wieder beobachtet man schmale Marmorbänder im Wechsel mit Sillimanit führenden Paragneisen, wie solche für die Koralpe bezeichnend sind; dazu gesellen sich viele Pegmatitgneise. Die ganze Serie ist sehr steil aufgerichtet; das oberste Marmorband fällt sehr steil unter eine Schieferserie ein, die der Hauptsache nach aus denselben Paragneisen besteht und nur vereinzelt kleine Marmorbänder enthält; je mehr man sich dem Hauptkamm der Seetaler Alpen nähert, desto flacher wird im allgemeinen das Fallen. Auf der Presner Alm ist wieder eine größere Mannigfaltigkeit vorhanden; dort sind bei 40° Westfallen Paragneise, Pegmatitgneise, Amphibolite und Marmore in lebhafter und rascher Wechsellagerung begriffen; einer der Marmorzüge ist mächtig, streicht aus Kärnten herauf und zieht in den Westabfall des Hauptkammes hinein.

Zwischen der Presner Alm und dem Zirbitzkogel besteht der Kamm aus meist sehr flach liegenden Paragneisen, in welche sich äußerst selten Marmore einschalten (z. B. Südseite des Fuchskogels); vielfach ist ganz horizontale Lagerung verbreitet; wo aber eine Aufrichtung vorhanden ist, handelt es sich um OW-Streichen, also um ein Streichen, das von jenem des Ost- und Westfußes der Gruppe scharf verschieden ist; doch geht das eine in das andere über. Der Kamm wird vom Zirbitzkogel an (Fig. 28) von Gneisen zum Teil granitischer Herkunft eingenommen, deren Widerstandsfähigkeit er seine Höhe verdankt. In diese sind dünne Lagen anderer Gesteine eingeschaltet, so z. B. einzelne Marmorbänder, dann Pegmatitgneise und Paragneise, ferner verschiedene Hornblendegesteine. Von diesen Hornblendegesteinen seien die schönen, mächtig am Aufstieg aus dem Kar ober dem Großen Winterleitensee zum Zirbitzkogel, ferner am Scharfen Eck (P. 2366) entwickelten, dioritähnlichen Plagioklasgneise, dann die Amphibolite und die besonders interessanten Zertrümmerungsgesteine (Mylonite, bestehend aus durcheinander gemischtem Gneis, Eklogitamphibolit und Marmor) von der Wenzelalpe zu erwähnen. Nördlich von der Wenzelalpe, im Gebiete gegen den Kalkriegel, ist diese ganze Serie auf die marmorreiche Schiefergneisserie des Nordfußes der Seetaler Alpen aufgeschoben. — Wie schon erwähnt wurde, ist der zentrale Teil, der Hochgebirgskamm, arm an Marmoren. Außer den im Profil eingezeichneten Marmoren sind kaum bemerkenswertere Vorkommen vorhanden; einzelne führen Tremolit und an das Band in der Schmelz ist ein kleines Spateisensteinlager geknüpft. Hauptsächlich sind Hornblendegesteine und Pegmatitgneis (oft mit großen Glimmertafeln) in Verbindung mit den Marmoren.

Gegen Westen sinken die Gesteinszüge der Seetaler Alpen flexurartig unter das Murauer Paläozoikum (S. 146), gegen Osten schließen die Brettsteinzüge (S. 154) an, die von der Ammeringmasse überschoben werden und die Paragneise der Seetaler Alpen setzen mit ihren SW-Streichen in die Koralpe fort.

Der lange Gebirgszug vom Rennfeld über die Hochalpe zur Gleinalpe besteht aus zwei Komponenten (S. 152), aus den hellen Gneisen, welche die Fortsetzung der Seckauer Tauern sind, und aus den von der Stubalpe herstreichenden Gesteinszügen, unter denen die Amphibolite eine bedeutende Rolle spielen. Im Rennfeld scheint eine einfache Antiklinale aus Amphiboliten vorzuliegen; diese fallen gegen NNW unter die Grauwackenzone bei Bruck und der andere Flügel fällt gegen SSO unter das Paläozoikum der Breitenau ein. Auf

der Südseite der Antiklinale ist eine Störung der einfachen Lagerungsbeziehungen zum Paläozoikum vorhanden; denn auf der Strecke Eiweggsattel-Obersattler-Ecker-Gabraun-Pernegg liegen auf südfallenden Amphiboliten graphitische und serizitische Schiefer, schieferige Sandsteine und Kalke, kurz eine Serie von der Basis des Hochlantschdevons (S. 196); und über dieser Serie liegen wieder mächtige Amphibolite, deren Hangendes das Paläozoikum der Hochlantschgruppe ist. Es handelt sich da um eine Synklinale oder um eine aus einer solchen hervorgegangene Schuppung<sup>238</sup>, in der auch Serpentin (bei Gabraun) vorkommt<sup>239</sup>.

Sowie im Rennfeld ist im Detail, beim petrographischen Studium der Gesteine, die Mannigfaltigkeit der Amphibolite der Brucker Hochalpe<sup>240</sup>. Sehr verschiedene Amphibolite und andere Hornblendegesteine, dann verschiedene helle Gneise sind vorhanden. In einem Steinbruch bei Traföß ist Serpentin aufgeschlossen und benachbart sind Dioritporphyrite; bei der Station Mauthstadt ist in körnig-streifigem Amphibolit ein hellgrüner bis graulichgrüner Diopsidfels vorhanden<sup>241</sup>. Ein Profil über die Hochalpe zeigt südlich vom Kamm eine flache Antiklinale aus Amphiboliten. Über deren Südschenkel baut sich eine Schieferserie auf, die im wesentlichen aus Hornfelschiefern, hellen Glimmerschiefern und auch Marmorbändern besteht; am Waldkogel liegt in dieser Serie, die eine streichende Fortsetzung der entsprechenden Zone der Gleinalpe ist, Antigoritserpentin. Die hohen Teile des Hochalpenkammes sind aus Granitgneis aufgebaut, der dem Nordschenkel der Amphibolitantiklinale aufliegt; in den Granitgneis sind Schieferbänder, auch Granitgneisquarzite eingelagert. Die Granite sind kataklastisch nicht verändert, das heißt, sie haben keine postkrystalline Pressung mitgemacht. — Mit scharfer Grenze folgt gegen Norden ein Komplex von kataklastisch durchbewegten Granitgneisen und ebensolchen Pegmatitgneisen; das ist die Fortsetzung des Seckauer Zuges, der noch bei der vorgosauischen Gebirgsbildung von der Bewegung betroffen wurde, im Gegensatz zum südlicheren Krystallin, das nicht mehr gefaltet wurde. In diesen Granitgneisen und auch in den südlichen liegen Amphibolite.

Das ganze System setzt zur Gleinalpe fort (Fig. 29). Da unterscheiden wir folgende Serien vom Liegenden zum Hangenden: 1. Zu tiefst erscheint ein Kern von Graniten und Granitgneisen (vergleichbar der Ammeringserie der Stubalpe, auch hinsichtlich der Trennung von Granit und Orthogneis); darin finden sich Aplite und Pegmatite, ferner Amphibolitzüge, deren Verteilung unregelmäßig ist. Der Granitkern hat folgende Südgrenze: vom Gleinalmhaus in NNO-Richtung zum Hojer,



© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)

weiter über den Pulsterriegel in das Gleintal beim Jantscher, von dort über den mittleren Humpelgraben zum Nordhang des Fuchskogels und zum Südfuß des Lebenkogels; weiter gegen Osten spitzt er aus. Die Granitgneise bilden den Kamm der Speik- und der Polsteralpe und reichen weit nach Norden hinab (z. B. 1591, Zehneranger, dann in der hinteren Lainsach). Ihre Nordgrenze ist unsicher, im nördlichen Teil sind auch Amphibolitzone vorhanden. Auch hier ist der nördliche Teil des Granites kataklastisch verändert, der des Kammes und der Südseite aber nicht. Die Westgrenze des Granitkernes ist unbekannt; Granit ist noch im Gleintal beim Schlafer zu sehen.

2. Den Südrand des Granites begleitet vom Roßbachkogel bis zum Nordhang des Waldkogels im Pöllergraben eine Augengneiszone. Sie ist der Speikserie des Stubalpengebietes äquivalent und zu ihr muß man die Amphibolite im Granit rechnen; im Gleinalpengebiet sind die Granite mächtiger entwickelt und haben ihr Dach stärker aufgelöst als in der Stubalpe, daher schwimmen hier die Amphibolite im Granit.

3. Das Hangende bilden mächtige helle Glimmerschiefer mit wechselndem Quarzgehalt (= Rappoltserie der Stubalpe).

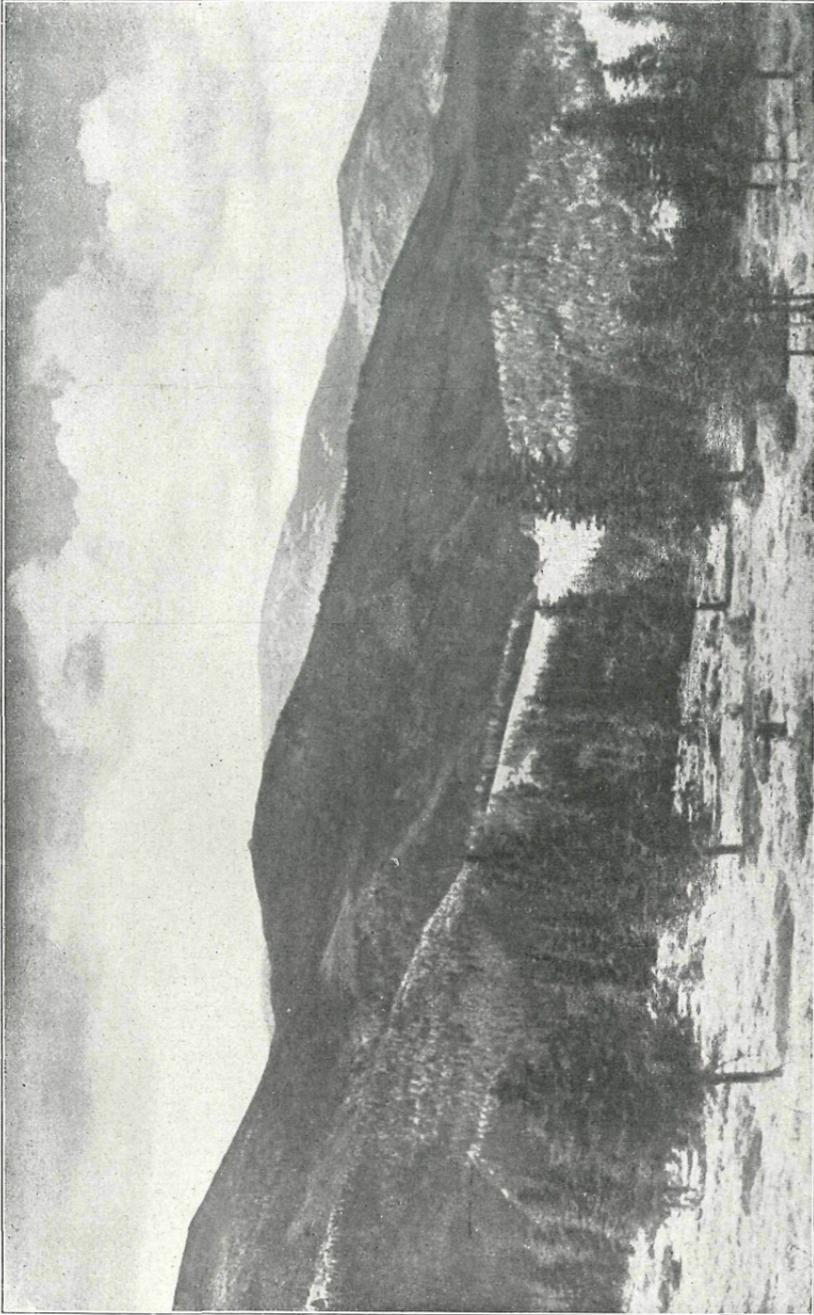
4. Darauf folgt eine Reihe von mächtigen Amphibolitlinsen, von denen einige noch Serpentin führen. Diese Linsen stecken in einer Serie von Marmor, Hornfelschiefern, Pegmatiten, Amphibolitlagen und Zügen von Hornblendegarbenschiefen. Das ist die Fortsetzung der Almhausserie des Stubalpengebietes, die im Streichen ihren Charakter und ihren Gesteinsbestand etwas ändert. Im oberen Teil der Serie werden die Marmore immer mächtiger und zahlreicher. — Darüber liegt mit scharfer Grenze diskordant das Paläozoikum von Graz. — Aus dem Detail der Lagerung sei nur hervorgehoben, daß das Gleintal einer Störung folgt, die noch in das Paläozoikum übertritt; sie macht die beiden Talseiten ungleich (so verschwindet z. B. an ihr der Schöckelkalkzug von Waldstein, er schneidet scharf im Übelbachtal ab). Die Gradener Serie der Stubalpe (S. 164) reicht noch bis zur Roßbachalpe und keilt im oberen Gallmannsecker Kessel in der Marmor-Hornfelszone aus. — In der Gleinalpe fand nach der Krystallisation, welche mit dem Empordringen der Granitmasse verbunden war, keine neuerliche Bewegung mit Diaphthoresis (wie teilweise in der Stubalpe) statt. Daher ergibt sich trotz der verschiedenen durchstreichenden Gesteinszonen ein Unterschied, der durch das Fehlen der mächtigen Paragneismassen der Stubalpe (Teigitsch- und Gradener Serie) verstärkt wird.

Viele Gesteinszüge der Gleinalpe setzen sich mit konstantem NO-SW-Streichen zur Stubalpe (Fig. 30, 31) fort.

Der Kamm, der beide Gebiete verbindet, geht fast genau im Streichen; aber zwischen dem Kamm und dem Murtal bei Knittelfeld lenkt das Streichen in OW ein, konform dem Verhalten im Höhenzug zwischen Fohnsdorf und Gaal; dieses WO-Streichen zeigen die Täler von Glein und Rachau. Im Gebiete der Stubalpe<sup>242</sup>, und gerade dort am stärksten, wo die Straße vom Gaberl nach Weißkirchen absteigt, tritt eine Senkung der Gesteinszüge im Streichen ein; diese bewirkt, daß die Glimmerschiefer eine große Verbreitung am Kamm haben. Sonst aber streichen die Gesteinszüge regelmäßig durch. — In deutlicher Weise läßt sich das Altkrystallin der Stubalpe in wohl unterscheidbare Serien gliedern. Tektonisch am tiefsten liegt eine große Masse von wenig oder auch fast gar nicht geschieferten Orthogneisen granitischer Herkunft (Ammeringorthogneise) im Gebiete des Ammering und Grössing. Mit ihnen als Komplex untrennbar verknüpft sind stark durchbewegte, gut geschieferte Schiefergneise, die sogenannten Grössinggneise; sie sind älter und in sie sind die Ammeringgneise intrudiert. Selten erscheinen Amphibolitbänder in dem ganzen Komplex, der als Ammeringserie bezeichnet wird. Sie bildet im Gebirgsbau einen Dom, denn die Gesteine der Ammeringserie fallen gegen Norden, Osten und Süden unter jene der nächst höheren Serie ein; sehr deutlich sieht man dieses Untertauchen im Profil vom Weißenstein zum Speik oder vom Ammering-Grössingkamm in das Feistritztal und in den Kothgraben. — Auf der Linie Eppenstein-Obdach-Roßbachgraben tritt die Gneismasse mit einem Marmor (S. 154) in Kontakt. Die Gneismasse überschiebt ihn. Der Kalk von Eppenstein taucht hinab (S. 154), bei Obdach ist die Überschiebungsfläche flach gegen Osten geneigt (Klein-Pretal, P. 1123), im Roßbachgraben fällt sie steil östlich ein. Es treten verschiedene Glieder der Marmorserie unter den Gneis (bei Eppenstein Marmor, bei Klein-Pretal Glimmerschiefer, im Roßbachgraben Paragneise).

Über der Ammeringserie liegt im Stubalpengebiet die Speikserie, ein Komplex, der schon von der Gleinalpe her mit gleichbleibenden Charakteren herstreicht; er wird aufgebaut aus dunkelgrünen, schwarzen oder grün-weiß gebänderten (das heißt aplitisch injizierten) Amphiboliten, in geringerem Maße von einem Augengneis mit großen Feldspatporphyroblasten und von Granuliten. Die Verbreitung der Speikserie ist an den Dom des Liegenden gebunden, den sie, einen mehr oder weniger breiten Gürtel bildend, ummantelt. Die Mächtigkeit der Speikserie ist sehr verschieden; man findet kaum zwei Detailprofile, welche sich vollständig gleichen — das ist im übrigen eine allen Serien





Dr. K. Hassack phot.

**Stubalpe, Blick auf den Grössing (im Hintergrund) und den Schwarzkogel,**

gesehen von der Umgebung des Gaberlhauses. Typische Landschaft im Krystallin ohne Karformen: gerundete Bergformen, gleichmäßig eingeschnittene Täler.



Zu Fig. 30. Geologisches Übersichtskärtchen des Stubalpengebietes (gezeichnet nach der unveröffentlichten geolog. Karte der Geolog. Staatsanstalt für das Tertiär und die Kreide, nach unveröffentlichten Aufnahmen von Fr. C z e r m a k im Krystallin zwischen Gaberl, Kleinfestritz und Feistritz und nach den unveröffentlichten Aufnahmen von H e r i t s c h im übrigen Krystallin und im Paläozoikum).

Br = Zone von Obdach (Marmor und Paragneise). Am = Ammeringserie (Ammeringgneise und Grössinggneise). Sp = Speikserie (Amphibolite und Augengneise). R = Rappoltserie (Glimmerschiefer, Marmorzüge). A = Almhausserie (Marmor, Pegmatit, Paragneise). T = Teigitschserie (Paragneise). G = Gradener Serie (Paragneise, Hornfelschiefer). M = Marmor. S = Serpentin. SK = Schöckelkalk. SS = Semriacher Schiefer und Kalkschieferstufe. K = Barrandeischichten. SP = Altpaläozoische Kalke, Kalkschiefer und Phyllite unbestimmter Horizontierung. Kr = Kreide. S = Unter-miozäne Süßwasserschichten. B = Belvedereschotter.

Weggelassen ist Diluvium und Alluvium, ferner in der SW-Ecke ein Stück (beim Petererkogel), dessen Aufnahme nicht vollendet ist.

und Gruppen des Krystallins anhaftende Eigenschaft, die auf kleine Schuppen, auf eine nicht lösbare Detailtektonik zurückgeht.

Über der Speikserie liegt die Rappoltserie, deren wichtigste Komponenten der dunkle immer gefaltete, gneisartige Rappoltglimmerschiefer, die lichten muskowitzreichen, feldspatführenden Hellglimmerschiefer und quarzfreie, aus Glimmer, Granat und Disthen aufgebauten Disthenglimmerschiefer sind; wenig verbreitet sind Quarzite und Pegmatitgneise; als Einschaltungen sind Amphibolite und Marmore zu nennen. Marmor-einschaltungen, mit Pegmatitgneis verknüpft, sind besonders in den tektonisch höchsten und tiefsten Lagen der Serie, Quarzite besonders im hangenden Teil der Serie entwickelt (z. B. Profil Gaberl-Altes Almhaus, Scherzbergprofil). Die Rappoltserie zieht von der Gleinalpe als ein relativ schmaler Streifen her. Zwischen der Texenbachalpe und dem Scherzberg machen sich Knickungen im Streichen<sup>243</sup> und dann die erwähnte (S. 159) Niederbeugung der tektonischen Achsen geltend; daher gewinnt die Rappoltserie stark an Breite und erreicht besonders westlich vom Gaberl ihre größte seitliche Ausdehnung. Dann zieht sie wieder verschmälert über den Rappolt und über das oberste Teigitschtal zur Hirschegger Alpe (S. 165).

Über der Rappoltserie liegt die unerhört kompliziert gebaute Almhausserie, in der Umgebung des alten Almhauses am Wölkerkogel vorzüglich aufgeschlossen. (Fig. 32.) Ihre bezeichnendsten Gesteinskomponenten sind weithin ziehende Marmor-bänder und Pegmatitgneise. Dazu gesellt sich eine Fülle von Gesteinen der verschiedensten Art: Glimmerschiefer, Quarzite,



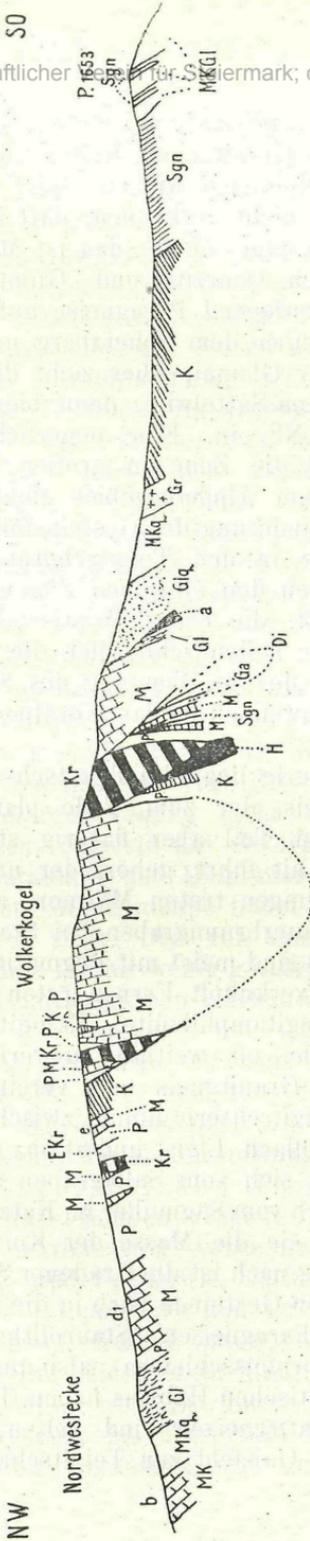


Fig. 32. Detailprofil des Wölkerkogels beim Alten Almhaus auf der Stubalpe (nach Heritsch, Jb. 1919).  
 M = Marmor. Gl = Glimmerschiefer. Glq = Glimmerquarzit. P = Pegmatitgneis. Gr = Granitgneis. K = Staurolithgneis.  
 Mkq = Mylonit aus Diaphthorit + Quarzit. KMGl = Mylonit aus Diaphthorit + Glimmerschiefer. Kr = Kränzchengneis  
 (d. i. ein Hornblendegestein mit Biotit). EKr = Epigneis von Kränzchengneis. H = Hornblendegranatgneis. Ga = Garben-  
 schiefer (d. i. ein helles Gestein mit dunklen Hornblendegarben). a = Amphibolit. Sgn = Sillimanitgneis. Di = Disthenfels.  
 b, d<sub>1</sub>, e sind für die Umgebung leitende Marmorzüge.

verschiedene Paragneise (Sillimanitgneise etc.), Amphibolite aller Art, Hornblendegneise, Granitgneis. Kein Profil gleicht dem benachbarten, die Gesteine sind wie ein Spiel von Karten gemischt. Doch läßt sich nicht verkennen, daß im tieferen Teil der Serie neben den Hauptgesteinen (das ist Marmor und Pegmatitgneis) hauptsächlich Quarzite und Glimmerschiefer, im hangenden Teil aber vorwiegend Paragneise auftreten, wie die Profile beim Almhaus, über dem Scherzberg und beim Sattelmwirt zeigen. — Von der Gleinalpe her zieht die Almhausserie mit NO-Streichen bis zum Sattelmwirt; dann biegt das Streichen bis zum Scherzberg in NS ein. Eine neuerliche Wendung im Streichen bedingt, daß die Zone in großer Breite mit NO-Streichen über Salla zum Almhausgebiet zieht; von dort an findet eine rasche Verminderung der Gesteinsfolge statt, so daß nur dünne Gesteinszüge in den Teigitschgraben hinabziehen. Dabei erscheinen zwischen den einzelnen Zügen, in welche sich die Almhausserie auflöst, die charakteristischen Gesteine der Teigitschserie; in dieser keilen schließlich die Züge der Almhausserie aus, nachdem sie die Wendung des Streichens gegen SO, das ist das Einschwenken in das Korralpenstreichen, vollzogen haben.

Über der Almhausserie liegt die Teigitschserie; ihr Hauptgestein ist ein Paragneis, der zum Teile plattig bricht und „wohl geschichtet“, zum Teil aber flaserig struiert ist; der Gneis, der öfter Sillimanit führt, gehört der untersten Tiefenstufe an. Als Einschaltungen treten Marmore auf, die stellenweise (Steinbruch im Sauerbrunngraben bei Stainz<sup>244</sup>) mineralreich sind. Die Marmore sind meist mit Pegmatitgneis oder auch mit Hornblendegesteinen verknüpft. Ferner treten in der Teigitschserie Amphibolite, Eklogitamphibolite, Eklogite, Hornblende-granatgneise als schmale, oft weithin zu verfolgende Lagen, ferner Vorkommen von Granitgneis und vereinzelte Glimmerschieferzüge auf. Die Teigitschserie nimmt zwischen dem Hirscheggerkamm, der Pack, Köflach, Ligist und Stainz einen gewaltigen Raum ein, verschmälert sich vom Sallagraben an gegen Nordosten und keilt nordöstlich vom Sägmüller im Katzbachgraben aus. Gegen Süden zu setzt sie die Masse der Korralpe zusammen. Der tektonischen Stellung nach ist die Gradener Serie die oberste, aber auch sie gehört den Gesteinen nach in die unterste Tiefenstufe. Sie besteht aus Paragneisen (Staurolithgneise, Distheneigneise, Diaphthoriten, Hornfelschiefern), also aus Gesteinen, die vielfach einen fast phyllitischen Habitus haben. Dazu treten Einschaltungen von Pegmatitgneisen und selten Marmore, die manchmal (Straße von Gaisfeld zur Teigitschkamm) mineral-

reich sind. Aus dem Gleinalpengebiet zieht die Serie am Rand des Krystallins herab und macht (Koralpenstreichen! S. 165) einen großen Bogen über Köflach bis Ligist, wo sie gegen den Gebirgsrand ausstreicht.

Die Lagerungsverhältnisse sind innerhalb der Serien nicht einfach, denn es herrscht da Schuppenstruktur. Auch in größerem Maßstabe sind tektonische Komplikationen eingetreten, da vielfach Gesteine verschiedener Serien übereinander auftreten. So kommt man zur Vorstellung einer sehr komplizierten, im Detail schwer lösbaren Tektonik. Im allgemeinen ist die Feststellung von Wichtigkeit, daß zwischen dem metamorphen Zustande des Altkrystallins und jenem des Paläozoikums von Graz ein scharfer Hiatus, der Unterschied zwischen der obersten und untersten Tiefenstufe liegt. Daher muß das Krystallin bereits im heutigen metamorphen Zustande gewesen sein, als das Paläozoikum sich bildete. Das mikroskopische Studium der Gesteine zeigt, daß diese vorpaläozoische Krystalloblastese nach einer Gebirgsbildung eintrat, welche bereits die wesentliche Tektonik unseres Krystallins schuf. Das Gebirge der Stub-, Glein- und Koralpe ist vorkrystallin und daher vorpaläozoisch gefaltet, da die Krystalloblastese vorpaläozoisch ist. In nachpaläozoischer Zeit hat dieses Gebirge keine bedeutende Gebirgsbewegung mehr mitgemacht. Auf spätere Gebirgsbildungen reagierte das Gebirge nur durch streifenweise angeordnete Kataklyse und Diaphthorese.

Im Gebiete der Stubalpe findet eine wichtige Wendung im Streichen statt. Das von der Gleinalpe herkommende NO-SW-Streichen ist nur wenig gestört (Sattelmart-Salla, S. 164). Im obersten Teigtischgraben machen die Marmore der Almhausserie, welche das Streichen am schärfsten markieren, einen Bogen aus dem NO über NS zum SO-Streichen. Denselben Bogen machen die unter und über der Almhauszone liegenden Serien<sup>245</sup>. So machen vom obersten Teigtischgraben bis Edelschrott alle Serien die Bogenwendung aus dem Gleinalpen in das Koralpenstreichen (Fig. 30).

Im SO streichenden Gebiete der Stubalpe findet eine Senkung der tektonischen Achse des Gebirges, des Gewölbes der Ammering- und Speikserie, statt. Daher taucht die Speikserie unter die Rappoltserie und im Hirschegger Kamm taucht diese wie in einen Tunnel unter, der von der Teigtischserie gebildet wird. Der Hirschegger Kamm zerlegt so die Teigtischserie in zwei Arme; der eine Zweig streicht auf der Innenseite des Stubalpenbogens bis über Salla hinaus, der andere kommt aus dem oberen Lavanttale und aus den Seetaler Alpen her.

Zwischen beiden ragt der Glimmerschieferkamm der Hirschegger Alpe auf und seine Schiefer fallen gegen SW unter die Gneise des Kärntner Zweiges, gegen NO unter die Gneise von Hirscheegg, gegen SO unter die Gneise der Pack. Unter die im Zusammenhang stehenden Gneise der Teigitschserie tauchen die Glimmerschiefer nach den genannten Seiten unter. Damit endet der Zug des Altkrystallins, der mit dem Rennfeld beginnt. Er endet untertauchend unter das neue Gebirge, das zum Teil von den Seetaler Alpen herstreicht (S. 154).

Dieses neue Gebirge, die Koralpe<sup>246</sup>, wird fast ganz von den Paragneisen der Teigitschserie aufgebaut. Selten sind Einschaltungen von Marmoren, Eklogiten, Eklogitamphiboliten, Amphiboliten. In großartiger Einförmigkeit und meist in flacher Lagerung ist die Teigitschserie da entwickelt. Die Einschaltungen von Marmoren und Amphibolgesteinen unterbrechen nur wenig die Gleichförmigkeit der Paragneise. Von den Einlagerungen seien nur die schönen Eklogitamphibolite an der Straße nach Freiland kurz unter der Hebalpe, ferner ein Granatdiopsidfels im Kamm zwischen Freiland und P. 857, die Eklogite und Eklogitamphibolite von Laufenegg angeführt. Der Stainzer mineralreiche Marmor, der mit Pegmatitgneisen zusammen in Paragneisen steckt und von Augitgneisen begleitet wird, wurde schon erwähnt; in seiner Nähe entspringt die Stainzer Mineralquelle. Besonders im südlichen Teil der Koralpe<sup>247</sup> treten neben Marmoren und Amphiboliten viele Eklogitbänder auf. Diese Eklogitzüge sind eine Fortsetzung jener der Saualpe. Diese Einlagerungen markieren in scharfer Weise das NW-SO-Streichen des Gebirges. Südlich von dem Gneis folgen Glimmerschiefer und über diesen bei Unterdrauburg Phyllite.

Der Posruck<sup>248</sup> besteht in seinem steirischen Anteil aus grünlichgrauen Phylliten, während am jugoslawischen Gehänge darunter Gneise und Glimmerschiefer erscheinen. Es ist fraglich, ob es sich um wirkliche Phyllite handelt; denn die Tatsache, daß in diesen „Phylliten“ Amphibolite, Glimmerschiefer und Pegmatite liegen, läßt vermuten, daß es Diaphthorite sind. Über diesen Bildungen liegen bei Heiligen-Geist und Heiligen-Kreuz Quarzite, darauf mesozoische Schichten (S. 40) im großen in ruhiger Lagerung, wenn auch die Carditaschichten an der Basis des Hauptdolomites oft stark gestaucht sind<sup>249</sup>. — Über das Gebirge des Posruck greift in weiter Verbreitung das Miozän über (S. 202), aus dem bei Leutschach noch einige krystalline Inseln herauschauen (S. 202).

Den Nordrand der Zentralzone bildet die Grauwackenzone, die einzige Einheit, die konstant durchzieht. Nahe der



Fig. 33. Profil des Koralpen-Kammes (nach unveröffentlichten Aufnahmen von F. Heritsch). T = Paragneise der Teigtischserie. H = Amphibolite. M = Marmore. P = Pegmatitgneis. E = Amphibolite und Eklogitamphibolite. Gr = Granitgneis. Hg = Hornblendegneise.

steirischen Westgrenze liegt in ihr der Mandlingzug (S. 87). Die Phyllite, die sein Liegendes bilden, ziehen durch das Ennstal herab (S. 132). Gesteine von halbwegs sicherem Alter stehen erst am Fuße des Grimming an<sup>250</sup>, nämlich schwarze Schiefer, Kalke und Magnesit. Diese jedenfalls karbonischen Schichten fallen (Fig. 10) steil gegen Süden, so daß zwischen ihnen und der Trias eine große Diskordanz besteht. Karbon ist ferner in der Lassing bei Liezen vorhanden; sein Streichen ist spitz auf die Kalkalpen gerichtet, was mit der Störung am Südrande der Kalkalpen bei Liezen im Einklang steht. Dieses Karbon und die es begleitenden Phyllite streichen in die Grauwackenzone des Paltentales hinein. — In die Hangendteile der Grauwackenzone bei Liezen-Admont gehören die Konglomerate des Salberges (S. 98) und die auf „Grauwackenschiefern“ liegenden konglomeratartigen Grauwacken mit Spateisenstein vom Dürrenschöberl und Rötelstein bei Admont (S. 27).

Außer den bereits erwähnten (S. 99) Vorkommen von Miozän im Ennstal sind solche Bildungen noch im Gröbminger Mitterberg<sup>251</sup> bekannt. Diluvialbildungen kommen am Rand der Ramsau gegen das Ennstal mit einem weithin durchstreichenden Kohlenflöz vor<sup>252</sup>. Großartige diluviale Aufschüttungen, in Terrassen zerlegt, finden sich unterhalb von Hiefau und im unteren Salztal.

Wenige Fossilfunde geben Anhaltspunkte zu einer Gliederung der Grauwackenzone des Palten- und Liesingtales<sup>253</sup>. Die oberkarbonischen Graphitschiefer stehen in oftmaliger Wechsellagerung mit Konglomeraten, z. B. im Sunk bei Trieben. Dieser Wechsel ist die sogenannte graphitführende Serie, die im Paltental mehrere Züge bildet. Der eine Zug fängt im Triebener Tal an, zieht über den Brodjäger, verquert den Sunk, den Schwarzenbach- und Lorenzergaben, erscheint am Ausgang der Streichen und zieht in die Lassing bei Liezen. Der zweite Zug geht von Dietmannsdorf über Gaishorn und Treglwang. Ein dritter erscheint bei Vorwald, geht über Wald und den südlichen Teil der Melling in die Hölle bei Kalwang und über Mautern und dann am rechten Ufer des Liesingtales abwärts. Diesen Zügen gehören die Graphitvorkommen von Sunk, Leims, Kalwang usw. an. Zwischen diesen Hauptzügen der graphitführenden Serie liegt die Masse der „Grauwackenschiefer“. Auf die Gneise der Rottenmanner und Seckauer Tauern legen sich diese „Grauwackenschiefer“; an ihrer Basis liegt eine konglomeratistische, aber noch stark durchbewegte, geschieferte Bildung, das sogenannte Rannachkonglomerat<sup>254</sup>, im Rannachgraben bei Mautern wohl aufgeschlossen. In der

Gruppe der sogenannten Grauwackenschiefer sind ganz verschiedene Gesteine vorhanden<sup>255</sup>: Quarzitische Sandsteine, Quarzite, Serizitquarzite, blätterige, seidengänzende Serizit-

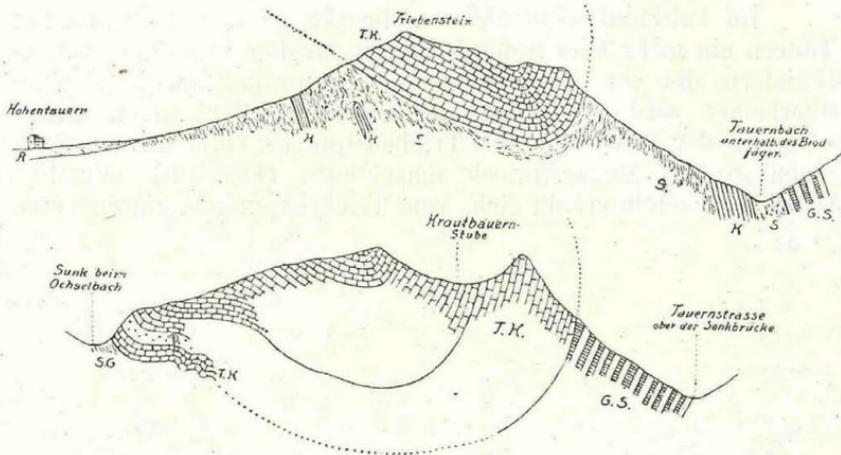


Fig. 34. Profile durch den Triebenstein (nach Heritsch, M. 1911).

TK = Triebenstein-Kalk. P = Magnesit (Pinolit), im unteren Profil im Kalk eingeschlossen, punktiert. S = Grauwackenschiefer, z. T. auch Graphitschiefer. SG = Graphitschiefer. K = Kalk, in den Grauwackenschiefer eingefaltet. GS = Graphitführende Serie. A = Schutt.

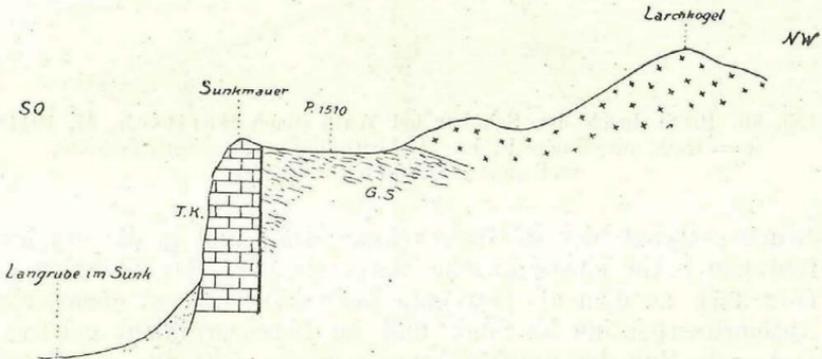


Fig. 35. Profil durch den Lärchkogel (nach Heritsch, M. 1911).

S = Schutt. T.K. = Triebensteinkalk, durch einen Bruch von den Schiefen getrennt. GS = Grauwackenschiefer, darunter viele Graphitschiefer. Die mit Kreuzen markierte Masse ist Antigoritserpentin. Das Profil liegt im Streichen.

schiefer, Chloritoidschiefer, Graphitschiefer, Kalkschiefer, grüne Chloritschiefer, Porphyroide, Antigoritserpentin. Unter den genannten haben einzelne im Mikroskop ihre diaphthoritische Natur enthüllt<sup>256</sup>; diese stammen aus dem Gesteinszug, der

das untere Triebener Tal quert und über das Fötteleck zieht; in diesem Zug gibt es auch Amphibolite und Zoisitamphibolite, die nicht wie die paläozoischen Grauwackenschiefer der obersten Tiefenstufe angehören.

Im Paltental lehnt sich an die Gneise der Rottenmanner Tauern ein mehr oder weniger breiter Streifen von Grauwackenschiefern, der von dem ersten Zug der graphitführenden Serie überlagert wird. In komplizierter Weise liegt über diesen Gliedern der Devonkalk des Triebenstein (S. 169), der im Sunk einen großen Magnesitstock umschließt. (Fig. 34.) Westlich vom Triebenstein erhebt sich, vom Triebensteinkalk durch einen

S.

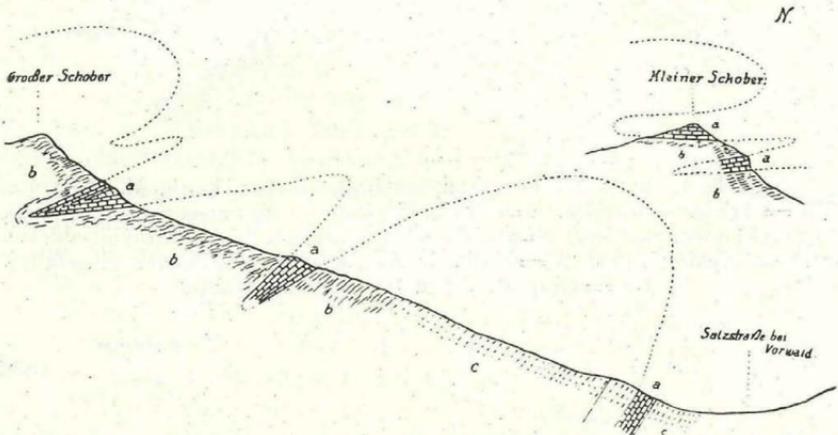


Fig. 36. Profil durch den Schober bei Wald (nach Heritsch, M. 1911).  
a = Kalk mit Magnesit. b = Chloritschiefer. c = Serizitschiefer  
und andere Grauwackenschiefer.

Bruch getrennt, der in Grauwackenschiefer und in die graphitführende Serie eingedrungene Serpentinstock des Lärchkogels (Fig. 35), zu dem als getrennte kleine Vorkommen ebensolche Antigoritserpentine im Sunk und im Lorenzergaben gehören. Der erste Zug der graphitführenden Serie zieht nur ein Stück in das Triebener Tal hinein und keilt dann aus.

Auf ihn folgt gegen das Paltental zu eine Masse von Grauwackenschiefern, unter welchen sich auch der Diaphthorit-zug des Fötteleckes befindet; der letztere ist von der Masse der paläozoischen Schiefer noch nicht mit Sicherheit abzutrennen. Dann folgt nach außen zu — das ganze System fällt NO, meist steil ein — eine Zone, in welcher schon Kalke unbekannt, aber paläozoischen Alters in den Schiefen durch-

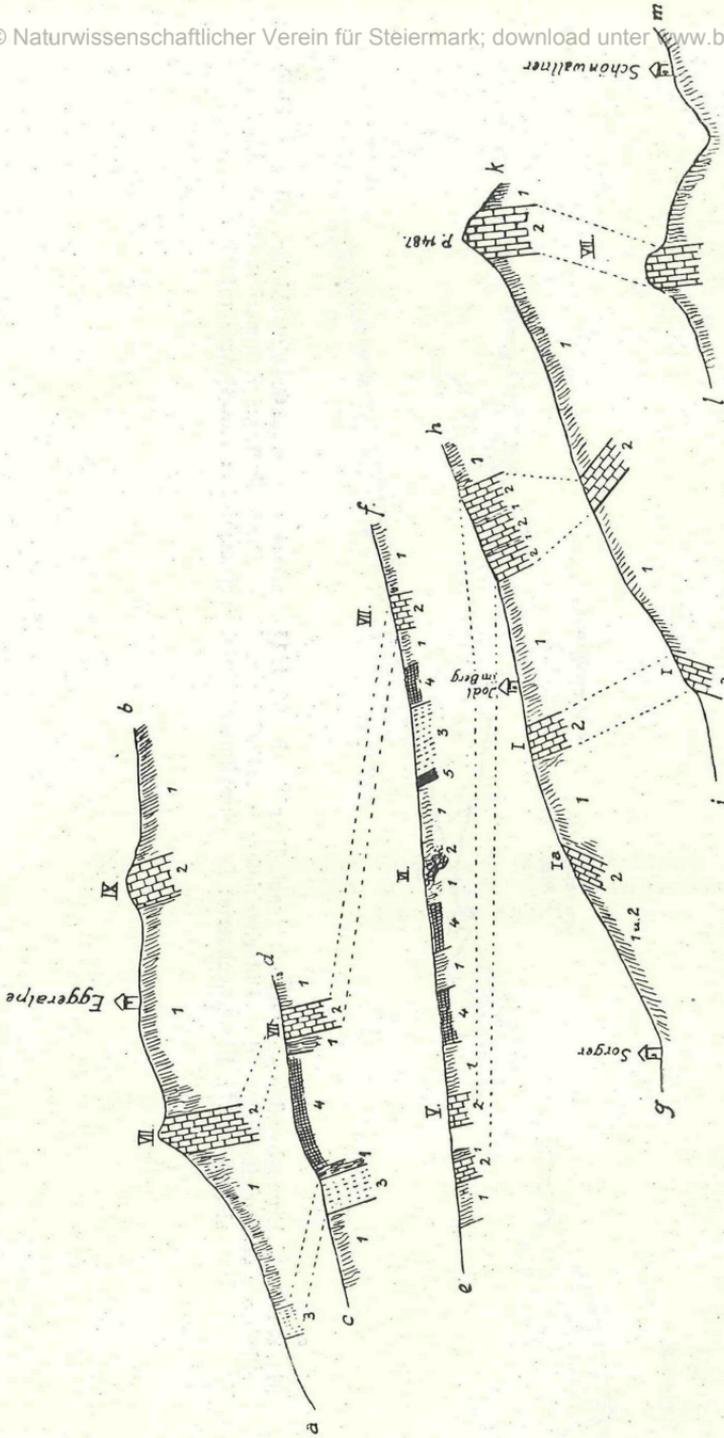


Fig. 37. Profile aus dem Gebiet von Vorwald, der Eggeralpe und des Sulzbachgrabens (nach Heritsch, M. 1911).  
 a—b = Profil der Eggeralpe. c—d = Profil bei der Pacherneggrube. e—f = Profil im unteren Sulzbachgraben.  
 g—h = Profil vom Sorger bei Wald zum „Jodl im Berg“. i—k = Profil bei Vorwald, P. 1487. l—m = Profil beim Schön-  
 wallner. Die Profile zeigen die Verbindung der Kalkzüge. 1 = Graphitschiefer; 2 = Kalk; 3 = Quarzit; 4 = Serizitschiefer  
 und andere Grauwackenschiefer; 5 = Chloritschiefer. — Römische Ziffern = Nummern der zusammengehörigen Kalkzüge

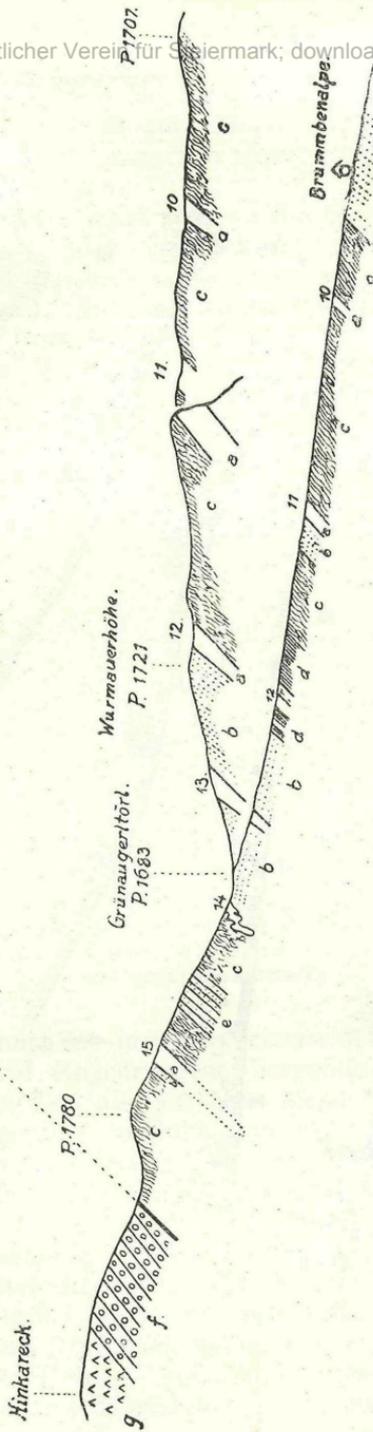


Fig. 38. Profil Brunnebenalpe—Hinkareck (nach Heritsch, M. 1911). a = Kalk; b = Graphitschiefer und graphitische Schiefer; c = Serizitschiefer; d = Chloritschiefer; e = Serizitquarzit. — Die Kalkzüge sind nummeriert (von Wald herauf; siehe Fig. 37). Blasseneckserie: f = Serizitquarzit und Serizitschiefer; g = Quarzkeratophyr.

ziehen. Diese Kalke bilden im Walder Schober (Fig. 36) steile, auffallende Mauern. Grauwackenschiefer, die graphitführende Serie und Kalke bauen in komplizierter, vielfach geschuppter und gefalteter Lagerung (Fig. 37, 38) das rechte Gehänge des Paltentales auf und ziehen in derselben Art durch das Liesingtal weiter. Besonders schön ist das Profil der Hölle bei Kalwang, wo Kalk, die graphitführende Serie, Chloritschiefer und Serizitschiefer bei steilem NO-Fallen gut aufgeschlossen sind. In den grünen Schiefern der Hölle liegt Kupferkies und Schwefelkies<sup>257</sup>. Kupferkies mit geringem Edelmetallgehalt fand sich sekundär in der oberen Zone der Lagerstätte angereichert und war in früheren Zeiten Gegenstand der Gewinnung.

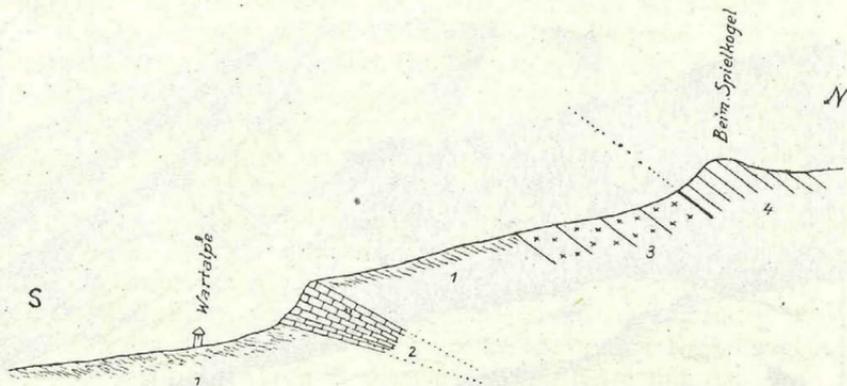


Fig. 39. Profil Wartalpe—Spielkogel (nach Heritsch, M. 1911).

1 = Schiefer und Quarzite. 2 = Kalk. 3 = Blasseneckserie. 4 = erzführender Kalk.

Im unteren Teil wird das Vorkommen zu einer Schwefelkieslagerstätte. — Durch das Liesingtal streichen die besprochenen Gesteinszüge der Grauwackenzone abwärts. (S. 175.) Sie enthalten außer Graphit noch Magnesit bei Wald und bei Mautern ein großes Talkvorkommen, das von Graphitschiefern mantelförmig umgeben ist<sup>258</sup>.

Die gesamte Masse der bisher erörterten Gesteine der Grauwackenzone senkt sich gegen NO unter einen mächtigen Komplex, der aus massigen und geschieferten Porphyroiden und sedimentären Schiefern vom Habitus der Grauwackenschiefer besteht. Unter den Porphyroiden<sup>259</sup> läßt sich eine Gruppe unterscheiden, die bei heller oder grüner Farbe noch die Einsprenglinge von Quarz und Feldspat erkennen läßt. Die zweite Gruppe ist dicht, hat keine oder sehr kleine Quarzeinsprenglinge; viele von diesen Typen haben einen quarzitischen Habitus

(S. 29). Wie eine Platte überdeckt die Serie der Schiefer und Porphyroide, das ist die Blasseneckserie<sup>260</sup>, die früher abgehandelt Grauwackengesteine. Die Blasseneckserie oder, da sie tektonisch zweigeteilt ist, ihr unterer Teil wird von der ebenfalls NO fallenden Platte des erzführenden Silur-Devonkalkes überschoben. Dieser Platte gehört z. B. der Spielkogel (Fig. 39), die Leobner Mauer (Fig. 40), Rote Wand und das Wildfeld, der Zeiritzkempel an. Auf dieser Kalkplatte, die oftmals Spateisenstein führt, liegt neuerdings ein Komplex von Grauwacken-

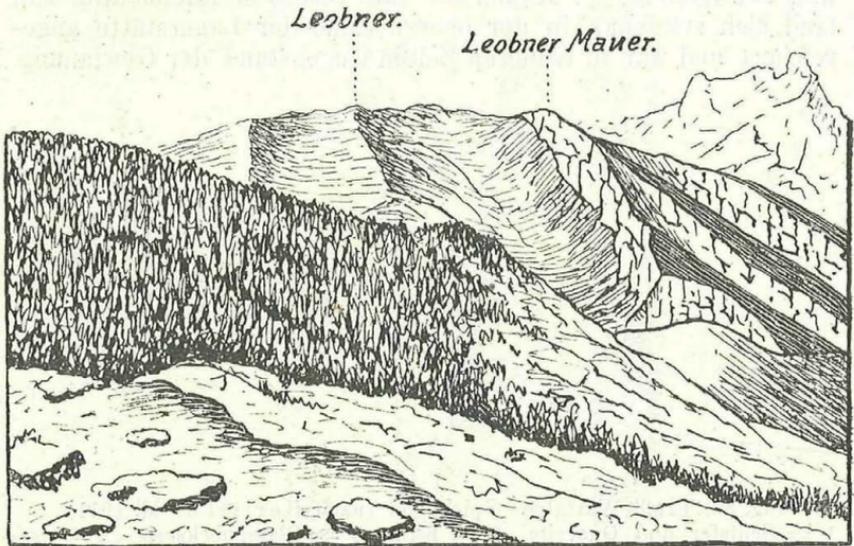


Fig 40. Blick von der Roten Wand auf Leobner und Leobner Mauer (nach Heritsch, M. 1911). Porphyroide und Schiefergesteine bauen den Leobner auf; darauf liegt als Überschiebungsmasse der erzführende Kalk, dessen Schichtkopf gegen Süden exponiert ist; nach Norden sinkt er als Platte nieder. Im Hintergrund die Triasberge Sparafeld und Reichenstein.

schiefern und Porphyroiden, die obere Blasseneckschuppe, die den erzführenden Kalk überschiebt; so folgt z. B. über dem gegen NO untersinkenden Kalk der Leobner Mauer wieder die Masse der oberen Blasseneckserie, in welcher im Bereiche von Radmer an vielen Stellen erzführender Kalk eingefaltet ist. Bemerkenswert ist, daß die Porphyroide der unteren Schuppe grün sind, jene der oberen nicht. — Am Rand gegen die Kalkalpen liegt beim Orte Radmer als höchstes Glied der Grauwackenzone, als Vertreter einer oberen Schuppe von erzführendem Kalk, eine kleine Scholle von solchen; über ihn und über die Grauwackenschiefer greifen die Werfener Schichten.

Beim Orte Radmer ist zwischen dem Weinkeller- und Sulzbachgraben 75 m mächtiger Spateisenstein zwischen den Porphyroiden und Werfener Schichten eingebettet. Auch sonst finden sich von Radmer an der Stube bis Radmer an der Hasel Spateisensteine zu beiden Talseiten; diese Lager setzen in den Zeiritzkampel und nach Johnsbach fort<sup>261</sup>. Bei Radmer an der Hasel brechen in dem zwischen Schiefer und erzführendem Kalk liegenden Ankerit Nester von Kupferkies und Fahlerz ein, welche früher abgebaut wurden<sup>262</sup>.

Dadurch, daß der Silur-Devonkalk des Reiting zwischen Mautern und Kammern gegen Süden stark vorspringt und das breite Liesingtal erreicht, wird die Grauwackenzone stark eingengt, so daß zwischen Kammern und dem Krystallin nur der unter der unteren Blasseneckschuppe liegende Teil der Grauwackenzone durchstreicht. In derselben Art wie im unteren Liesingtal ist die Grauwackenzone zwischen dem Tertiär von Trofaiach und der Mur bei St. Michael gegliedert. Kalke und Schiefer verschiedener Art wechseln. Besonders das Gebiet von Traidersberg wird von Phylliten eingenommen. In der Umgebung von Leoben, z. B. am Häuselberg<sup>263</sup> wechsellagern graue und weiße Kalke mit Chloritschiefern, graphitischen Schiefern und Phylliten, wobei nach oben hin die Phyllite überwiegen. In dieser Schichtfolge liegt am Häuselberg eine Magnesit-Talklinse. In derselben Art ziehen diese Grauwackenschiefer und Kalke gegen Bruck weiter (S. 181); aus diesem Abschnitt sei nur das Vorkommen von Serpentin am Gamskogel und beim Brucker Bahnhof, von Porphyroiden im Utschgraben angeführt<sup>264</sup>; diese letzteren gehören den basalen Lagen der Grauwackenzone an, einem auffallend hellen, quarzitischen Gesteinszug (Weißstein, Plattenquarz), der sich von hier bis in das untere Liesingtal verfolgen läßt.

Nördlich von Leoben<sup>265</sup> liegen über den Phylliten, die jenen des Traidersberges entsprechen, die erzführenden Kalke von St. Peter, die an der Friesingwand im Jesnitzer Wald, am Kulmberg und in dem kleinen Fels zwischen dem Vordernberger Bach und Wolkersdorf, am Bärenkogel bei Donawitz von silurischen Schiefern unterlagert werden. Brüche in NW-Richtung bedingen die Tiefenlage der Kalke gegenüber den Grauwackenschiefern; so ist die Grenze von Phyllit und Kalk im Gebiete des Finken- und Tollinggrabens ein Bruch. Ein anderer Bruch läßt am Nordwestrand des Bärenkogels die nördliche Kalkmasse des Tollinggrabens absinken und bedingt die nach Südost vorspringende Zunge des Tertiärs (S. 200) ober dem Tollinggraben; dieselbe Störung hat auch der Bergbau in einer Absenkung des Flözes um 30 m nachgewiesen (S. 201).

Durch das Tertiär von Trofaiach (S. 200) ist der Silur-Devonkalk von St. Peter von der großen Masse des Reiting, Reichenstein und Wildfeld getrennt. Über den Bau des Reiting ist nichts Sicheres bekannt; es ist fraglich, ob an der Basis des erzführenden Kalkes im Kaisertal Werfener Schichten liegen<sup>266</sup>; wenn das der Fall sein sollte, wenn es sich nicht um Werfener Schichten aus einem tertiären Schuttkegel handelt, dann wäre der Reiting eine Schubmasse so wie die erzführenden Kalke des Liesing-Palntales, aber auf Trias liegend; daß er eine Überschiebungsmasse ist, geht aus seiner Beziehung zur Grauwackenzone des Liesingtales hervor (S. 174). Der Reichen-

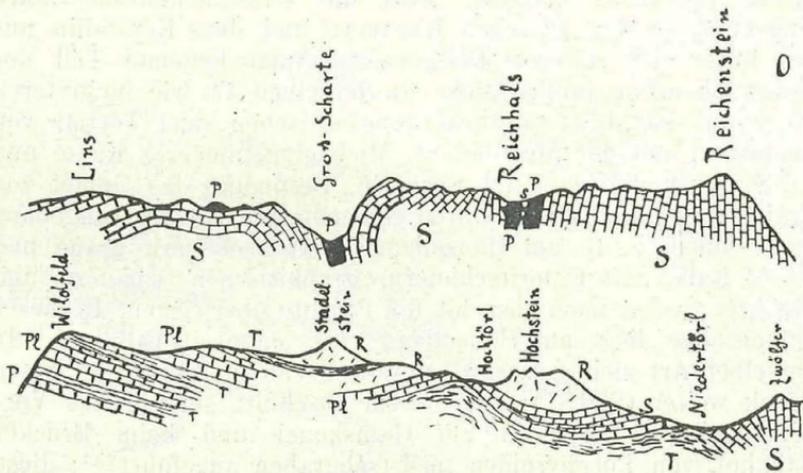


Fig. 41. Profil durch die Reichensteingruppe (nach unveröffentlichten Beobachtungen von F. Heritsch). S = Faseriger Kalk. R = Riffkalk.

Pl = Plattiger Kalk. T = Phyllitische Tonschiefer. P = Porphyroide.

S, R, Pl und T = Silur-Devon. P = Blasseneckserie.

stein<sup>267</sup> wird zum größten Teile von roten und rötlichen faserigen Kalken aufgebaut, die schieferige Einlagerungen haben; es ist jedenfalls Silur (S. 20). Seine Unterlage ist in der Krumpen bei Vordernberg die Blasseneckserie. Im Reichenstein und am Rößl herrscht steiles NO-Fallen der Kalke. Am Reichthals liegt im Kalk eine schmale Schuppe von Porphyroiden der Blasseneckserie, von oben her eingeschuppt, wie die folgenden als Andeutung der oberen Blasseneckschuppe. Dann folgen bis zur Großscharte wieder steil ONO fallende, rötlichweiße, faserige Silurkalke mit Schiefereinlagerungen. Der zur Großscharte niedersetzende Plattenschuß wird von 70° WNW fallenden Kalken gebildet. Am Boden der Großscharte steht grüner Por-

phyroid an. Zwischen der Großscharte und dem Lins ermäßigt sich das Fallen 20—30° WSW; noch vor dem Lins sind dem Kalk Porphyroide, dann eine schmale Schuppe von erzführendem Kalk, neuerdings Porphyroide aufgelagert; darüber folgt der erzführende Kalk des Lins. Zwischen dem Linseck und dem Niedertörl herrscht 60—70° NO-Fallen der Kalke. Dagegen bauen Kalke im Wechsel mit phyllitischen und graphitischen Schiefen in sehr ruhiger Lage den Stock des Wildfeldes auf; in diesem Komplex wurde auf der Moosalpe Mitteldevon nachgewiesen<sup>268</sup>.

Gegen den Rand der Kalkalpen zu liegt der Erzberg<sup>269</sup> bei Eisenerz. Die Unterlage des erzführenden Systems bildet ein fast massiger, grüner Porphyroid der Blasseneckserie, mit

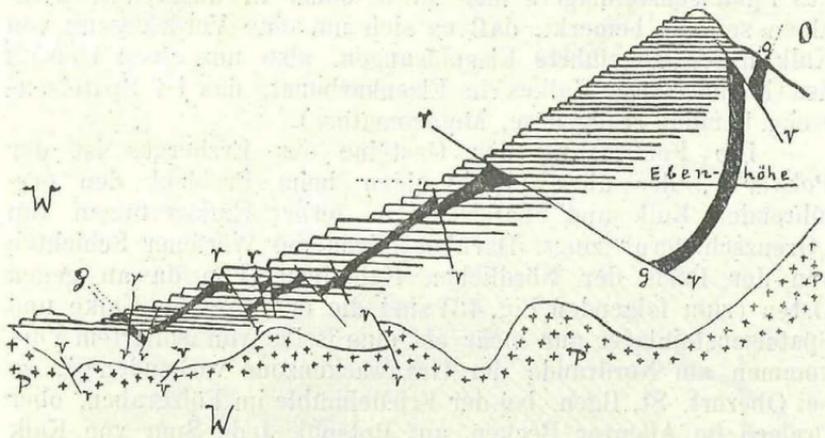


Fig. 42. Profil durch den Erzberg (nach Redlich, M.W.G. IX. Bd.).  
P = Porphyroid. G = „Grenzschiefer“. Weiss = Spateisenstein, Rohwand.  
Kalk. V = Verwerfungen. In der Zeichnung Andeutung des Etagenbaues.

welchem Phyllite vom Habitus des Palentaler Karbons verbunden sind. In das Silur werden die schwarzen, graphitisch abfärbenden Schiefer mit Schwefelkies im Erzgraben gestellt (S. 20). Über den Porphyroiden liegt der erzführende Kalk, in dem Devonfossilien gefunden worden sind, und die Masse des Spateisensteinlagers. Diese Masse wird durch rote, gelbe und schwarze serizitische Schiefer (die sogenannten Grenzschiefer) in eine Hangend- und eine Liegendpartie geteilt; diese Grenzschiefer sind dieselben, welche bei Payerbach-Reichenau, Gollrad, Altenberg etc. das Muttergestein der Spateisensteinlagerstätten bilden; dort stehen sie in Verbindung mit verrukanoartigen Konglomeraten (S. 144). Die „Grenzschiefer“ sind wahrscheinlich Werfener Schichten<sup>270</sup> und der obere Teil des Erzberges ist daher eine

Schuppe, über der dann die Masse der Werfener Schichten an der Basis der Kalkalpen liegt. — Das Spateisensteinlager hat eine Mächtigkeit von 160—200 m. Es wird nicht nur von Kalk und Grenzschiefern, sondern auch von Rohwand (das ist Gestein mit 15—25% Eisengehalt) begleitet. An der Luft bildet sich aus den Eisenkarbonaten der Limonit, dessen braunrote, durch sekundäre Manganerze hervorgerufene Farbe dem Berg das charakteristische Aussehen gibt. In gangartigen Spalten („Schatzkammern“) setzen sich die sogenannte Eisenblüte (Aragonit) und auch die auffallenden, oft nur Millimeter dicken Wechselagerungen von schneeweißem Aragonit und fast wasserklarem Kalzit, der sogenannte „Erzbergit“, ab. Zur Entstehung des Spateisensteinlagers hier sowie sonst in unseren Zentralalpen sei nur bemerkt, daß es sich um eine Verdrängung von Kalk durch zugeführte Eisenlösungen, also um einen Umsatz des kohlen-sauren Kalkes in Eisenkarbonat, das ist Spateisenstein, handelt (Epigenese, Metasomatose).

Die Fortsetzung der Gesteine des Erzberges ist der Polster<sup>271</sup>, der über Porphyroiden beim Prebichl den erzführenden Kalk und Spateisenstein, ferner Einlagerungen von „Grenzschiefern“ zeigt. Darüber folgen die Werfener Schichten von der Basis der Nördlichen Kalkalpen. Von da an gegen Osten (zum folgenden Fig. 43) sind die erzführenden Kalke und Spateisensteinlager nur mehr als eine Reihe von isoliertem Vorkommen am Nordrande der Grauwackenzone vorhanden<sup>272</sup>, so bei Oberort, St. Ilgen, bei der Friedelmühle im Fölzgraben, ober Draiach im Aflenzer Becken, auf Rotsohl. Jede Spur von Kalk fehlt bei den wichtigen Spateisensteinvorkommen von Gollrad, Niederalpl, Feistereck, Bohnkogel und Altenberg. Größere Verbreitung hat der erzführende Kalk auf der Südseite der Veitsch, wo er von der Göriachalpe bis Neuberg die Unterlage der Trias bildet und sich in eine dunkle schieferige und eine höhere kalkige Abteilung gliedert. Der westliche Teil des Silurzuges unter der Veitsch fällt steil südlich ein; vom Kaskögerl und Friedelkogel an, wo Kalk und Spateisenstein auf Klüften Manganerz führt<sup>273</sup>, herrscht flaches Nordfallen, das gegen Neuberg zu immer steiler wird; der kleine Rest von Silurkalk, der gegenüber der zum Neuberger Eisenwerk führenden Brücke ansteht, ist wie die Trias (S. 115) gegen Norden überkippt.

Unter den erzführenden Kalken liegt die oft mächtig entwickelte Blasseneckserie, die meist den Rand gegen die Kalkalpen bildet. Auch sie fällt im allgemeinen gegen Norden oder Nordwesten ein, wie das in der gesamten Grauwackenzone des Müürztals in der Regel der Fall ist. Auch die Blasseneckserie

des Mürzgebietes umfaßt Vorkommen von Spateisenstein; solche setzen bei Gollrad, Niederalpl und in Altenberg (Bohnekogel) gangförmig im Porphyroid oder in darüber liegenden verrukanoartigen Konglomeraten auf<sup>274</sup>.

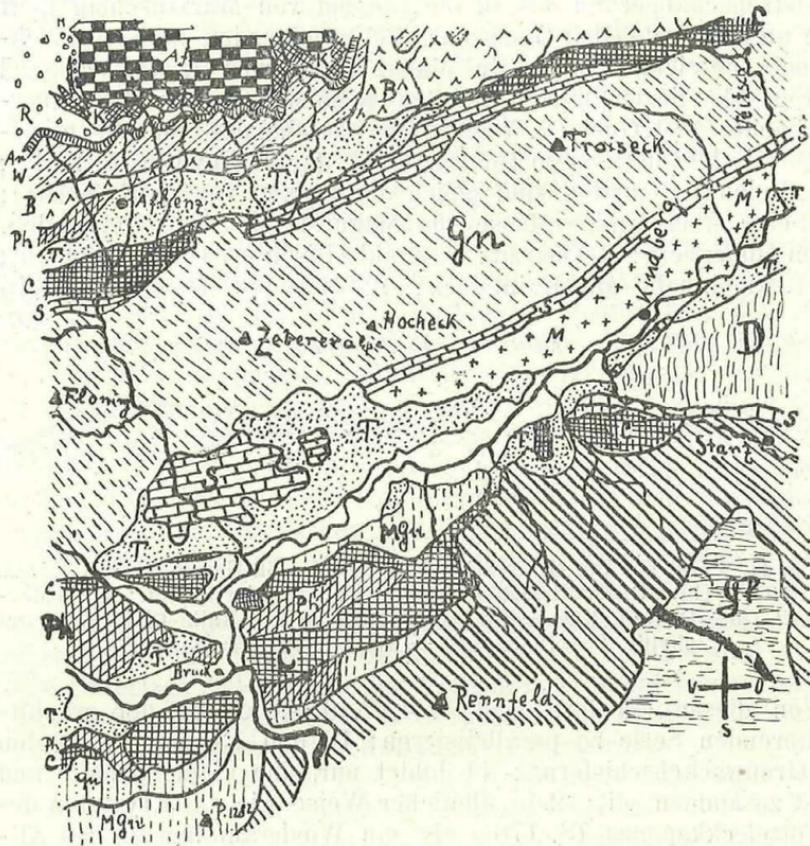


Fig. 43. Übersichtskärtchen des unteren Mürztales (nach den Kartenskizzen von Vettors, V. 1911, Gaulhofer-Stiny, M.W.G. 1912, V. 1913, Spengler, Jb. 1919, 1920).

M = Mürztaler Grogneis. Gn = Gneise, Amphibolite des Floningzuges. H = Amphibolite des Rennfeldgebietes. MGn = Gneiszug der Mugel (= Seckauer Tauern). D = Schiefer vom Aussehen des Quarzphyllites. C = Karbon der Grauwackenzone (Schiefer und Kalke). Ph = Grauwackenphyllite, z. T. unsicher vom Karbon trennbar. GP = Phyllite, Kalkschiefer und Kalke an der Basis des Grazer Paläozoikums. Qu = Quarzite (Weißstein), Porphyroide, über dem Krystallin (vielleicht dem Semmeringquarzit parallelisierbar?). S = Kalke und Dolomite des Semmeringmesozoikums und Quarzite. A = Erzführender Silur-Devon-Kalk. W = Werfener Schichten. An = Anisicher Dolomit. R = Ramsadulomit (unter der Bürgeralpe auch Wetterstein- und Reiflingerkalk). H = Hauptdolomit. Af = Aflenzerkalk. T = Miozäne, braunkohlenführende Schichten.

Unter der Blasseneckserie liegt ein langhinstreichender Karbonzug. Er beginnt östlich von Trofaiach und zieht über Thörl, Veitsch, Kapellen zum Totermannskreuz<sup>275</sup> und besteht aus Kalken der graphitführenden Serie und Phylliten. Vom Kletschachkogel an bis in die Gegend von Mürzzuschlag liegt er an einer schmalen Gneiszone, die im folgenden als Kletschachgneis bezeichnet wird. In einem Profil vom Kletschachkogel (Fig. 44) liegen mit Nordfallen folgende Gesteinszüge übereinander<sup>276</sup>: 1. Gneis; 2. Rauchwacke als schmales Band; 3. konglomeratische Quarzite am Hohlsattel; 4. dunkle Phyllite; 5. Kalke; 6. Dolomit (5 und 6 sind gleich den Kalken von Thörl (S. 181); 7. eine stockförmige Masse von Magnesit, mit Talk verbunden, am Hohenberg; 8. Quarzit; 9. dunkle Phyllite; 10. Quarzphyllit; 11. Amphibolit am Kaintaleck; 12. Marmor; 13. Quarzphyllit.

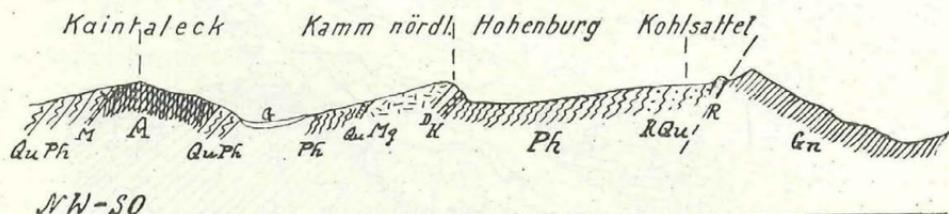


Fig. 44. Profil aus der Grauwackenzone des Tragöß-Gebietes (nach Kittl, V. 1920). Gn=Gneis. R=Rauchwacke. Ph=dunkler Phyllit. Mg=Magnesit. Qu=Quarzit. KQu=Konglomeratquarzit. K=Kalk. QuPh=Quarzphyllit. D=Dolomit. A=Amphibolit. M=Marmor.

Von diesen Gliedern sind 3, 4, 7, 9 sicher mit der graphitführenden Serie zu parallelisieren; 10 und 13 gehören zu den „Grauwackenschiefern“; 11 bildet nur eine kleine Scholle und ist zusammen mit 12 in ähnlicher Weise wie das Krystallin des Fötteleckkammes (S. 170), als ein Wiederauftauchen des Altkrystallins, hier wohl als Schubscholle aufzufassen.

Bei Thörl<sup>277</sup> liegt über dem Krystallin folgende Serie entblößt: 1. Quarzite und Serizitschiefer in senkrechter Stellung; 2. gebänderte, leicht krystalline Kalke mit steilem Südfallen (Tunnel bei Thörl, Schachenstein); 3. Karbonschiefer und Konglomerate, das ist die graphitführende Serie; 4. nordfallende Quarzphyllite, das sind „Grauwackenschiefer“; 5. Porphyroide und „Grauwackenschiefer“, das ist die Blasseneckserie (Südgehänge des Rusteckes in 1000 m Höhe). In der streichenden Fortsetzung (bereits im Ostgehänge des Mühlberges) werden Kalk und Quarzit durch eine Rauchwacke getrennt und der Kalk ist zum Teil dolomitisiert. Der rasche Wechsel in der Mächtigkeit

des Kalkes, das Aufhören des Quarzites, Verdoppelung des Karbonzuges deutet auf intensive Faltung und Schuppung. Bei Palbersdorf hebt der ganze Zug synklynal heraus; der Mitterberg besteht aus Altkrystallin und östlich davon taucht unter diesem der Kalk fensterartig heraus. Der Zug, der sich von hier bis über die Veitsch verfolgen läßt, ist nicht derselbe, der von Westen her bis Palbersdorf streicht, sondern eine tiefere Synklinale, die vom Krystallin des Mitterberges überfaltet ist. Diese Störung ist aber nur eine lokale, ganz auf die Südseite des Aflenzer Beckens beschränkte Erscheinung; denn gegen Osten stellen sich rasch die normalen Verhältnisse wieder her, so zeigt der Maurergraben bei Turnau schon wieder das Bild des Profiles von Thörl. — Möglicherweise sind diese Kalke von Thörl-Turnau nicht Karbonkalke, sondern Semmeringmesozoikum. Das würde die Komplikation wesentlich vermehren, zeigt aber, daß die Grauwackenzone eine scharfe Nordbewegung mitgemacht hat, die zu großen Schuppungen und Überschiebungen führte, wie dies ja der Stellung dieser Zone im alpinen Gebirgsbau entspricht.

In der Veitsch<sup>278</sup> liegt das „Karbon“ auf der Fortsetzung der Kletschachgneise und besteht aus weißen bis grünlichen Quarziten und Kalken (Fig. 45), die vielleicht mit dem Semmeringmesozoikum zu vergleichen sind. Zum echten Karbon gehören graphitische Schiefer und Konglomerate, Kalk, Dolomit und Magnesit. Die drei letzteren sind vielfach in Schollen aufgelöst. Aus den Schiefeln südlich unter dem Magnesit sind oberkarbonische Marinfossilien bekannt geworden<sup>279</sup>. — Die altkrystalline Unterlage endet östlich der Veitsch und es erscheinen unter dem Karbon Porphyroide (z. B. Greuteck beim Roßkogel), deren Stellung zum Quarzit des Roßkogels ist unsicher.

Die Gneise an der Basis des Karbonzuges sind äquivalent den Gesteinen des Rennfeldes; sie unterscheiden sich vom Zug des Mürztaler Grobgneises (S. 182) durch ihre Pegmatitgneise und Amphibolite<sup>280</sup>. Im Kletschachkogel spitzt der Gneis zug aus, Karbon tritt da auf seiner Südseite auf und zieht in das Mürztal. Dieses Karbon ist im Kotzgraben<sup>281</sup> mechanisch stark hergenommen, es ist mit dem Gneis verpreßt (z. B. gegenüber dem Gehöft Hübler im Bach Gneise mit Pegmatitlagen im Wechsel mit Graphitschiefern). Die Gneise des Kletschachkogels fallen gegen NW oder WNW, liegen also über diesem Karbon. Die Fortsetzung des Zuges liegt im Emberg bei Kapfenberg, wo karbonische Schiefer und Kalke Gneis überlagern. Der Gneis zieht als schmaler Streifen bis Allerheiligen. Zwischen ihm und den altkrystallinen Bildungen des Rennfeldes zieht Karbon in breiter Zone durch, das ist die Fortsetzung des von

Leoben her streichenden Karbonzuges (S. 175), der sich hier mit dem Zuge von Emberg vereinigt. Diese Zone besteht aus Kalken, hellen serizitischen Kalkschiefern, Graphitschiefern, Chloritschiefern usw., kurz aus der graphitführenden Serie und Grauwackenschiefern. Aber am Ritting (P. 735 nordöstlich von Bruck) liegen (als Auffaltung?) darin altkrystalline Gesteine, Granatamphibolite<sup>282</sup>. Der Karbonzug setzt bis gegen Stanz fort, hebt aber vor diesem Tal aus, wobei sich eine Beziehung zum zentralalpinen Mesozoikum ergibt.

Der Zug, der vom Kletschachkogel bis über die Veitsch zieht, liegt auf einer langen Strecke über zentralalpinem Mesozoikum und dieses hat den Mürztaler Grobgneis als Unterlage. Der Mürztaler Grobgneis<sup>283</sup> erstreckt sich vom Pfaffeneck bis

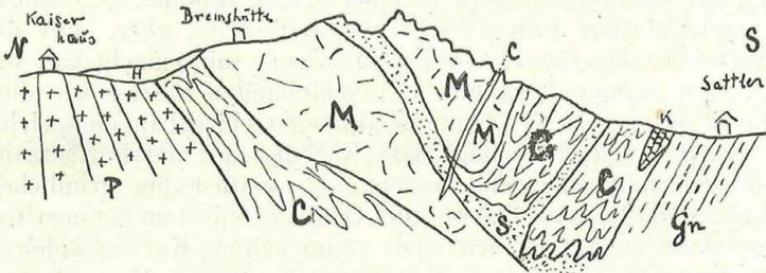


Fig. 45. Profil des Sattlerkogels bei Veitsch (nach Redlich, *Zeitschrift für praktische Geologie*, 1913, und Spengler, H. 1920). Gn = Gneis. P = Porphyroid. C = Karbon (Schiefer und Sandsteine). M = Magnesit. S = Quarzit. K = Kalk (S und K = Semmeringquarzit und zentralalpines Mesozoikum?).

in die Gegend von Feistritzberg; er ist ein meist grobkörniger, dickgebankter Granitgneis mit annähernd richtungslosem oder granitporphyrischem oder schwach geschiefertem bis augen- und flasergneisartigem Gefüge; sogar Schiefergneise bis Serizitgneise treten auf. Besonders klar ist das Profil von Mitterdorf in die Veitsch<sup>284</sup>: Zwischen Mitterdorf und dem Joselbauer Granitgneis, dann ein steil gegen Norden fallendes schmales Band von zentralalpinem Mesozoikum (Dolomite, Kalk, Rauchwacke), dann der Gneis des Kletschachzuges, der das Karbon der Veitsch trägt.

In derselben Stellung zieht das Mesozoikum bis Parschlug als eine schmale Zone durch. Bei Kapfenberg (Fig. 46) hat es eine größere Entwicklung<sup>285</sup>. Es sind marmorisierte Kalke, Plattenkalke, Zellenkalke, Dolomite, dunkelgraue Kalkschiefer. Spuren tektonischer Zertrümmerung sind überall vorhanden; mylonitische Bildungen begleiten das Mesozoikum ganz regel-

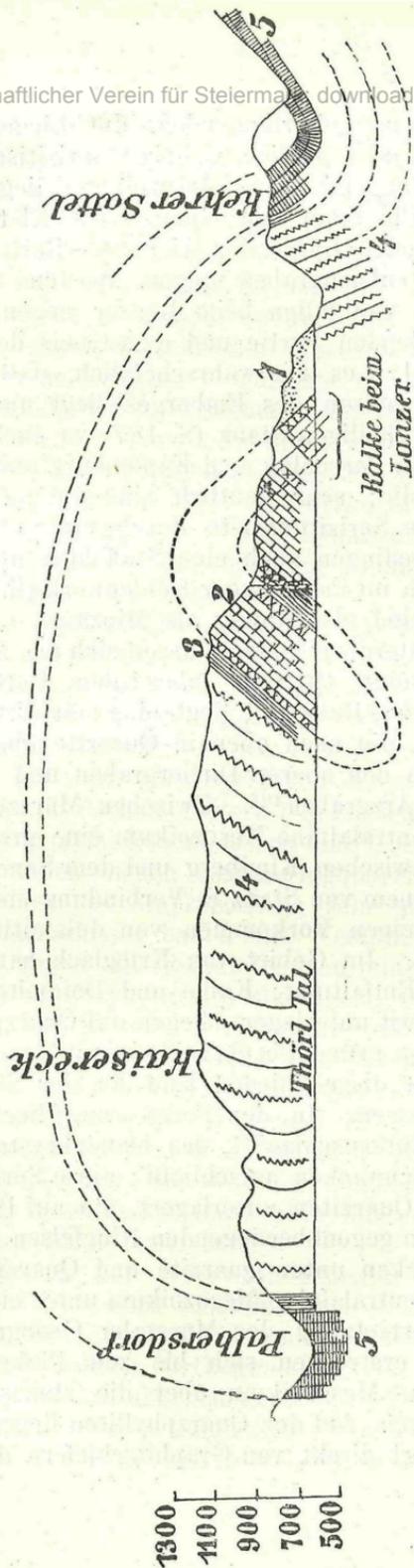


Fig. 46. Profil vom untersten Mürztal bis Thörl (nach Stiny-Gaulhofer, M. W. G. V. Bd.).  
1 = Tertiär. 2 = Kalk und Dolomite des Semmeringmesozoikums. 3 = Quarzite und Serizitschiefer. 4 = Gneise und sonstiges  
Altkrystallin. 5 = Karbon der Grauwackenzone.

mäßig im Liegenden und Hangenden. Im Liegenden folgen grünlichgraue, weiß oder rötlich gefärbte serizitische Schiefer und Quarzite; im Hangenden des Mesozoikums liegen Quarzite. Das Mesozoikum fällt unter die Gneise des Kletschachzuges ein; die NNW fallenden Kalke des Aichberg-Rettenwandzuges schwenken im Rettenbachgraben gegen Westen um, drehen dann im Leingraben und fallen beim Lanzer gegen Süden ein. Zwischen der südfallenden Partie und dem Gneis des Emberges liegt Tertiär (S. 201); es ist wahrscheinlich, daß das Mesozoikum unter den Gneisen des Emberges liegt und daß seine Fortsetzung bei Allerheiligen-Stanz (S. 187) zu suchen ist. Im Mesozoikum zwischen Parschlug und Kapfenberg spielen Brüche eine bedeutende Rolle; sehr deutlich sind die Kalke nördlich von Kolb gegen die Serizitquarzite durch einen Bruch abgeschnitten; Brüche bedingen auch eine Staffelung des Gehänges und äußern sich noch im Parschluger Kohlenwerk (S. 201) durch Verstellungen; sie sind also jünger als Miozän.

Vom Profil Mitterdorf-Veitsch lassen sich das zentralalpine Mesozoikum und seine Quarzite über den Roßkogel nach Kapellen verfolgen. Am Roßkogel liegt eine mächtige Folge von Quarzkonglomeraten, die nach oben in Quarzite übergehen; sie ziehen von da durch den oberen Dirltergraben und den Hirschgraben bis in den Arzgraben<sup>286</sup>. Zwischen Mürzzuschlag und Kapellen hat das zentralalpine Mesozoikum eine große Verbreitung, ebenso auch zwischen Kindberg und dem Semmering. Ein Zug, der wohl mit jenem von Stanz in Verbindung steht (S. 187), beginnt mit dem kleinen Vorkommen von dolomitischem Kalk bei Kindbergdörf<sup>287</sup>. Im Gebiet von Krieglach hat das Mesozoikum eine große Entfaltung; Kalke und Dolomite in steilem Nordfallen, von Quarzit unterlagert, liegen auf Quarzphylliten, in deren obersten Lagen grüne Porphyroide wie in der Blasseneckserie auftreten; alle diese Glieder sind an der Strecke nach Alpl wohl aufgeschlossen. In der Fortsetzung liegt das Profil des Gansstein bei Mürzzuschlag<sup>288</sup>, das blaue krystalline Kalke, Zellenkalke und Rauchwacken aufschließt; diese Serie wird vor dem Steinbauer von Quarziten unterlagert, die auf Phylliten der Pretulalpe liegen. Im gegenüberliegenden Ringfelsen fallen blaue Kalke und Rauchwacken unter Quarzite und Quarzphyllite ein. Hier sinkt also das zentralalpine Mesozoikum unter eine Schieferserie, die in der Fortsetzung des Mürztaler Grobgneises liegt. Diese Quarzphyllite erstrecken sich bis zum Pinkenkogel und unter ihnen zieht das Mesozoikum über die steirische Grenze zum Pinkenkogel durch. Auf den Quarzphylliten liegen die Kalke von Kapellen, die dort direkt von Graphitschiefern des Karbons

überschoben werden, wobei an der Überschiebungsfäche die weichen Schiefer zwischen die in Schollen zerbrochenen Kalke eingepreßt sind. Das Karbon überschiebt hier direkt das Mesozoikum, da der Gneis östlich des Veitschprofles zu Ende gegangen ist. Das Mesozoikum von Kapellen wird in weiteren Streichen durch die Schieferscholle des Drahtkogels in zwei Arme getrennt und streicht so über die steirische Grenze. — Unter dem gegen N fallenden Mesozoikum des Pinkenkogels stehen am Semmeringpaß<sup>289</sup> Quarzite und Serizitschiefer (S. 27) an, auf welchen der in Steiermark nur schwach entwickelte Zug des Sonnwendsteins lagert. In unser Land zieht aus dem Profil Semmering-Sonnwendstein-Alpkogel der mesozoische Zug des Erzkogels herein und gewinnt im Dürrkogel große Breite, dessen Dolomite und Kalke unter den Glimmerschiefer am Ausgang des Frörsnitzgraben einfallen; im Glimmerschiefer liegt eine zum Teile ankerisierte Marmorlage.

Diese Glimmerschiefer gehören zum Krystallin der Pretulalpe, das, wie auch andere Profile zeigen, hier auf Mesozoikum liegt<sup>290</sup>. Wie das Mesozoikum des Sonnwendsteins und des Dürrkogels, so liegt auch jenes der Pfaffen auf den Wechsel-schiefern. Am Arabichl stehen wenig metamorphe Wechsel-schiefer (S. 185) an, überlagert von einem westfallenden Band von Arkosen und Serizitschiefern (-Semmeringquarzite). Mächtige Schüblinge von Triasdolomit lassen eine Überschiebung erkennen, denn über ihnen liegen Semmeringquarzite und über diesen Glimmerschiefer mit Amphiboliten; sehr quarz- und muskowitzreiche Glimmerschiefer bauen mit Westfallen das Stuhleck auf und werden gegen die Pretulalpe von einem mechanisch stark mitgenommenen Porphygranit überlagert. Dasselbe Profil ist bei Rettenegg aufgeschlossen, nur sind an Stelle der Dolomite Kalke getreten und die Quarzite sind sehr mächtig. Das Band des Mesozoikums und besonders die Quarzite sind weiter nach Süden zu verfolgen. Bei Waldbach an der Lafnitz, im Steinwändergraben ist der Quarzit in derselben Stellung, nämlich gegen Westen fallend und die westlich folgenden Glimmerschiefer unterteufend, erschlossen. Dann aber hebt der Quarzit aus und keine Störung ist nachweisbar<sup>291</sup>.

Östlich von der erörterten Störung liegt die Masse des Wechsel<sup>292</sup>; sie wird aufgebaut von Albitgneis, Albitphyllit, Glimmerschiefern, chloritoidführenden Glimmerschiefern, Grünschiefern, Amphiboliten, Orthogneis. Vermutlich ist ein Teil der Gesteine (welcher?) karbonischen Alters. Eng mit den Wechsel-schiefern sind die ihnen aufgelagerten Quarzite verbunden. Den Wechselgesteinen steht bei Kirchberg in Niederösterreich und

Aspang die sogenannte Kernserie fremd gegenüber, das sind quarzreiche Glimmerschiefer, Amphibolite, Augengneise mit einem Granitgneiskern; die Kernserie ist ein Komplex, der mit dem sonstigen steirischen Altkrystallin zu vergleichen ist, während die Wechselgesteine im nördlichen Teil ihrer Verbreitung einen Habitus haben wie die Schieferhülle der Tauern, also der obersten Tiefenstufe entsprechen; sie gleichen in dem geringen Grade ihrer Metamorphose, der hier aber einer rückschreitenden Metamorphose entspricht, der Grauwackenzone. Gegen Westen und Süden aber nimmt ihre Metamorphose zu und es kommt daher zur Angleichung an die Kernserie. Während unter den Quarziten des Sonnwendsteingebietes die phyllitische Gruppe der Wechselgesteine liegt, steigert sich gegen Süden der metamorphe Zustand zum Gneischarakter und gegen Süden (im Raum zwischen den Linien Mönichkirchen-Friedberg und Rohrbach-Mönichwald) nimmt die Wechselserie den Charakter der Kernserie an. Es treten granitische Injektionen auf (Orthogneis nördlich von Friedberg, Aplittgneise östlich von Vorau), massige Amphibolite schalten sich in die Granatenglimmerschiefer ein. Vom Tommer bei Waldbach, wo die Quarzite ausheben (S. 83), ist keine Trennung mehr im Krystallin von Mönichwald-Vorau und Pöllau möglich. Auch in der Umgebung von Friedberg lassen sich die beiden Serien nicht mehr trennen, denn sie haben denselben Bestand und das sie weiter nördlich trennende mesozoische Band geht im Gebiete des großen Hartbergtunnels zu Ende. Das ganze Wechselmassiv hat das mit der Grauwackenzone stark kontrastierende NNW-Streichen bei konstantem WSW-Fallen. Aber im südlichen Teile sind (bei Waldbach) die aus dem NNW herstreichenden Schieferzüge in OW-Streichen übergegangen. Auf der Ostflanke werden die Wechselgesteine von der Kernserie überschoben, wobei sich dazwischen Quarzit und Mesozoikum einschiebt. Im Gebiete des großen Hartbergtunnels erscheinen solche Quarzite, durch einen Bruch getrennt von den Wechselgneisen, dessen Fortsetzung noch das grobblockige Untermiozän von Sinnersdorf gegen Wechselgneise verstellt; die Quarzite gehören in das Hangende der Wechselgneise und auf sie sind die porphyrischen Granitgneise von Zöbern und Aspang, das ist die Kernserie, geschoben. Auch das Gebiet von Schäffern gehört zur Kernserie. Der große Hartbergtunnel führt in seinem nördlichen Teil durch Wechselgesteine, der südliche Teil geht durch Miozän, das wie bei Tauchen durch einen früher erwähnten Bruch gegen den Wechselgneis verstellt ist. Bei der Station Ausschlag-Zöbern liegt Granitgneis über den Schichtkopf von Wechselschiefern geschoben.

Die Gneise der Pretulalpe wurden schon erwähnt (S. 185). Über ihnen liegen in weiter Verbreitung (z. B. beim Waldschulmeister in Alpl über Augengneisen) Quarzphyllite, die viele ungelöste Fragen bergen; denn ein Teil von ihnen gehört zur Gruppe des ehemals hochkrystallinen Altkrystallins, wie ihre Durchaderung mit aplitischem und pegmatitischem Material und die Führung von Turmalin zeigt<sup>293</sup>, andere Teile führen aber Porphyroide und sind daher mit der Blasseneckserie vergleichbar. Die Möglichkeit einer Trennung und Gliederung fehlt geradeso wie in der Gruppe der „Grauwackenschiefer“. Im Gebiete des Teufelstein haben die Quarzphyllite eine weite Verbreitung; ihre höchsten Lagen führen, wie am Alpsteig (S. 184), grüne Porphyroide (z. B. bei Fischbach). Diese Quarzphyllite<sup>294</sup> fallen steil unter das zentralalpine Mesozoikum von Krieglach ein, gegen Alpl zu ermäßigt sich das Fallen, so daß am Sattel nach Kathrein horizontale Lagerung herrscht. Die Quarzphyllite des Teufelstein neigen sich auf Strecke Fischbach-Auf der Schanz-Fochnitztal gegen SW; im Gebiete von Fischbach werden sie von zentralalpinem Mesozoikum und Quarzit überlagert, deren Stellung zum Gneis des Birkfelder Gebietes unsicher ist. Dasselbe Mesozoikum und Quarzite erscheinen im Stanzer Tal<sup>297</sup> und bilden einen Zug, der mit jenem von Kapfenberg in Verbindung zu setzen ist; er liegt über „Quarzphylliten“ des Teufelsteingebietes, die dort an mehreren Stellen Mürztaler Granitgneis enthalten; er besteht aus Quarzit, serizitischen und quarzitischen Schiefern mit Gips (wie am Semmeringpaß), in der Nähe des letzteren entspringt die alkalisch-erdige Stanzer Mineralquelle; ferner sind Kalke, Dolomite und Rauchwacken vorhanden. Die quarzitische Gruppe und das Mesozoikum fallen unter die Gneise des Rennfeldgebietes ein und sind bis zum Waldspitzkogel bei Allerheiligen zu verfolgen, wo eine Berührung der Gneise des Rennfeldgebietes (Hornblende- und Zweiglimmergneise) mit den Mürztaler Grobgnaisen unter Bildung von mächtigen Myloniten und Brekzien stattgefunden hat.

Über das Krystallin östlich und südlich vom Grazer Paläozoikum ist wenig bekannt. Das, was gewöhnlich da als Glimmerschiefer bezeichnet wird, gehört größtenteils unter den Begriff des Gneises. Auffallend sind die Streichrichtungen<sup>298</sup>: im Rabenwald und auf der Südabdachung des Masenberges NNO, zwischen Birkfeld und Anger NS, im Gebiet zwischen Weiz und Mariatrost NNO. — In den „Glimmerschiefern“ des Naintschgrabens bei Anger wird ein Schwefelkieslager abgebaut. Im Gebiete von Pöllau<sup>299</sup> sind in den Gneisen Einlagerungen von Granuliten vorhanden; wahrscheinlich sind diese Gneise mit



jenen der Koralpe zu vergleichen. Im Gebiete des Rabenwaldes wird an einigen Stellen Talk gewonnen. In Edelsee (bei Birkfeld) tritt ein dem Mürztaler Grobgnais vergleichbarer Granitgneis auf, in dem dünnschieferige, kleinaugige Gneise mit mittelkörnigen und grobkörnigen Augengneisen wechseln<sup>299a</sup>. Im Gebiete zwischen Maria-Trost und Weiz sind dieselben Paragneise, wie sie die Koralpe und Stubalpe hat, darunter auch bei Ehrenfels schöne Staurolithgneise mit NNO-Streichen und durchaus steiler Aufrichtung vorhanden; vielfach verbreitet sind Pegmatitgneise, in deren heller Quarz-Feldspatmasse häufig schwarze, meist zerbrochene Turmalinsäulen liegen. Zwischen dem Krystallin von Radegund, Guttenberg, Weiz etc. und dem Grazer Paläozoikum besteht eine große tektonische Diskordanz, denn auf das NNO streichende, sehr steil aufgerichtete Krystallin legen sich die NO streichenden flachen Falten des Paläozoikums.

Altkrystallin umgibt auf drei Seiten das Paläozoikum von Graz<sup>300</sup> und fällt unter dasselbe ein. Das Paläozoikum liegt also in einer Art von Mulde aus Altkrystallin. Die Schiefergesteine des Paläozoikums gehören der obersten, das Altkrystallin der untersten Tiefenstufe an und zwischen den beiden so verschieden metamorphen Bildungen ist kein Übergang vorhanden; daraus ist zu schließen, daß das Krystallin bereits seinen metamorphen Zustand erreicht hatte, als das Paläozoikum abgelagert wurde (S.165). — Die Tektonik der paläozoischen Schichten wird durch flach gewölbte, von Brüchen zerschnittene Falten beherrscht, der Bau erscheint also dem Krystallin gegenüber einfach. Einzelne Brüche treten scharf hervor, so z. B. der im Streichen liegende auf der Nordseite des Plabutsch oder der das Streichen querende, Rannach und Schöckelstock trennende Leberbruch.

Der Faltenbau enthüllt sich in dem Profil Kanzel-Peggau. Zwischen der Kanzel und Peggau liegt eine Synklinale, die von einer Schöckelkalkantiklinale bei Peggau abgelöst wird. Dann (Fig. 47) stört ein Bruch die Falten und jenseits liegt bis zum Krystallin eine Serie von schiefen Falten. Am Nordrand liegen westlich der Mur mit anomalem Kontakt meist devonische Schichten am Krystallin; das sowie die Differenz des Streichens bei Radegund zeigt, daß zwischen dem Altkrystallin und dem Paläozoikum eine Ablösungsfläche liegt. Ganz allgemein hat der Nordrand die stärkste Faltung und Störung erfahren.

Der Bergzug Buchkogel-Plabutsch (Fig. 48, 49), besteht aus ziemlich flach gegen W oder NW fallendem Devon (S. 22). Der tiefgehende Göstinger Bruch trennt diese Serie von dem ebenfalls flach gegen NW fallenden Devon des Frauenkogel-Kirchberg-

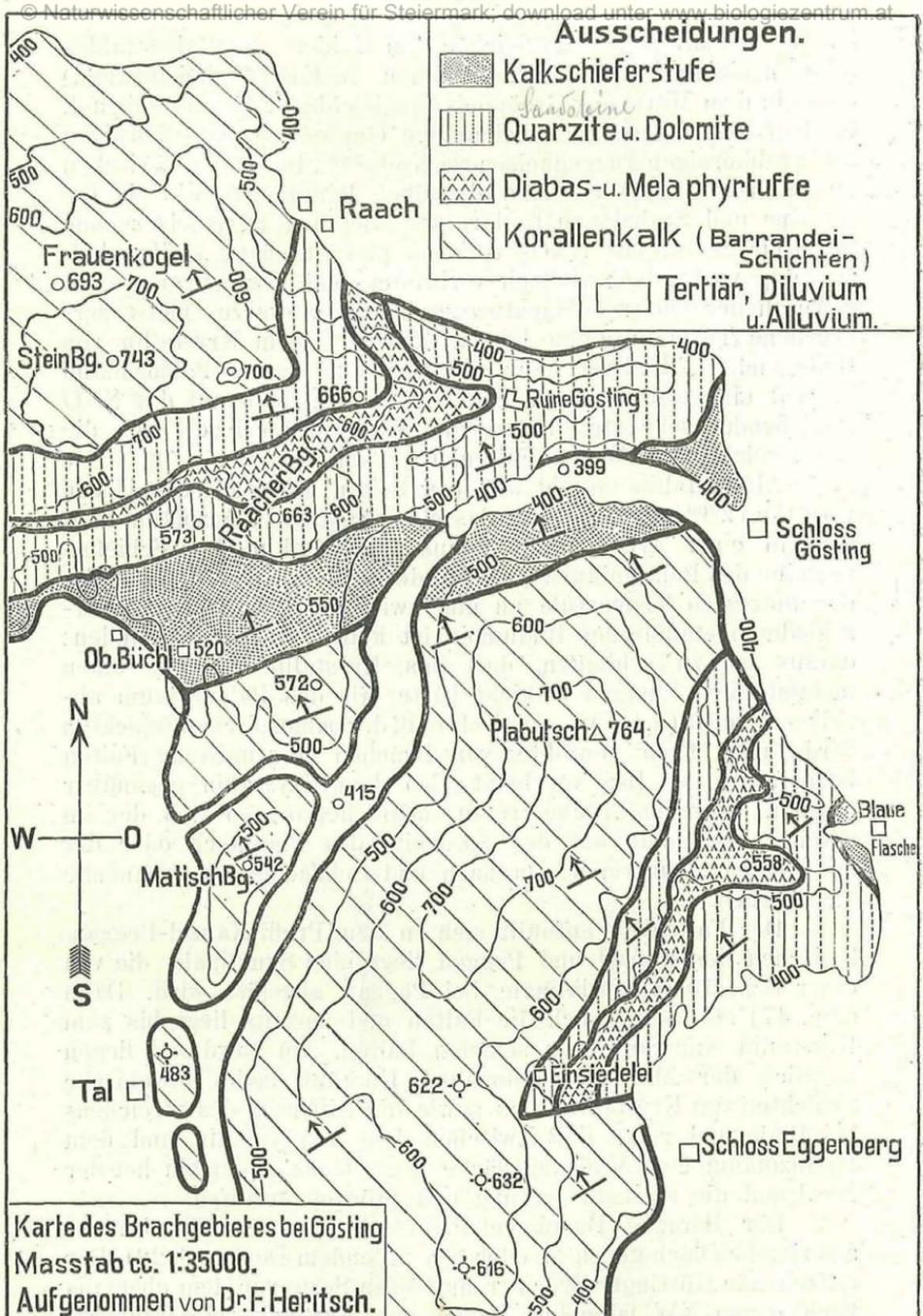


Fig. 48.

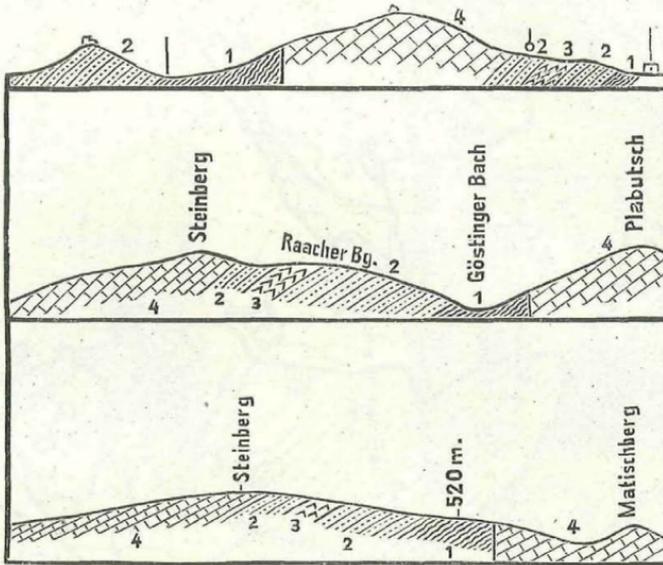


Fig. 49.

Fig. 48 und 49. Karte und Profile des Plabutschgebietes (nach Heritsch, M. 1906). Auf der Karte sind weder die Eggenberger Brekzien am Plabutschhang über Eggenberg, noch der Belvedereschotter der P. 622, P. 550 und P. 693 ausgeschieden, ebenso nicht der Grünschiefer im liegendsten Teil der Kalkschieferstufe des Göstinger Baches und die Dolomite zwischen dieser Stufe und den Plabutschkalken; den unteren Teil der „Korallenkalke“ bilden dunkelblaue Dolomite, die noch zur Dolomit-Sandsteinstufe zu stellen sind; die Ausscheidung „Quarzite“ und Dolomite muß heißen „Sandsteine und Dolomite“. In den Profilen bedeuten 1 = Kalkschieferstufe, 2 = Dolomit und Sandstein, 3 = Diabastuff, 4 = Barrandeischichten.

zuges, in dem das untere Unterdevon zum Teil durch schieferige Bildungen vertreten ist (S. 22). Derselbe Wechsel der Fazies beherrscht die Gruppe Plesch-Mühlbacher Kogel (S. 23), auf deren Südseite mächtige Dolomite des unteren Unterdevons erscheinen, die auf der Nordseite durch Kalkschiefer vertreten werden; sonst herrschen wegen des ruhigen, flachwelligen Baues einfache Lagerungsverhältnisse.

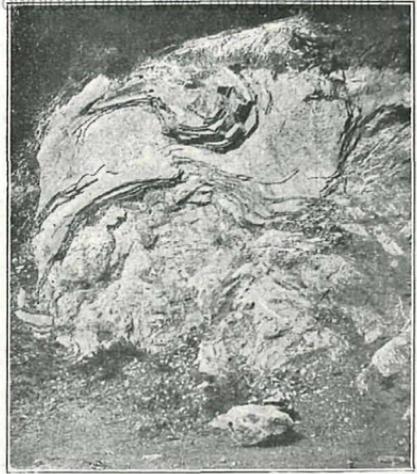
Das gegen NW fallende Devonprofil des Frauenkogels setzt sich, durch den Einschnitt der Mur getrennt, in der Kanzel fort und diese hängt, durch Belvedereschotter nur oberflächlich getrennt, mit der Rannach (Fig. 50) zusammen. Das sehr flach liegende Devon der Rannach wird durch einen scharfen, NS verlaufenden Bruch auf der Leber von dem silurischen Schöckel-





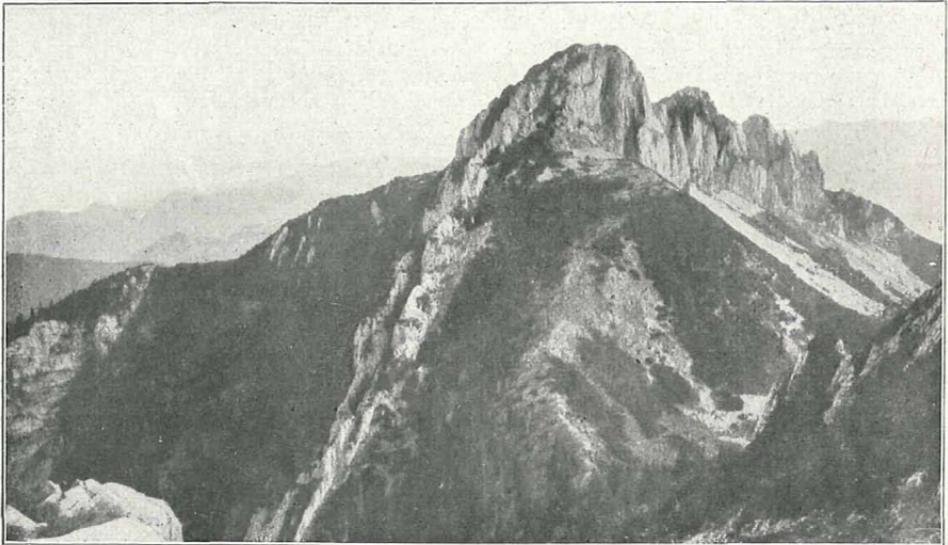
F. Czermak phot.

**Gefalteter Zoisit-amphibolit.**  
Weg vom Salzstiegel  
zum Petererriegel, Stubalpe.



F. Heritsch phot.

**Gefaltete Kalke und Kalkschiefer.**  
Steinbruch bei St. Erhard  
in der Breitenau.



F. Heritsch phot.

**Stumpfmauer von der Voralpe bei Altenmarkt.**  
Senkrecht aufgerichtete Kalke des Rhät treten als Mauern in den  
weichen Rhätschichten hervor.



Zu Fig. 50. Geologische Karte der Umgebung von Graz, 1:200 000. Das Tertiär ist nach der handkolorierten geolog. Karte der Geolog. Staatsanstalt (Aufnahme von V. Hilber), das Paläozoikum und das Krystallin östlich von Graz nach den unveröffentlichten Aufnahmen von F. Heritsch, das Krystallin in der NW-Ecke nach unveröffentlichten Aufnahmen von F.

Angel gezeichnet.

Gn = Paragneise mit Pegmatitgneislagen bei Radegund — Gutenberg.

H = Hornfelsschiefer

M = Marmor

P = Pegmatit

A = Amphibolit

Gl = Glimmerschiefer

Au = Augengneis

Gr = Granit

} in der NW-Ecke.

SK = Schöckelkalk (schiefe Schraffen, von links oben nach rechts unten).  
 SS = Semriacher Schiefer (ebenso, aber sehr eng). SSK = Kalk über SS (nur an einer Stelle, NO von Semriach). KS = Kalkschieferstufe [in der Zone Übelbach-Schererkogel sind auch SK, SS, D und K inbegriffen] (schiefe gekreuzte Schraffen, sehr eng). DS = Dolomit-Sandsteinstufe (senkrechte Schraffen mit Punkten). K = Barrandeisichten (senkrechte Schraffen). O = Oberdevon (senkrechte und wagrechte Schraffen gekreuzt). GM = Mergel, Konglomerate und Sandsteine der Gosau (schiefe Schraffen von rechts oben nach links unten). GC = Zementmergel und Kalke der Gosau [nur bei St. Bartholomä] (ebenso, mit Punkten). S = Untermiozäne Süßwasserschichten (enggestellte feine Punkte). Sa = Sarmatische Schichten [nur in Tal bei Graz] (grobe Punkte). P = Pontische Schichten (kleine Ringe). B = Belvedereschichten (feine Punkte, weit auseinander). Weiß = Diluvium, Alluvium.

stock getrennt; der Bruch läßt sich sehr schön über den Kessel-fall bis in die Nähe von Semriach (Fig. 50) verfolgen und trennt immer Devon von Schöckelkalk oder Semriacher Schiefer. Seine Ausläufer liegen im Bruchgebiet beim Lurloch (Fig. 51).

Im Schöckelgebiete hat der Schöckelkalk eine beherrschende Stellung. Auf der Nordseite des Schöckelstockes fallen die Schöckelkalke unter die Semriacher Schiefer der Mulde von Semriach-Passail ein und dieselbe Stellung haben die Kalke des Zuges Garracher Wände-Sattelberg-Zetz. Der Schöckelkalk der Garracher Wände ist nicht die direkte Fortsetzung des Schöckels, sondern zwischen den beiden ist eine schiefererfüllte Unterbrechung vorhanden; der Schöckelkalk der Garracher Wände streicht nördlich des Schöckelkreuzes als schmaler Zug durch, um gegen W bald auszuweichen, so daß das Bild einer schuppenartigen Lagerung eines steil N einfallenden Komplexes (Kalk des Schöckel, Semriacher Schiefer, Kalk der Garracher Wände, Semriacher Schiefer) entsteht. Bei Arzberg und an anderen Stellen sind an der Nordgrenze des Hauptzuges des Kalkes Schuppen von Kalk

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
 und Schiefer entwickelt. Bei Arzberg, Burgstall, Kaltenberg und  
 Haufenreith werden Blei-, Zink- und Silbererze abgebaut. Im

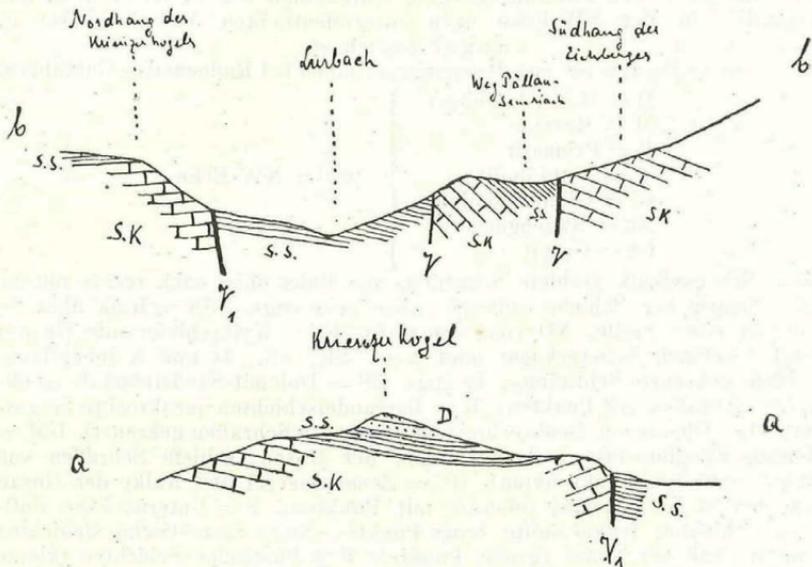


Fig. 51. Profile in der Umgebung des Lurloches (unveröffentlichtes Profil von F. Heritsch). SK = Schöckelkalk. SS = Semriacher Schiefer. D = Dolomit-Sandstein-Stufe mit Andeutungen der Kalkschieferstufe (Bytrotrephisschiefer an der Basis).  $V_1$  = Leberbruch. V = Parallelbrüche.

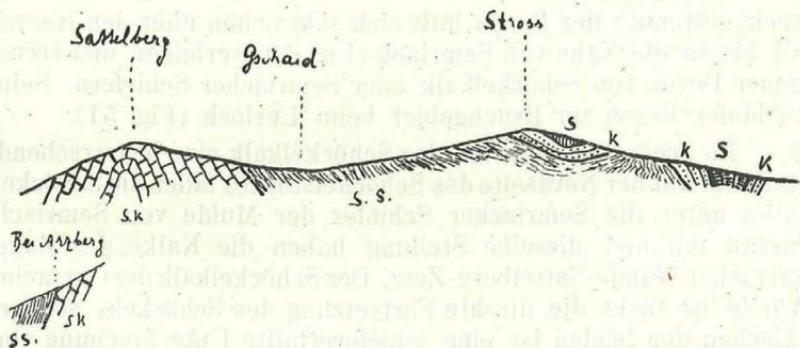


Fig. 52. Profil Sattelberg—Stroß (unveröffentlichtes Profil von F. Heritsch). SK = Schöckelkalk. SS = Semriacher Schiefer. K = Kalkschieferstufe. S = Unterdevonische Sandsteine.

Sattelberg und im Profile der Weizklamm bildet der Schöckelkalk eine Antiklinale, der im Stroßgebiete eine bis in die Dolomit-Sandsteinstufe reichende Synklinale (Fig. 52) vorlagert;

ihr Südschenkel bildet den Rand des Paläozoikums bei Weiz. — Im Gebiete der Platte und des Linecks, ferner bei Zösenberg, auf der Leber etc. sind dem Schöckelkalk zum Teil mächtige Massen von Semriacher Schiefen aufgelagert. Brüche komplizieren die Lagerung; so geht im Annagraben die Fortsetzung des Göstinger Bruches durch (Fig. 53), an dem Platte und Lineck gegen das Plateau von Zösenberg tiefer gestellt sind. Das Plateau von Buch-Kalkleitenmöstl ist durch einen NS-Bruch tiefer gestellt als der Schöckelkalk der Erhartshöhe.

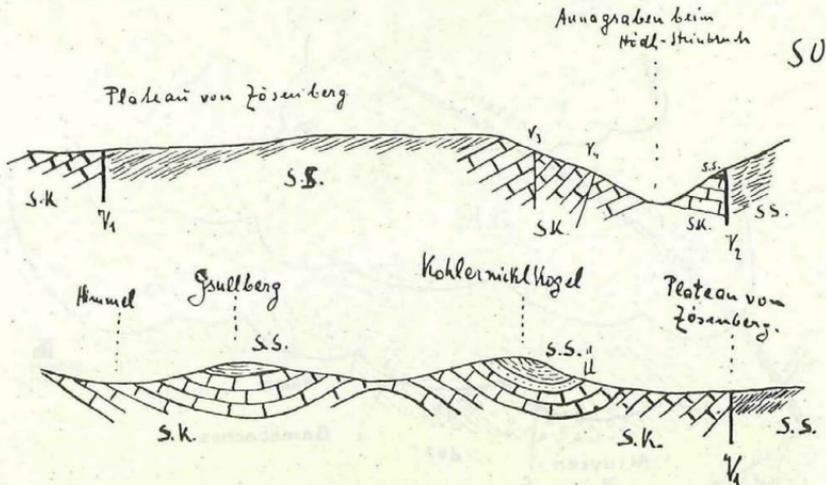


Fig. 53. Profil durch das Gebiet Annagraben—Zösenberg (unveröffentlichtes Profil von F. Heritsch). SK = Schöckelkalk. SS = Semriacher Schiefer. Ü = Übergangsschichten von SK in SS, nämlich Phyllite und harte quarzistische Sandsteine. V<sub>1</sub> = Zösenberger Bruch. V<sub>2</sub> = Göstinger Bruch. V<sub>3</sub>, V<sub>4</sub> = Kleine Verwerfungen, im ersten großen Kalksteinbruch des Annagrabens aufgeschlossen.

Unter dem Devon der Rannach liegen die Semriacher Schiefer des Hiening und unter diesen tauchen die Schöckelkalk von Peggau heraus (Fig. 47). Dieser Schöckelkalk bildet bis Frohnleiten das Fußgestell des Trötsch und damit das Liegende einer normal entwickelten Serie, die im Trötschgipfel von Korallenkalk gekrönt wird. In der Umgebung von Frohnleiten tritt in den Schiefen unter (Rabenstein) oder über dem Schöckelkalk (Schrems) Bleiglanz in einer Gangmasse von Quarz, Schwespat und Rohwand auf. Unter dem Schöckelkalk liegt auch das Vorkommen von Deutschfeistritz (Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies). In den altpaläozoischen Schiefen liegt die Lagerstätte von Guggenbach bei Übelbach, die Zinkblende in Schwer-

spatgängen führt. Blei und Zinkerze treten auch bei Großstübing auf.

Das Gebiet zwischen dem Stübing- und dem Übelbachgraben und jenes nördlich vom letzteren ist schwer zu gliedern, denn große Flächen werden von Kalkschiefern und Kalken eingenommen, deren Stellung in der paläozoischen Folge unsicher ist; dazu kommt noch der stärkere, schiefe Faltenbau der Randzonen. Sicher ist es, daß große Teile des Randes von devonischen Dolomiten und Barrandeischichten eingenommen werden. Besonders kompliziert sind die Verhältnisse bei Gams, wo rote Konglo-

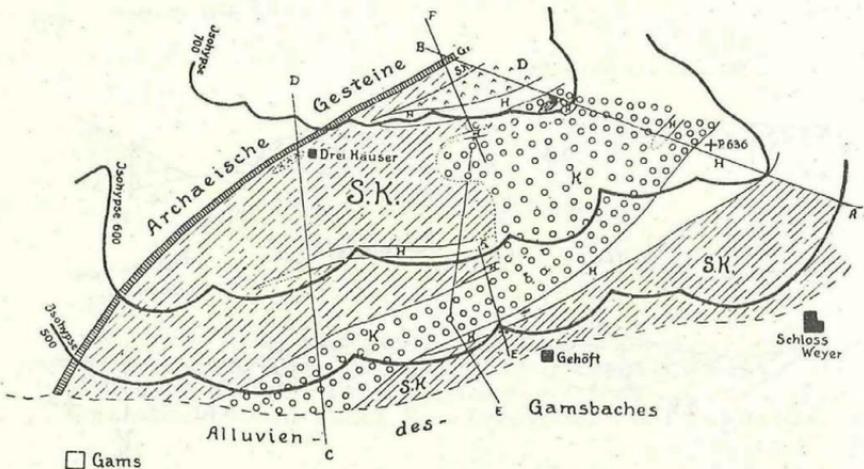


Fig. 54. Karte des Gosaugebietes bei Frohnleiten, 1: 15 000 (nach Heritsch, M. 1913). Gr = Graphitschiefer und graphitische Tonschiefer. SK = Kalk und Kalkschiefer des Schöckelkalkniveaus. D = Diabastuff und Diabasmandelstein. H = Hochlantschkalk und Brekzie desselben. K = Konglomerat. Gestrichelte Linie = Fuß des Gehänges, zugleich Grenze des Alluviums des Gamsbaches. Vermutete, nicht beobachtbare Schichtgrenzen sind fein punktiert. A—B, B—D etc. = Linien der Profile der Fig. 55.

merate der Gosau über verschiedene paläozoische Schichten übergreifen (Fig. 54, 55) und selbst noch schwach gestört sind. Es ist am Rande gegen das Krystallin eine Schuppenzone aus schmalen Gesteinsblättern von Hochlantschkalk, Schöckelkalk und Kalkschiefern, Graphitschiefern (von der Basis des Schöckelkalkes?), Diabastuffen und Diabasmandelsteinen vorhanden und über alle diese schon gestörten Schichten greifen die grellroten Gosaukonglomerate.

In der Hochlantschgruppe (Fig. 56) sind das Schöckelkalkniveau und die Semriacher Schiefer vielfach durch Kalkschiefer vertreten (S. 20) und diese Kalkschieferentwicklung reicht stellen-

weise bis in die Barrandeeschichten hinauf. Auf der Nordseite des Hochlantsch ist in der Schieferserie eine Zone vorhanden, in der Graphitschiefer, Kalke und Magnesit auftreten; das ist ein Schichtkomplex, der mit dem Karbon der Grauwackenzone große Ähnlichkeit hat, doch ist es fraglich, ob es sich um

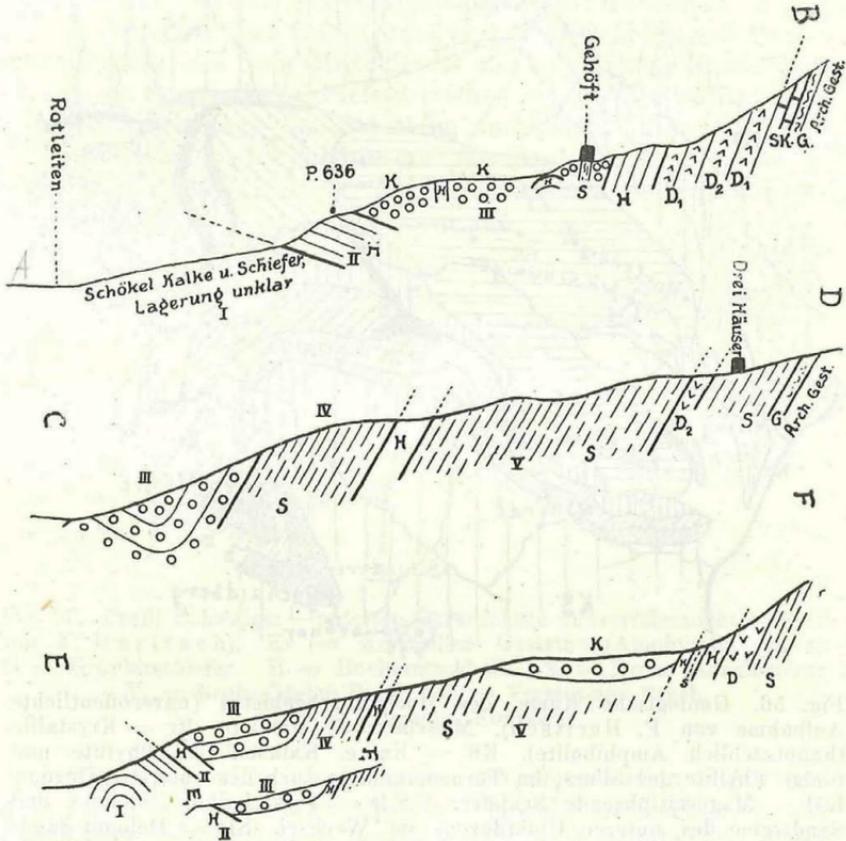


Fig. 55. Profile zur Fig. 54 (nach Heritsch, M. 1913). S = Kalke und Kalkschiefer des Schöckelkalkniveaus. SK = Bank von typischem Schöckelkalk. G = Graphitschiefer und graphitische Tonschiefer. D<sub>1</sub> = Diabastuff. D<sub>2</sub> = Diabasmandelstein. H = Hochlantschkalk. K = Konglomerat. Feinpunktiert = die anomalen Kontakte. Mit I—V sind die tektonischen Äquivalente bezeichnet.

Karbon handelt. Wenn dies der Fall ist, könnte diese bei St. Jakob durchziehende Zone (Magnesitvorkommen!) nur eine Synklinale im altpaläozoischen Schieferkomplex sein. — Auf dem Hochlantschkalk des Schwaigerplateaus und in der unteren Bärenschütz liegen dieselben roten Gosaukonglomerate wie in der

Gams; ihre Lagerung ist zum größten Teile sehr ruhig, doch sind sie mit ihrer Unterlage noch durch Brüche verstellt worden (Fig. 57).

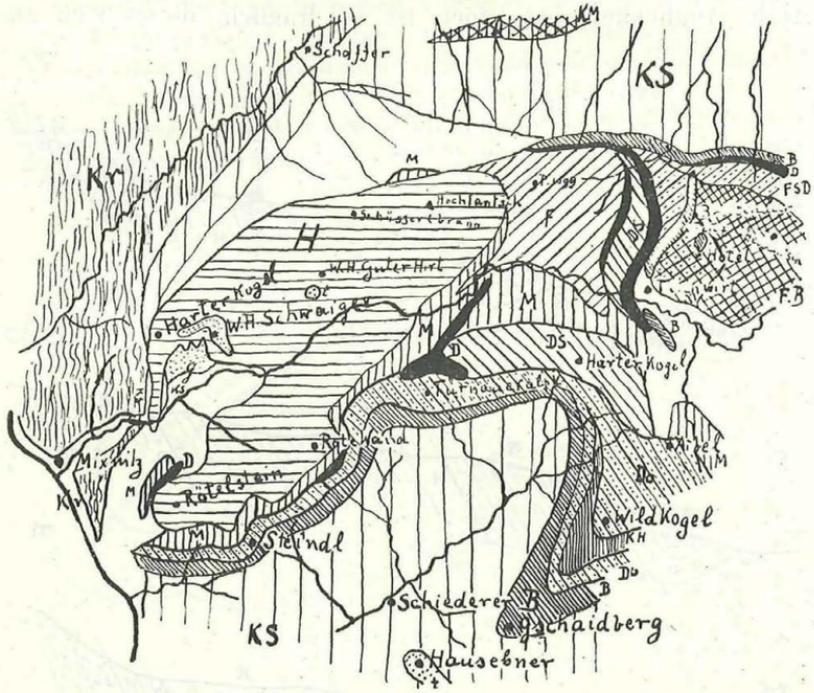


Fig. 56. Geologische Karte des Hochlantschgebietes (unveröffentlichte Aufnahme von F. Heritsch). Maßstab = 1:100.000. Kr = Krystallin (hauptsächlich Amphibolite). KS = Kalke, Kalkschiefer, Phyllite und tonige Phyllite des Silurs, im Türauergebiete auch des untersten Devons. KM = Magnesitführende Schiefer. F.S.D = Flaserkalke, Dolomite und Sandsteine des unteren Unterdevons im Wechsel. SD = Dolomit-Sandsteinstufe des unteren Unterdevons (nur beim Teichalpenhotel). FB = Barrandeisichten in Flaserkalkentwicklung. B = Barrandeisichten. KH = Kalkschiefer der Hubenhalt (Mitteldevon). D = Dolomit (Mitteldevon). DS = Dolomit und Kalk im Wechsel, z. T. auch dazu Sandsteinbänke (Mitteldevon). F = Flaserkalke (Mitteldevon). M = Blaue und graue Kalke (Mitteldevon). H = Hochlantschkalk (Mitteldevon). D = Diabas und Diabastuff. G = Gosaukonglomerate. T = Jungtertiäre Schotter. Weiß = Schutthalden etc.

Der Bau der Hochlantschgruppe ist durch eine große, flache Mulde des Hochlantschkalkes beherrscht, deren Achse beiläufig mit dem Lauf des Mixnitzbaches zusammenfällt; der Hochlantschkalk der Roten Wand fällt gegen Norden, jener des

Hochlantsch gegen S ein. Am Südabfall des Rötelssteins und der Roten Wand ist bis zur Sohle des Törnauergrabens ein lückenloses Profil über Mitteldevon und Barrandeischichten (z. B. beim Steindl) bis in die Kalkschiefer und Schöckelkalke bei sehr ruhiger Lagerung entblößt. Dasselbe ist der Fall in den Profilen vom Mitteldevon des Harterkogels und der Hubenhalt in dem Törnauergraben. Das Gebiet zwischen der Teichalpe und Passail zeigt Profile, die vom Mitteldevon und den Barrandeischichten bis zu den Semriacher Schiefen reichen; es ist da zum Teil recht kräftige Aufrichtung der Schichten vorhanden.

Am steilen Nordabfall der Hochlantschgruppe aber ist der Verband zwischen der aus verschiedenen Schiefen, Kalk-

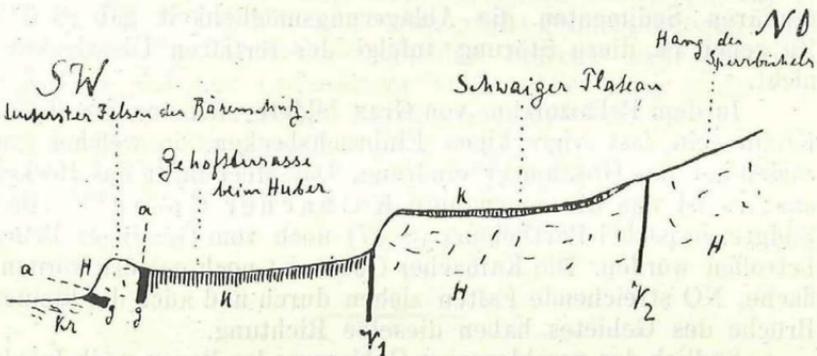


Fig. 57. Profil Schwaiger — unterste Bärenschütz (unveröffentlichtes Profil von F. Heritsch). Kr = Krystalline Gesteine (Amphibolit, Gneis). G = Graphitschiefer. H = Hochlantschkalk. K = Rotes Konglomerat. V<sub>1</sub> = Beobachteter Bruch. V<sub>2</sub> = Vermuteter Bruch. a = Anomale Kontakte.

schiefern und Kalken bestehenden altpaläozoischen Basis und dem Devon kein normaler; denn die Hochlantschkalkmasse und das östlich anschließende Devon ist an einer Schubfläche gegen N vorgeschoben. Der Nordabfall des Hochlantsch gehört eben in jene Zone des Grazer Paläozoikums, die, am Nordrande gelegen (S. 200), eine intensivere Störung mitgemacht hat, was zu lebhaften Faltungen und Schuppungen der Unterlage (Gams, S. 196) und in den höheren, freier beweglichen Lagen zu einem Schub nach Norden geführt hat. Zur ersteren Gruppe der Störungen gehört auch die schöne, umgekehrt S-förmige Schöckelkalkfalte des Gschwendberges bei Frohnleiten.

Auf der Nordseite der Breitenau ist eine mächtige Entwicklung von Schieferkalken, Kalkschiefern, Phylliten etc. vorhanden, die wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit den tieferen

Stufen des Grazer Paläozoikums zu parallelisieren sind. Ein schmaler Zug derselben tritt in die bereits erwähnte (S. 156) Störung in der Südseite des Rennfeldes ein.

Während die Nordgrenze des Paläozoikums eine Zone lebhafter Nordbewegung darstellt, ist die Ostgrenze, der Erosionsrand des Paläozoikums, klar ausgesprochen durch das Heraus-tauchen und die Erhebung der krystallinen Grundlage. — An der Westgrenze streichen die Schichten, wie im ganzen Paläozoikum NO und zwischen ihnen und dem Krystallin geht ein Bruch oder ein Geflecht von solchen durch, an dem die paläozoischen Gesteine scharf gegen das Krystallin abschneiden. An der Entstehung der Südgrenze war wohl auch eine Störung beteiligt, welche durch das Absinken des südlich Gelegenen den tertiären Sedimenten die Ablagerungsmöglichkeit gab (S. 51). Zu sehen ist diese Störung infolge der tertiären Überdeckung nicht.

In dem Paläozoikum von Graz bildete sich vor der oberen Kreide ein fast viereckiges Einbruchsbecken, in welches von Süden her das Gosaumeer eindrang. Das Meer füllte das Becken aus; es ist das die sogenannte Kainacher Gosau<sup>301</sup>. Ihre Südgrenze ist bei Bartholomä (S. 47) noch vom Göttinger Bruch betroffen worden. Die Kainacher Gosau ist noch gestört worden; flache, NO streichende Falten ziehen durch und auch die kleinen Brüche des Gebietes haben dieselbe Richtung.

Südlich des geschlossenen Gebirgsrandes liegen noch Inseln der älteren Gesteine, so der Semriacher Schiefer des Kalvarienberges, der unterdevonische Dolomit des Grazer Schloßberges, ein Semriacher Schieferaufbruch in der Ragnitz und bei Weiten-dorf, ferner der tertiärumsflossene Devonkalk von Toblbad, aus dem eine Therme entspringt, und das Sausalgebirge (S. 204).

Die jungtertiären Sedimente der steirischen Zentralalpen sind — abgesehen vom Ennstal (S. 99) — zum größten Teil auf die große Furche des Mur-Mürztales beschränkt (S. 61). Im Sattel zwischen Schöder und Ranten sind Konglomerate und kohlenführende Sandsteine erhalten; sie gehören, wie alle diese Bildungen, ins Untermiozän. Bei Oberwölz sind Konglomerate entwickelt<sup>302</sup>. Kohlenführende Schichten sind auch von Judendorf bei Neumarkt bekannt. Größeres Ausmaß haben die flözführenden Schiefertone und Sandsteine von St. Oswald bei Oberzeiring. Im Judenburger Becken ist besonders Fohnsdorf (S. 50) zu nennen; auch sonst hat das kohlenführende Untermiozän eine bedeutende Verbreitung; es nimmt den Ob-dacher Sattel und die Umgebung von Seckau ein. In großer Entwicklung liegt es bei Leoben und im Becken von Trofaiach.

Das Tertiär von Leoben<sup>303</sup> wird durch Phyllit in zwei Becken geteilt; es hat noch eine kleine Störungsphase mitgemacht. Im Mürztal sind bei Parschlug<sup>304</sup> kohlenführende Letten und Schiefer-tone, Sande, Sandsteine und Konglomerate vorhanden. Auch im Mürztal bis Mürzzuschlag ist kohlenführendes Tertiär entwickelt. Eine beträchtliche Verbreitung hat das kohlenführende Unter-miozän im Gebiete von Aflenz, Göriach und Turnau; diese Schichten sowie jene des Mürztales sind, wahrscheinlich in nach-sarmatischer Zeit gestört worden<sup>305</sup>. Abseits von der Furche des „norischen Flusses“ (S. 61) liegen die Miozänvorkommen von Rettenegg (ziemlich steil aufgerichtete, flözführende Schiefer-letten, ferner Sand und Konglomerat<sup>306</sup>), von Vorau<sup>307</sup>, von Passail (sehr schlecht aufgeschlossen, unten Schiefertone, oben Konglomerate<sup>308</sup>). Bei Birkfeld sind große Schuttbildungen vor-handen, die stellenweise Braunkohlen führen; wahrscheinlich handelt es sich um Untermiozän<sup>309</sup> -- Alle diese Bildungen sind Ausläufer der großen Entwicklung des Untermiozäns im Hügelland von Steiermark.

## Das Hügelland.

Von dem steirischen Bergland ist durch eine scharfe, vielfach geschwungene Grenze das Hügelland getrennt. Unvermittelt stoßen die beiden so sehr verschiedenen Landschaften aneinander. Dem Unterschied im Landschaftsbilde liegt die Verschiedenheit des geologischen Baues und der geologischen Geschichte zugrunde. Auf der einen Seite liegt das alte, gefaltete Bergland, der Rand der Alpen, das Gebirge, das längst schon entstanden war, bevor die Bildung des Hügellandes begann. Auf der anderen Seite der Grenzlinie liegen die jugendlichen Ausfüllungen einer Bucht, die im Vergleich zum Gebirge fast gar nicht gestört sind. Zwischen dem untersinkenden Alpengebirge und dem Tertiärland der steirischen Hügelwelt liegt eine gewaltige Diskordanzfläche. An den buchtig zerklüfteten Rand des Berglandes lagerten sich die Ablagerungen des Jungtertiärs. Dieser Gebirgsrand streicht von Leutschach bis zum Radel im OW, von dort bis Voitsberg im SN und von dort bis Friedberg im SW-NO; er umschließt so die große Bucht von Graz.

Im Alttertiär war das Gebiet wohl zum größten Teil landfest. Jedenfalls war es gerade vor dem Untermiozän Land. Senkung schaltete es tiefer, so daß es unter das lakustre und dann unter das marine Akkumulationsniveau kam (S. 51). Senkungsvorgänge sind im weiteren Verlaufe des Jungtertiärs vielfach geschehen (S. 51—57). In diesem Sinne ist daher das Hügelland, das man auch als Bucht von Graz bezeichnet, als ein Senkungsfeld anzusehen, womit auch der jugendliche Vulkanismus zusammenhängen mag. Für die Annahme eines Einbruchsbeckens spricht auch der im großen ganzen geradlinige Verlauf der Gebirgsränder.

Die ältesten marinen Miozänschichten sind nur bei Leutschach vorhanden<sup>310</sup>. Es treten da am Schloßberge die „basalen marinen Mergel“ auf, das sind stark aufgerichtete, mächtige, flyschähnliche Sandsteine, die beim Bauer Werzel Mergellagen führen. Gegen das Krystallin des Posruck scheinen sie sich an einer NS-Linie abzugrenzen; westlich von Leutschach fehlen sie. Die Foraminiferenmergel folgen darüber und gehen nach W in die Süßwasserschichten über (S. 49). Das Tertiär lehnt sich an den Posruck und aus ihm ragen noch einige Inseln des Krystallins heraus (Schmirnberg-Spitzmühle südlich von Leutschach, Amphibolit und Gneis; Montehügel bei Leutschach, krystalliner Kalk; Klause im Rodoarischgraben, Phyllite<sup>311</sup>). Westlich von

Leutschach und südlich von der Saggau haben die untermiozänen Süßwasserschichten eine große Verbreitung. Die unter ihnen liegenden konglomeratischen Bildungen (Radelkonglomerate) reichen hoch gegen den Kamm des Posruck hinauf und überschreiten ihn im Gebiete der Radelstraße. Im Konglomerat stecken vielfach große Blöcke von Korallengesteinen, auch isoliert findet man solche Blöcke<sup>312</sup>. Das Miozän ist am Posruckrande stark aufgerichtet (N- und NO-Fallen).

Auf den meist konglomeratischen Schichten liegt im Wies-Eibiswalder Revier ein mächtiger Komplex von Sandstein und Sandsteinschiefern. Dann folgt das Braunkohlenflöz<sup>313</sup>, dessen Hangendes bei Eibiswald sandige Schiefertone, Sandsteine, Konglomerate, Letten und Tonmergel, bei Wies Schiefertone, Letten und Tonmergel sind; auf dem Gneis der Korralpe liegt das Flöz direkt auf. Das Eibiswalder Flöz (1·0—3·8 m mächtig) fällt flach gegen N und nimmt gegen O an Mächtigkeit ab. Das Eibiswalder Flöz, mit dem das Vordersdorfer Flöz zusammenhängt, wird durch einen Gneiszug vom Wieser Flöz getrennt. Das Wieser Flöz (1·3—2·2 m mächtig) fällt auch flach gegen N ein und hat in seinen mächtigsten Partien Sand- und Schieferbänke als Zwischenmittel. Im nördlichen Teil des Beckens ist noch ein geringes Hangendflöz vorhanden. — Bohrungen am Gebirgsrand zeigen, daß das krystalline Gebirge mit scharfem Abfall unter das Tertiär fällt — eine Stütze für den Einbruchcharakter der Grazer Bucht (bei Schwanberg 245·4 m, bei Leibenfeld 97 m, bei Stainz 105 m durch Tertiär<sup>314</sup>).

Die Süßwasserschichten von Eibiswald-Wies fallen flach nordöstlich in das marine Miozän ein. Marine Sande und Tegel bauen die Hügel im Gebiete von Gleinstätten und St. Florian auf, aber auch Konglomerate fehlen nicht, welche die Verbindung mit der grobklastischen Grunder Fazies von Gamlitz herstellen<sup>315</sup>. Sande unter dem Florianer Tegel sind bei Hasreith (südlich von St. Florian) vorhanden<sup>316</sup>; es sind grobsandig schotterige Schichten, über denen der eigentliche Florianer Tegel liegt. Unter dem Sand von Hasreith liegen nördlich von Wies die Hangendmergel der Süßwasserschichten.

Der Florianer Tegel<sup>317</sup> ist ein toniges, meist stark sandiges und glimmerführendes Sediment, das nur lokal reintonig entwickelt ist. Pflanzenreste, Kohlenflözchen und marine Fossilien sind häufig; brackische und marine Schichten liegen über- und nebeneinander<sup>318</sup>. Aus dieser Ablagerung bestehen die Höhen südlich, südwestlich und nördlich von St. Florian, der Talgrund von St. Nikolai. Ein Teil des Tegels östlich und südlich des

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at  
 Sausal ist dem Leithakalk altersgleich, eine Trennung ist aber unmöglich.

An der Straße Preding-Pöls sind 1 km vor Pöls blaugraue Florianer Tegel aufgeschlossen; die Höhen daneben sind von Sand gebildet; zwischen diesen und den Tegel schiebt sich der Mergel von Pöls<sup>319</sup> ein (mit vielen Versteinerungen im Muschelgraben); unter seinen Fossilien kommen die dickwandigen Mollusken des Leithakalkes vor; ihrer Fauna nach stehen die Pölsmergel im höchsten Teil des Grunder Horizontes.

Über den Florianer Tegeln liegen die „Oberen Schotter- und Sandbildungen“<sup>320</sup>, das ist eine Wechsellagerung von Sanden, Sandstein, Schottern und Konglomeraten (mit vielen marinen Fossilien, z. B. am Hirzenbüchl bei Pöls, bei Oisnitz<sup>321</sup>); sie haben eine große Verbreitung zwischen dem Stainzbach und der Kainach; das nördlichste Vorkommen von Fossilien liegt bei Teipl (zwischen Stainz und Mooskirchen).

Zwischen Pöls und dem Wildoner Buchkogel breiten sich dieselben Schichten aus<sup>322</sup>. Am Komberger Kogel kommen im Sandstein kleine Platten und kopfgroße Knollen von Toneisenstein vor. An mehreren Stellen (z. B. Straße von Schwarzenegg nach Wildon) trifft man einen pflanzenführenden Sandstein (Cinnamomumsandstein); er liegt unmittelbar unter dem Leithakalk (z. B. beim Bockmar, wo der Buchkogel steil gegen Westen zum Kamm abfällt). Die Verbindung des Leithakalkes mit den bisher genannten marinen Schichten sieht man im Profil von Grötsch (OSO von Preding); an der Basis liegen da Tegel mit kleinen Kohlenflözchen; darüber folgen am Hügel östlich vom Ort eine Wechsellagerung von Sand, Schotter und Konglomerat (mit Fossilien), dann Leithakalk, darüber Mergel und Sande. — Erwähnt sei noch, daß Bohrungen bei Hengsberg eine geringe Mächtigkeit des Tertiärs ergaben, denn in 32 und 57 m Tiefe wurden bereits die paläozoischen Schiefer des Sausal angetroffen. — Bei Hengsberg entspringt aus dem Miozän eine Mineralquelle.

In der Gegend von Wildon<sup>323</sup> sind die Leithakalke sehr verbreitet; besonders im Buchkogel sind sie sehr mächtig und enthalten stellenweise Foraminiferenmergel (Schloß Freibüchel). Am Wildoner Schloßberg liegen über ihnen Belvedereschotter (Gerölle von Quarz und krystallinen Gesteinen). Auch jenseits der Mur sind Leithakalke mit zwei Lagen von Foraminiferenmergeln (Amphisteginenmergeln) vorhanden.

Im Süden erhebt sich das aus paläozoischen Schiefen und Miozän aufgebaute Sausalgebirge<sup>324</sup>. Die Schiefer sind wahrscheinlich den Semriacher Schiefen gleichzustellen; sie führen stellenweise Grünschieferlagen und Diabase (Steinbruch am Wies-

berg bei Tilmitsch). Die Grünschiefer bilden den tieferen Teil des Komplexes, darüber liegen Phyllite und diese letzteren werden im Gebiete des Mandlkogels von Serizitphylliten überlagert; diese letzteren sind helle Gesteine, durch Metamorphose aus Quarz-

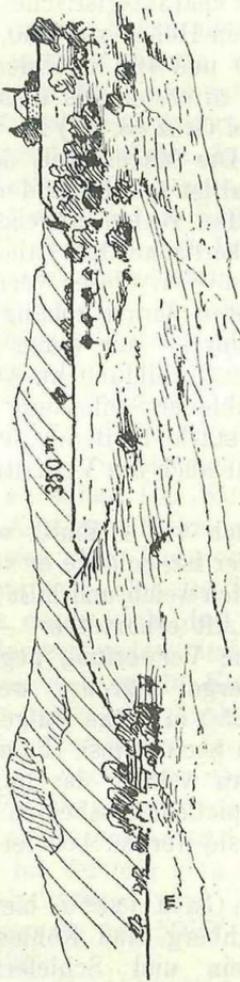


Fig. 58. Talböden im Sausalgebirge, Kamm des Flamhofrückens  
(nach Terzaghi, M. 1907).

porphyren hervorgegangen. Eine Kalkeinlagerung führen die Phyllite des Demmerkogels und am Burgstallkogel bei Großklein liegen über den Phylliten Kalke mit *Favosites*, die jedenfalls dem Grazer Korallenkalk gleichzustellen sind. Im Murtal liegt mitten im Quartär beim Elektrizitätswerk Lebring ein Vorkommen von Diabas.

Über die alten Gesteine des Sausal sind die miozänen Sedimente ausgebreitet. Wir sehen den Leithakalk und von ihm alle Übergänge zu Sandstein, Konglomerat und Brekzie mit kalkigem Bindemittel; ferner sind Tone mit Sandsteinbänken, Tegel und Sande vorhanden. Bemerkenswert sind die alten Talböden (Fig. 58), welche ein charakteristisches Landschaftselement darstellen; sie liegen in den Höhen von 330, 360, 390, 420, 445, 460 m; die Böden in 330 und 460 m bilden die Unterlage der Leithakalke, müssen also älter sein als diese. Wie und ob diese Böden mit den Fluren bei Graz (S. 61) zu vergleichen sind, ist eine ungelöste Frage. — Die Mächtigkeit der miozänen Seichtwasserbildungen des Sausal ist nur unter der Annahme verständlich, daß sie auf sinkenden Boden abgelagert wurden<sup>325</sup>. Im großen Ganzen ist die Oberfläche des Paläozoikums im Sausal eine NNO geneigte Platte. Von dieser vormiozänen Oberfläche sind die miozänen Riffbauten derart abhängig, daß der südliche und zentrale Teil des Gebirges nur wenig mächtige Riffe hat, während gegen Norden die Riffbildung an Ausdehnung zunimmt, um am Buchkogel und Wildoner Schloßberg die größte Mächtigkeit zu erreichen. Besonders stark muß die Senkung im Wildoner Gebiet gewesen sein, wofür auch die Verhältnisse bei Weißenegg sprechen (S. 209).

Im Leithakalk südlich von Leibnitz wird der sogenannte Aflenzer Stein gebrochen; er ist, solange er von der Bergfeuchtigkeit durchtränkt ist, ziemlich weich und läßt sich leicht schneiden und bearbeiten; an der Luft erhärtet er. — Bei Retznei sind die Leithakalke durch eine Verwerfung gegen die südlich auftretenden Foraminiferenmergel begrenzt, welche an der Eisenbahnstrecke daselbst in 250 m Höhe aufgeschlossen sind; bei St. Egydi liegen sie 450 m hoch. Diese Höhendifferenz ist durch eine Flexur zu erklären, an welcher das gesamte Miozän gegen Norden niedersinkt. Bei Spielfeld erscheinen im Niveau der Bahn die Foraminiferenmergel; sie werden bei der Station von Sanden überlagert<sup>326</sup>.

Die Umgebung von Gamlitz<sup>327</sup> bietet bemerkenswerte Verhältnisse. Am Labitschberg sind Kohlen vorhanden in der Schichtfolge: a) Sandstein und Schiefertone im Wechsel; b) Kohlen mit Süßwasserschnecken und Säugetierresten; c) tonige Sande mit Mollusken (besonders Cerithien); d) Konglomerat; e) Mergel mit Cerithien; f) Sandstein; g) Konglomerat; h) Tegel mit Turritellen, Venus und Blättern, am Kamm des Labitschberges anstehend. Die benachbarten Hügel, z. B. Kranach, zeigen dieselben Verhältnisse, doch fehlt die Kohle. Im Grubtal gesellt sich zur angeführten Wechsellagerung Leithakalk. Ganz im all-

gemeinen sieht man auf den konglomeratischen Bildungen entweder Tegel oder Leithakalk; Tegel liegt sowohl über als auch unter dem Leithakalk. Daraus wird es klar, daß beide altersgleiche, faziell verschiedene Bildungen sind. Der Leithakalk trägt hier den Charakter von stock- oder lagerförmigen Einfügungen in den Tegel.

Südlich von Gamlitz haben die Konglomerate eine große Verbreitung; sie wechseln häufig mit Sand und Sandstein. Darüber liegen stellenweise Tegel oder Leithakalke. Die Konglomeratbildung hat wohl angedauert, während nördlich davon Tegel und Kalk abgesetzt wurden. In den Konglomeraten findet man viele große Blöcke von Gneisen und anderen krystallinen Schiefeln, selten aber auch marine Fossilien<sup>328</sup>. Die Altersstellung der Konglomerate<sup>329</sup> wird aus dem Profil am Labitschberg klar, denn unter ihnen liegen Grunderschichten, über ihnen Leithakalke; sie sind eine Fazies der Grunderschichten. Auch die Kohle vom Labitschberg gehört hierher, da sie von fossilführenden Grunderschichten unterlagert wird. Die Grunderkonglomerate erstrecken sich bis in die Gegend von Leutschach und Arnfels; die Straße Ehrenhausen—Leutschach entblößt an mehreren Stellen Konglomerate und Schotter mit kleinen Tegel- und Sandlagen und marinen Fossilien. Der Wurzenberg besteht ganz aus Konglomeraten; im Abstieg von ihm zum Striegel ist eine mehrfache Wechsellagerung von Konglomeraten mit Mergeln zu beobachten und erst dann folgt die Hauptmasse der Foraminiferenmergel; daraus ergibt sich, daß die beiden durch Wechsellagerung mit einander verbunden sind. — Auch das Profil Leutschach-Großklein bleibt ganz in Konglomeraten und Sanden, die marine Fossilien enthalten. Auch das ganze Ostgehänge des Saggautales zwischen Arnfels und Großklein wird von Konglomeraten aufgebaut, die noch über das Saggautal hinübersetzen. Bei Arnfels liegen die Konglomerate auf Süßwasserschichten. — Über den Grunderkonglomeraten und zum Teil über Foraminiferenmergel liegen im Gebiete von Spielfeld-Platsch Leithakalke. Diese Leithakalkplatte wird gegen Osten durch einen scharfen Bruch begrenzt, der NNW verläuft und an dem der Westflügel gesenkt ist.

Das Murtal von Spielfeld bis über Wildon ist, wenn man vom Aframer Leithakalkzug absieht, eine scharfe Grenze für das marine Miozän, denn östlich von der Mur ist fast nur Sarmatisches vorhanden. Diese Erscheinung ist nur tektonisch zu verstehen, wenn man annimmt, daß ein Bruch mit Senkung des Ostflügels vorliegt<sup>330</sup>.

In der Nordwestecke der Bucht von Graz breiten sich die

kohlenführenden untermiozänen Süßwasserschichten von Köflach—Voitsberg<sup>331</sup>, überlagert von Schottern, Sanden und Lehmen des Pliozäns, aus. Die Schichtfolge der Süßwasserschichten lautet von unten nach oben: a) sandige oder mergelige Tegel und festere Sandschichten, b) Kohle mit sandigen, seltener lettigen Zwischenmitteln, c) Kohlschiefer; d) Tegel mit glimmerreichen Sanden wechselnd. — Das Süßwassermiozän wird durch Rücken des älteren Gebirges in mehrere Buchten oder Mulden zerlegt. Im nordwestlichen Teil der Köflach-Lankowitzer Mulde beißt nahe am Grundgebirgsrande ein 22 m mächtiges Flöz aus, das gegen die Muldenmitte mit 60° einfällt; bei Lankowitz und Piberstein liegt es in 145, beziehungsweise 62 m Tiefe ganz flach und ist im Gebiete des Pichlinger Flözes nicht mehr erbohrt worden; es löst sich in mehrere Bänke auf, die unter das Pendelflöz einfallen. Gegen die Muldenmitte liegt ein zweites Flöz, das Pendel- oder Pichlinger Flöz, von brandgefährlichen Kohlschiefern überlagert und durch sandige tegelige Zwischenmittel in mehrere Flöze getrennt. Im Schafloser Muldenflügel ist es 40 m mächtig. — In der Zangtal-Voitsberger Mulde ist ein Flöz von 12 m, in der Piber-Oberdorfer Mulde ein solches von 30 m Mächtigkeit entwickelt. — Heute liegen die Süßwasserschichten von Köflach-Voitsberg in tiefen Buchten. Zur Zeit der untermiozänen Sedimentation kann nicht neben den Seen, in denen diese Schichten entstanden, ein hohes Gebirge aufgeragt haben, denn sonst wäre der Charakter der Sedimente grobklastisch geworden. Wir schließen daher auf beträchtliche Veränderungen des Landschaftscharakters, auf eine tektonische Emporwölbung der Gebirge. — Vereinzelt findet man in der Umgebung von Köflach Belvedereschotter in bedeutenden Höhen, so bei St. Martin in 760, am Hauskogel in über 790 m Höhe.

Zwischen Köflach und Graz sind an vielen Stellen untermiozäne Süßwasserschichten entwickelt<sup>332</sup>. Bedeutende Höhenunterschiede der Vorkommnisse und die Bohrungen zeigen, daß sie nicht unbeträchtliche Verstaltungen im vertikalen Sinne erlitten haben. In dem besonders bemerkenswerten Vorkommen von Rein<sup>333</sup> beobachtet man von unten nach oben: a) 10 m Mergel, b) vier Kohlenflöze von 0·3 bis 1·0 m Dicke mit mergeligen Zwischenmitteln, c) 5 m Mergel, d) 2 bis 9 m Süßwasserkalk, der wie jener von Straßgang, fossilreich ist.

Sarmatische Mergelkalke und Tegel (mit Cerithien etc.) sind in Talwinkel und Oberbüchl anstehend<sup>334</sup>. Ein anderes fossilreiches Vorkommen liegt bei Waldhof<sup>335</sup> an der Straße Wetzelsdorf—Steinbergen; im Graben südlich unter Waldhof liegt auf Sanden ein grüner Tegel, der zur Farbenfabrikation ver-

wendet wird; darauf folgt Schieferton, der sehr fossilreich ist. Das Hangende sind Belvedereschichten. Ein weiteres Vorkommen liegt bei der Piuskapelle in der Nähe von Hitzendorf<sup>336</sup>.

Das ganze übrige Gebiet zwischen Köflach und Graz wird von Belvedereschichten eingenommen, deren Schotter auch an vielen Stellen auf Talböden des Randgebirges liegen. Zu diesen Schichten ist auch die Kaiserwaldterrasse zu stellen<sup>337</sup>. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß untermiozäne Süßwasserschichten einen Teil des Untergrundes von Graz bilden, wie Bohrungen gezeigt haben.

Das Grazer Feld wird von terrasierten Diluvialschottern eingenommen. In dem Schotterkörper entspringt, einem tiefer liegenden, unbekanntem Gestein entströmend, der Kalsdorfer Sauerbrunn.

Am Ende der Kaiserwaldterrasse liegt bei Weitendorf ein Vorkommen von Feldspatbasalt<sup>338</sup>, das in großen Steinbrüchen wohl aufgeschlossen ist. An einer Stelle sind steil aufgerichtete Grunderschichten im Kontakt mit Basalt zu sehen; der Basalt hat beim Empordringen die Grunderschichten beiseite geschoben und aufgerichtet. Der Basalt führt oft Quarzeinschlüsse, selten durch Kontakt marmorisierte Kalke, in beiden Fällen handelt es sich um Gesteine, die er den miozänen Sedimenten entnommen hat. In Hohlräumen des Basaltes finden sich schöne Mineralausfüllungen (Kalzit, Aragonit, Chalcedon, Quarz).

Östlich der Mur sind rein marine Miozänschichten nur im Leithakalk von Afram bei Wildon und im Gleichenberger Eruptivgebiet bei Klapping vorhanden. Daß sie in der Tiefe nicht fehlen, zeigen die von Basaltvulkanen Oststeiermarks mitgerissenen und in den Tuffen vielfach zu findenden Trümmer von Leithakalk. — Die Leithakalke von Afram bilden nur einen schmalen Zug, denn sie werden von dem breit entwickelten Sarmatischen überlagert. Wichtig sind die Lagerungsbeziehungen des Leithakalkes<sup>339</sup>; in einem Steinbruch am Kollischberg bei Weißenegg hat man nachstehende Folge: a) als Liegendes weiße Leithakalke, 18—23° NNW fallend; die tiefsten Partien sind oolithisch und führen *Modiola volhynica* (eine sarmatische Art!), b) horizontal darüber graue und gelbe Leithakalke, c) graue, mürbe Sandsteine mit Pflanzenresten, d) Leithakalk. Die Diskordanz liegt zwischen a und b. — In dem etwas nördlicher gelegenen Steinbruch liegen übereinander: a) Leithakalk und Kalksandstein, mit Schichten und Nestern von Ton, Mergel und Sandstein, b) mächtige, geneigte Kalke, c) Sandsteine mit Pflanzenresten, horizontal liegend, d) Lithothamnien-Kalk. Die Diskordanz liegt zwischen b und c, also an anderer Stelle als im ersten Steinbruch. Es kann kein Zweifel sein, daß es sich um eine echte tektonische Diskordanz, das heißt um eine Störung während

der Ablagerung des Komplexes handelt. Das ist ein Vorgang, der nur im Kreis der miozänen Bodenbewegungen, besonders jener an der Wende zum Sarmatischen verständlich ist (S. 54). Damit stimmen auch die leichten Faltungen der Amphisteginenmergel im Leithakalk von Afram.

Sonst haben zwischen dem Eruptivgebiet von Gleichenberg und der Mur die sarmatischen Schichten (Tegel, Schieferton, sandige Tonschiefer, Sande, Kleinschotterlagen, Kohlenflözchen) eine große Verbreitung<sup>340</sup>; sie gehören dem unteren und mittleren Teil der Stufe an. Erst mit der Annäherung an das Eruptivgebiet stellen sich obersarmatische Schichten ein; erst auf den Höhen von Gnas (Ebersdorfberg, P. 366) erscheinen die von oolithischen Kalken durchzogenen obersarmatischen Schichten über den tieferen, sandig-tegeligen Sedimenten<sup>341</sup>. — Die mittelsarmatischen Schichten sind vielfach sandig-konglomeratisch entwickelt; in den Konglomeraten, die man auf den ersten Blick als fluviatil ansehen könnte, findet man Austern und Cardien, sie sind also marin; sie sind bei Trössing und St. Peter am Ottersbach in großen Schottergruben wohl aufgeschlossen. Am Augenweidkogel südlich von Trössing sind die tiefsarmatischen Schichten bis zu 40 bis 55° West- oder Ostfallen aufgerichtet und bilden eine NS streichende Antiklinale.

Über das Eruptivgebiet von Gleichenberg<sup>342</sup> wurden im stratigraphischen Teil schon viele Angaben gemacht (S. 57). Die paläozoischen Schiefer und Quarzite bei St. Anna am Aigen sind nur der isolierte Ausläufer eines großen Vorkommens jenseits der Grenze. Eine geringe Verbreitung haben die Leithakalke. Die Unterlage des südlichen, basaltischen Eruptivgebietes sind der Hauptsache nach sarmatische Schichten und zwar derart, daß die obersarmatischen Schichten erst unter dem Basalt des Stradener Kogels, die unter- und mittelsarmatischen unter den Vulkanbildungen des Klöcher Gebietes liegen. Auf der Nordseite des Stradener Kogels sind auch Congerien-Schichten (grüne Tonmergel, Sand, Schotter) vorhanden; ihr Fehlen weiter im Süden hängt mit der Verlagerung des pontischen Seebeckens gegenüber dem obersarmatischen Meere zusammen (S. 56). Ältere pontische Schotter bilden im Eruptivgebiet von Klöch und im südlichen Hochstradengebiet das Hangende des Mittelsarmatischen und das Liegende der vulkanischen Bildungen. Im Eruptivgebiet von Klöch unterlagert Basaltuff überall den Basalt, dessen jüngster Teil basaltische Schlackenströme sind. In Hochstraden fehlen die basalen Tuffe und die hangenden Schlackenströme sind nur stellenweise vorhanden.

Die vulkanischen Bildungen des Hochstraden bestehen

aus einer mächtigen, wenig unterbrochenen Basaltdecke (Nephelinit), welche spätere tektonische Bewegungen an Brüchen zerstückelten. Nur im Teufelsmühlgraben (NO des Hochstradengipfels) und in der Umgebung des Dorfes Hochstraden sind Tuffe vorhanden; es hat daher nur eine geringe explosive Tätigkeit geherrscht, der sofort der Ausfluß der Lava folgte. — Westlich oberhalb von Klapping ist eine kleine Basaltmasse vorhanden, die wohl eine Spaltenausfüllung ist.

Die mächtigen, an der Basis der vulkanischen Serie liegenden Tuffe des Klöcher Massivs sind die Reste einer Tuffdecke, die aus vulkanischer Asche und Staub besteht; entsprechend der Zu- und Abnahme der vulkanischen Tätigkeit wechselt gröberes und feineres Material lagenweise und vielfach ist auch mitgerissenes Sedimentmaterial (besonders rotgebrannte Quarzgerölle aus den pontischen und sarmatischen Schottern) ein-

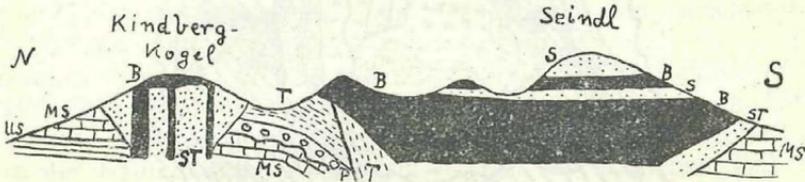


Fig. 59. Profil aus Klöcher (nach Winkler, Jb. 1913). US = Untersarmatische Schichten. MS = Mittelsarmatische Schichten. P = Pontische Schichten. T = Tuff. B = Basalt. S = Schlacken. ST = Schlackentuffe.

gestreut. Im allgemeinen liegen die basalen Tuffe horizontal; aber besonders in der Nähe des Basaltes sind sie vielfach gestört, ja sogar gefaltet (z. B. Hohenwart bei Klöcher), das sind Störungen, welche die jüngere vulkanische Tätigkeit verursachte. Unter dem Basalt (Nephelinbasanit) des Seindl liegen grobe Schlacken- und Brockentuffe, die nicht mit den Aschentuffen zu vereinigen sind; sie verdanken ihre Entstehung einer nach der Bildung der basalen Aschen- und Staubtuffe einsetzenden explosionsartigen vulkanischen Phase, welche die basalen Tuffe zum Teil zersprengte und ein großes Kraterbecken schuf; dabei geschah die Störung der basalen Tuffe. Der neu geschaffene Krater füllte sich mit den Schlackentuffen und dann mit Basalt (Nephelinbasanit). Die Explosion bedingt auch, daß die Bildungen dieser zweiten vulkanischen Phase zum Teil direkt an die sarmatischen Tone der Unterlage angrenzen. — Eine isolierte Stellung nimmt der Kindbergkrater ein. Er ist die innere Schale eines mit losem Aufwurfmaterial erfüllten Kraters. Die Aschentuffe des Hohenwart sind älter, sie brechen an den Brocken- und Schlackentuffen des Kindbergkraters ab. In diese

Tuffe des Kindbergkraters schalten sich kleine Schlackenlavaströme und radiale Basaltgänge ein. Das Plateau des Kindbergkogels ist von zwei Basaltmassen gekrönt.

Durch das ganze südliche Eruptivgebiet geht eine Reihe

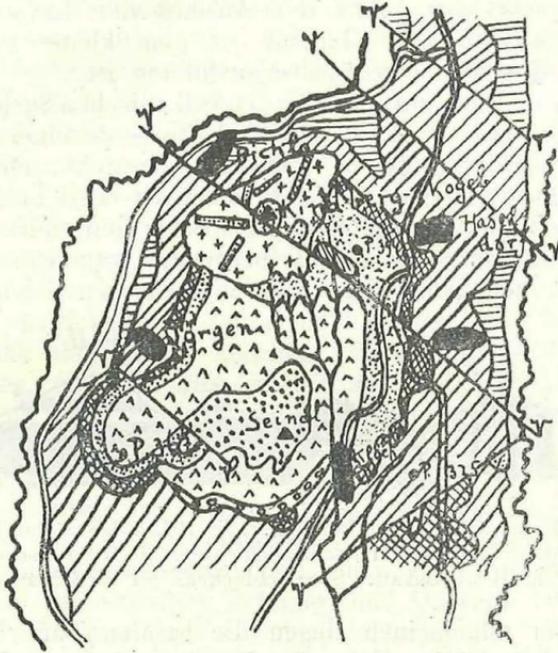


Fig. 60. Kärtchen des Klöcher Eruptivgebietes, 1:75.000 (nach Winkler, Jb. 1913). Schraffen, schief von links oben nach rechts unten = Leithakalk (nur bei P. 394). Horizontale Schraffen = Untersarmatische Schichten. Schraffen, schief von rechts oben nach links unten = Mittelsarmatische Schichten. Schiefe Schraffen gekreuzt = Pontische Schotter. Engpunktiert = Aschentuffe mit Lapillilager (z. B. Ober-Jörgen, bei P. 344). Kleine Ringe = Grobe Tuffe des Seindlkraters. Kleine Dächer = Fester Basalt (um den Seindl). Punkte = Basaltschlackenströme (am Seindl und Kindbergkogel) und Basaltgänge (rechteckig umrissen am Kindbergkogel). Kreuze = Schlackentuffe, Schlacken, Aschentuffe, Fladenlava des Kindbergkraters. V-V = Verwerfungen.

von Brüchen in NW-SO-, WO- und NS-Richtung durch und diese zerlegen es in eine Reihe von Schollen; tektonisch am höchsten steht jene mit den Leithakalken. Die Brüche bedingen aber unbedeutende Verstellungen der Schichtkomplexe.

Über die große Eruptivmasse von Gleichenberg<sup>343</sup> wurden bereits (S. 57) viele Angaben gemacht (Fig. 3). Die äußeren Teile des Massivs bestehen aus andesitischen und den

Andesiten nahestehenden Gesteinen; sie bilden einen nicht sehr breiten, hufeisenförmigen, nach Süden offenen Ring um die trachytischen Gesteine der Zentralmasse. Trachyte bilden den Gleichenberger- und Bschaidkogel; das sind zum größeren Teile rötlichgraue Biotit-Augit-Trachyte; eine kleine Verbreitung (Südausgang der Klause) haben graue Biotit-Hypersthen-Trachyte. Von den Gesteinen der andesitischen Randzone stehen den Trachyten die sogenannten trachytoiden Andesite am nächsten; das sind lichte, an Augit arme, zum Teil olivinreiche, zum Teil olivinfreie, und dunkle, augit- und olivinführende Gesteine. Ein lichtgrauer, trachytoider Biotitandesit bildet die Kuppe des Praterwaldes, aus dem die Gleichenberger Quellen entspringen, und das Südende des Absetzer Rückens. Graulich-schwarze, dichte, olivinreiche, trachytoide Biotit-Augit-Andesite stehen am Bärnreuther Plateau an, bilden eine breite, flache Kuppe südlich des Bschaidkogels, schmiegen sich unmittelbar an den Trachyt der zentralen Masse an und werden von den sarmatischen Schichten des Bärnreuther Plateaus überlagert; diese sehr harten Gesteine sind in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen. — Die Andesitoide stimmen im wesentlichen mit den Andesiten überein, unterscheiden sich aber durch ihren Gehalt an Sanidin in der Grundmasse. Sie sind besonders im westlichen Teil der andesitischen Randzone entwickelt und werden nach ihren farbigen Gemengteilen in die drei folgenden Gruppen gegliedert. Die Hypersthen-Biotit-Andesitoide sind mächtig vertreten, die Kuppen westlich der Klause bestehen aus diesen graulich-schwarzen Gesteinen und aus ihnen entspringt die Klausener Stahlquelle. 100 Schritte unter dieser Quelle ist in zwei Steinbrüchen an der Straße ein schwärzlich-grauer Biotit-Augit-Andesitoid aufgeschlossen. Ein rötlich-grauer Glimmer-Andesitoid steht zirka 500 Schritte unter dem Nordende der Klause am Nordwestfuß der Birkblöße in einem felsigen, bis zum Bach herabreichenden und dem Ursprung der Stahlquelle gegenüberliegenden Grat an. — Echte Andesite bilden ausschließlich den nördlichen und östlichen Teil der Randzone und sind ferner im westlichen Teil in der Klause verbreitet, wo sie die innere Hälfte der Randzone bilden, während die äußere Hälfte (Sulzleiten, Schloßberg) von Andesitoiden eingenommen wird. Hypersthen-Glimmer-Andesite bilden den Rand nördlich vom Bschaidkogel und auch die Kuppe unter der Nordostecke des Bschaidkogels, die sogenannte Prangerleiten oder Weinkogel. An den Flanken des Weinkogels liegen im Wald Trümmer eines ziegelroten, grobporösen Biotitandesites. Auch der vom Weinkogel gegen Süden ziehende Rücken von Absetz wird aus einem olivinreichen

Biotitandesit gebildet (Steinbrüche am Kamm), während die Flanke des Rückens von Biotit-Augit-Andesiten eingenommen wird; der letztere reicht bis zum Quarztrachyt des Schaufelgrabens herab. Augit-Andesite sind auf die westliche Randzone beschränkt. Sie sind in der Klause am Osthang der Sulzleiten an der Straße gegenüber dem Gasthause „Bei der Stahlquelle“ (Steinbruch) und im Gehänge der Birkblöße aufgeschlossen und von Andesitoiden begrenzt. Im Steinbruch ist das Gestein stark verändert und durch die oberflächlich kaolinisierten Plagioklase weiß gesprenkelt. In den höheren Teilen des Südwesthanges der Birkblöße liegen im Walde die mächtigen Felsgruppen der „Meixnerstube“, die aus großen, parallelepipedisch abgesonderten Blöcken von Augitandesit bestehen.

Vielfach sind die Andesite durch kohlenensäurehaltiges Wasser oder durch Wasser in Verbindung mit Schwefelsäure umgewandelt. Dabei sind die Plagioklas- und Augiteinsprenglinge in Opal umgesetzt; wo auf die Grundmasse kohlenensäurehaltiges Wasser wirkte, wird sie in Opal, wo kohlen- und schwefelsäurehaltiges Wasser einwirkte, wird sie in Alunit und dann erst in Opal verwandelt. Im ersten Falle führt die Zersetzung zu schwefelsäurefreien, im zweiten zu schwefelsäurehaltigen Halbopalen. Alunit ist am Fuß der Sulzleiten und im großen Steinbruch in der Mitte der Klause vertreten. Fleischroter Halbopal, aus Andesit oder Andesitoid entstanden, tritt im Steinbruch am Ostfuß der Klause, gegenüber dem Sägewerke auf. Graulichgelber Halbopal tritt an der Nordwestseite der Birkblöße, 20 Meter unter dem Gipfel, ferner im Nordhang des Gleichenbergerkogels, am Westfuß des Weinkogels und im Eichgraben auf.

Hinter dem ebenerwähnten Sägewerke in der Klause ist Brockentuff (S. 58) aufgeschlossen. Er besteht aus Trümmern roter trachytischer und grauer andesitischer Lava, die durch ein lockeres, toniges Bindemittel verkittet sind.

Im Schaufelgraben liegt ein kleines Vorkommen von Quarztrachyt, der zum Teil unter die andesitische Randzone, zum Teil unter sarmatische Schichten taucht. Das helle Gestein ist plattig abgesondert und in einem großen Steinbruch wohl aufgeschlossen. Häufig sind im Gestein Krystalle und Krusten von Pyrit, das sind Spuren einer Solfatarentätigkeit. Selten findet man Einschlüsse von Biotitgranit, dem zum Quarztrachyt gehörenden Tiefengestein. Dagegen umschließt der Quarztrachyt häufig Knollen eines grünlichen, mergeligen Gesteins, das wohl ein mitgerissenes Tertiärsediment ist; in diese Knollen sind manchmal große Sanidinkrystalle eingewachsen. — Der Quarztrachyt ist jedenfalls das älteste Gestein der Gleichenberger

Gruppe. Nach seiner Bildung erfolgte der Ausfluß der trachytischen und andesitischen Lava, deren große, unterirdische Verbreitung schon erwähnt wurde (S. 59).

Auf den vulkanischen Gesteinen liegt im Mühlsteinbruch nördlich von Gleichenberg ein durch Kieselabsatz verkitteter Belvedereschotter; er ist durch seine verkieselten Pflanzenreste berühmt<sup>344</sup>. Diese Verkieselung und die Verkittung von Schotter und Sand zu einem festen Gestein wurde durch eine Kieselsäure ablagernde heiße Quelle noch während der pontischen Zeit bewirkt.

Von großer wirtschaftlicher Bedeutung sind die Mineralquellen von Gleichenberg. Besonders wichtig sind die Konstantinquelle, der Johannisbrunnen und die Emmaquelle; sie sind als der letzte Ausklang der vulkanischen Tätigkeit aufzufassen.

Im Osten und Südosten von Gleichenberg liegen die Basalttuffvorkommen des Röhrkogels und der Wirrberge<sup>345</sup>. An dem Aufbau der beiden Vorkommen, die einer oder mehreren Eruptionsstellen entsprechen, beteiligen sich Lapilli von Basalt, andesitische Trümmer und Quarz aus dem Untergrund, Splitter von Augit, Hornblende, Biotit, Sanidin. Das ganze liegt in einem Zement aus glasiger oder kalzitischer Substanz.

Den pontischen Schichten sind zwischen Gleichenberg und dem Raabtal eine Reihe von Basalttuffvorkommen, von Vulkanen, die keinen Lavaausfluß sondern nur explosive Tätigkeit hatten, aufgesetzt: Kapfenstein, Haßberg, Kuruzenkogel, Beilstein, Wachsenegg<sup>346</sup>. Diese Tuffe sind reich an Olivinbomben<sup>347</sup>. Das schönste Tuffvorkommen ist die Vulkanruine von Kapfenstein<sup>348</sup>, in dem aus dem Fallen der geschichteten Tuffe noch der in der Mulde zwischen dem Schloß und den Steinbrüchen, an der Straße zu diesem gelegene Krater erkannt werden kann. Tuffvorkommen liegen ferner im Sarmatischen zwischen Poppendorf und Gnas, sie haben eine bedeutende Mächtigkeit, denn sie lassen sich von der Talsohle (z. B. beim Grabenschneider) bis zur Kammhöhe des Hügelzuges verfolgen. Ein heller, sandsteinähnlicher Tuff (aus Glas- und Basaltlapilli, Quarzkörnchen, Olivin- und Augittrümmern bestehend) bildet den Kaskogel bei Gnas.

Eine große Vulkanruine mit bisher nicht ganz geklärtem Bau ist der Steinberg bei Feldbach<sup>349</sup>. An der Westseite liegt an der Basis Basalt (Nephelinbasanit, in einem großen Steinbruch aufgeschlossen). Darüber folgen rötlichgraue Tuffe mit Basaltbomben (Nephelinbasalt); sie werden nahe dem Gipfel des Berges von einer Nephelinbasaltdecke, über der noch schlackiger Nephelinbasanit liegt, überlagert. — Weitere Tuffvorkommen im Raabtal sind bei Pertlstein, am Kalvarienberg

bei Feldbach und in dem westwärts anschließenden Hügel, bei Unterweißenbach, am Auersberg bei Feldbach vorhanden.

Der Felsen der Riegersburg ist die Ruine eines Tuffvulkans. Die beiden Gehänge des bei Riegersburg einmündenden Grazbachtals werden von Tuffen gebildet, die am Nordgehänge gegen NW im Südgehänge SW fallen; mit den SO fallenden Tuffen der Riegersburg ergänzen sie sich zwanglos zu einem durch die Erosion in drei Teile getrennten Tuffkegel. — Zwei kleine Tuffvorkommen liegen an der Straße von Jobst nach Lindegg bei Fürstenfeld auf dem Höhenrücken, über den die Straße führt<sup>350</sup>. — Westlich von Fürstenfeld ist auf den Kämmen der Stadtberge eine Anzahl von kleinen Tuffvorkommen verstreut und südlich der Stadt tauchen in der Nähe von Stein aus dem Kongerientegel zwei niedrige Basalkuppen heraus<sup>351</sup>. Das Gestein (Magmabasalt) ist säulenförmig abgesondert; auf der östlichen Kuppe liegen Schollen von Basaltuff.

Unter den pontischen Schichten tauchen zwischen dem Gleichenberger Massiv und dem Raabtal an vielen Stellen sarmatische Schichten heraus, die an zahlreichen Stellen kleine Lignitflöze führen<sup>352</sup>. Sarmatisches ist bekannt aus dem Gebiet unmittelbar südlich von Feldbach (nördlich von P. 379, bei Unter- und Obergiem, bei Reiting, Unterweißenbach). Entsprechend dem leichten Nordfallen sinken im Raabtal die sarmatischen Schichten unter. Nördlich vom Raabtal sind weithin nur pontische Schichten vorhanden, die an vielen Stellen Lignitflözchen führen; solche werden bei Ilz abgebaut. Aus der großen Masse der pliozänen Schichten treten nur bei Gleisdorf sarmatische Tone und Kalke heraus (Kumpergraben, Fünfung, Arnwiesen, Groß-Pesendorf, Lohngraben, Wohngraben<sup>353</sup>).

Östlich von Graz haben die untermiozänen Süßwasserschichten am Gebirgsrand eine bedeutende Verbreitung. An vielen Stellen sind sie von Bohrungen durchfahren worden; so ergab eine Bohrung in Weinitzen bei Niederschöckel sieben Kohlenlager von 1·7 bis 0·13 Meter Mächtigkeit; die Kohlenlagen sind durch Tegel und Süßwasserkalk getrennt. In Oberdorf bei Weiz durchfuhr eine Bohrung zwölf Flöze in einer Gesamtmächtigkeit von 6·92 Meter bei 26·2 Meter Bohrtiefe. Südlich davon, bei Krottendorf, durchörterte eine Bohrung pontische Tegel und Sande mit Lignitflözen, dann sarmatische Tegel und traf dann auf Krystallin. Es gibt also auch pontische Kohlen am Gebirgsrande<sup>354</sup>. Von den Kohlenvorkommen möge nur noch jenes von Klein-Semmering bei Weiz erwähnt werden, wo in einer auf drei Seiten durch Grundgebirge umgebenen Bucht ein 1·15 Meter mächtiges Lignitflöz abgebaut wird.

Die pontischen Schichten haben in der östlichen Umgebung von Graz<sup>355</sup> keine große Verbreitung und ihre Abgrenzung gegen die untermiozänen Süßwasserschichten ist zum Teil schwierig, ja willkürlich. Dagegen haben die Belvedereschichten eine breite Entwicklung; sie beteiligen sich in erster Linie am Aufbau der Taltreppe von Graz (S. 61). Eine besondere Stellung unter der Schuttauuffüllung des Grazer Beckens nehmen die unter Belvedereschotter bei St. Stefan am Gratkorn liegenden Schotter mit großen Blöcken kristalliner Schiefer ein, die zweifellos von der Gleinalpe herzuleiten sind<sup>356</sup>. Möglicherweise sind es keine Belvedereschotter, sondern gehören der miozänen Blockverschüttung (S. 51) an. Ein Bindeglied zwischen ihnen und ihrem Ursprungsgebiet sind die Schotter und großen Blöcke von der Südseite des Parmaseggkogels bei Deutschfeistritz, die, heute 700 m hochgelegenen, den Weg zeigen, woher die großen Blöcke gekommen sind. — Die hochgelegenen Schotter und Talböden am Gebirgsrand von Graz wurden schon dargestellt (S. 61). Dieselbe Erscheinung beherrscht den ganzen Gebirgsrand vom Posruck bis ins Burgenland<sup>357</sup>.

Im nordöstlichen Teil von Steiermark hat die pontische Stufe eine sehr große Verbreitung. Sie besteht aus Schotter, Sand, Ton, Lehm und Mergel; die Schotter vertreten vielfach die Tone. Pontische Schichten nehmen die lange, schmale Bucht von Pöllau ein. Bei Hartberg erscheinen in einzelnen Schollen sarmatische Sande, Sandsteine, Tone und Kalke<sup>358</sup>; so gehen bei Schildbach große Steinbrüche in sarmatischen Kalk (mit Cerithien, Cardien etc.) vor; ihm sind Sande und Kleinschotter ein- und pontische Schiefertone aufgelagert. Ferner seien die sarmatischen Kalke (Steinbrüche!), Sande und Tone bei Löffelbach erwähnt; dieselben Schichten, zum Teil auch mit Schiefertonen, findet man bei Grillberg, Todterfeld, Grafendorf, Rohrbach. Beim Eisenbahnviadukt von Grafendorf<sup>359</sup> sind Kalke, Sandsteine, Sande und grobes Blockwerk in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen; im oberen Bruch trennt eine Schotterlage zwei durch eine Diskordanz geschiedene Teile der Schichtfolge, was ein Anzeichen von Bewegungen in der obersarmatischen Zeit ist.

Im Gebiete von Sinnersdorf sind ältere Konglomerate, Schotter, Sande und Tegel, oft mit großen Blöcken entwickelt; Kohlen sind eingelagert. Diese Schichten von Sinnersdorf<sup>360</sup> liegen in sehr wechselnden Höhen (bis 940 m) und sind noch kräftig von Störungen betroffen worden. Jedenfalls entsprechen sie einer Zeit lebhaften Schuttransportes — man könnte an eine Parallele mit den Radelschichten denken — und sind wohl in das Untermiozän zu stellen<sup>361</sup>.

## Schlußwort.

Wir haben unseren geologischen Rundgang durch Steiermark beendet. Nun wäre es eine neue Aufgabe, Steiermarks Bau in den Rahmen der Ostalpen zu stellen. Diese große Aufgabe kann hier nicht gegeben werden. Wer das finden will, muß die geologische Literatur studieren. Den Lesern, die mir bisher gefolgt sind und wohl nun in der Lage sind — das war der Zweck des Buches — sich in ihrer Heimat zu orientieren, rufe ich zum Abschied den alten Bergmannsgruß „Glück auf!“ zu!

---

### Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte.

Die geologische Karte ist ein Kompromiß. Jeder, der vor einer solchen Aufgabe gestanden ist, weiß, wieviel Kombination in einer solchen Arbeit steckt. Daher gibt es viele Ungleichmäßigkeiten, die sich aus dem in den verschiedenen Landesteilen höchst ungleichen Stand der Kenntnisse, aus der Notwendigkeit, in der Natur Verschiedenes und Getrenntes zusammenziehen und viele Details vernachlässigen zu müssen, ergeben.

Die Karte hat den Maßstab einer Übersichtskarte. Wandern kann man nur nach geologischen Spezialkarten und diese sind für unser Land zum geringsten Teil erschienen.

Für die Ausführung vieler Teile (Gesäuse, Hochschwabgebiet, Mürztaler Kalkalpen, oststeirisches Krystallin) durfte die geologische Manuskriptkarte der Geologischen Staatsanstalt benützt werden, wofür hier ergebenst gedankt sei. Sonst wurden Aufnahmen von Schwinner, Angel und Heritsch, ferner im Text angeführte Literatur benützt. Im großen ganzen wurde für die Zeichnung folgendes verwendet: das tertiäre Hügelland nach Winkler, das Paläozoikum von Graz nach Heritsch<sup>1</sup>, das Krystallin der Stub- und Koralpe nach Heritsch<sup>1</sup>, die Gleinalpe nach Angel<sup>1</sup>, das oststeirische Krystallin nach der Manuskriptkarte der Geologischen Staatsanstalt und den spärlichen und lückenhaften Angaben der Literatur (daher auch die sonderbare Ausscheidung „Gneis im allgemeinen“), die Grauwackenzone des Palten- und Liesingtales nach Heritsch, die Grauwackenzone von St. Michael-Eisenerz bis ins untere Mürztal nach Vettors, Stiny und Spengler, das Semmeringgebiet nach Mohr, die Seckauer Tauern nach Dölter und Stur, die Bösensteingruppe nach Kittl, die Seetaler Alpen nach Schwinner-Heritsch<sup>1</sup>, die Mulde von Murau und die Stangalpe nach den Aufnahmen der Geologischen Staatsanstalt und von Schwinner<sup>1</sup>, die Niederen Tauern nach Schwinner<sup>1</sup>, die Kalkalpen vom Dachstein bis zum Posruck nach den im Druck erschienenen Blättern der Geologischen Staatsanstalt „Blatt Ischl-Hallstatt“ und „Blatt Liezen“, die Gesäuseberge und ihre nördlichen Vorlagen nach der Manuskriptkarte der

---

<sup>1</sup> Das sind noch nicht veröffentlichte geologische Feldaufnahmen.

Geologischen Staatsanstalt und Ampferer-Stiny in den „Ennkraftwerken“, die Hochschwabgruppe nach der Manuskriptkarte der Geologischen Staatsanstalt und Spengler, die Mürztaler Kalkalpen nach der Manuskriptkarte der Geologischen Staatsanstalt, den Angaben von Geyer, Spengler und Ampferer.

Zu besonderem Dank bin ich meinem Freunde D. R. Schwinner verbunden, der die Niederen Tauern und das Gebirge südlich der Mur und westlich vom Neumarkter Sattel zeichnete, ferner Herrn Fr. Czermak, der mich bei der Eintragung der bergbaulichen Vorkommen unterstützte.

### Literaturangaben.

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, seit 1919 Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt in Wien. — V. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, seit 1919 Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt in Wien. — M = Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. — S. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. — D. = Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. — M. W. G. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. — Z. D. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — C. = Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. — N. Jb. = Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie.

Im großen ganzen ist nur die neueste Literatur angeführt, wenn diese das ältere Schrifttum in ausreichender Weise anführt und kritisch verarbeitet. Damit, daß ältere Literatur nicht angeführt ist, soll kein Werturteil ausgesprochen sein. Ein Verzeichnis der Literatur ist von dem Verfasser bei Nüßler, Leoben 1914, erschienen.

<sup>1</sup> Grubenmann, Die krystallinen Schiefer, I. und II. Band, Berlin 1908. Sander, Jb. 1912, 1914, Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen 1911. — <sup>2</sup> Ampferer-Sander, V. 1920. — <sup>3</sup> Angel-Heritsch, V. 1921. — <sup>4</sup> Z. B. das Gebiet beim Almhaus auf der Stubalpe, Angel-Heritsch, Jb. 1919. — <sup>5</sup> Stache, Z. D. G. 1884, V. 1890. — <sup>6</sup> Stur, Geologie der Steiermark, Graz, 1871. — <sup>7</sup> Heritsch, D. 94. Bd., 1917. — <sup>8</sup> Heritsch, M. 1918, 54. Bd. — <sup>9</sup> Heritsch, D. 92. Bd., 94. Bd. — <sup>10</sup> Hilber, C. 1920. — <sup>11</sup> Heritsch, M. 1907, M. W. G. 1916. — <sup>12</sup> Stur, Geologie der Steiermark, Graz 1871; Kerner, V. 1895; Humphrey, Jb. 1905. Die hier gegebene Darstellung stellte R. Schwinner mir gütigst zur Verfügung. — <sup>13</sup> Stur, Jb. 1883; Foullon, Jb. 1883; Kerner, V. 1895. — <sup>14</sup> Toula, V. 1877. — <sup>15</sup> Weinschenk, Abhandlungen der Bayr. Akad. der Wissensch., II. Kl., XXI. Bd., 1900. — <sup>16</sup> Heritsch, M. 55. Bd. 1919. — <sup>17</sup> Heritsch, M. 1911, S. 1907. — <sup>18</sup> Spengler, Jb. 1920. — <sup>19</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>20</sup> Geyer, Jb. 1919. — <sup>21</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>22</sup> Mohr, M. W. G. 1910. — <sup>23</sup> Benesch, M. W. G. 1914. — <sup>24</sup> Heritsch, M. 1911. — <sup>25</sup> Stache, Jb. 1874. — <sup>26</sup> Mohr, D. 88. Bd. 1912. — <sup>27</sup> Stiny, Gesteine aus der Umgebung von Bruck an der Mur, Feldbach 1917, Selbstverlag. — <sup>28</sup> Heritsch, S. 1909, M. 1911, Angel, Jb. 1918. — <sup>29</sup> Geyer, V. 1890, 1891, 1893. Tornquist, N. Jb., Beilageband 41. — <sup>30</sup> Görgey, S. 1914. — <sup>31</sup> Mojsisovics, Erläuterungen zur

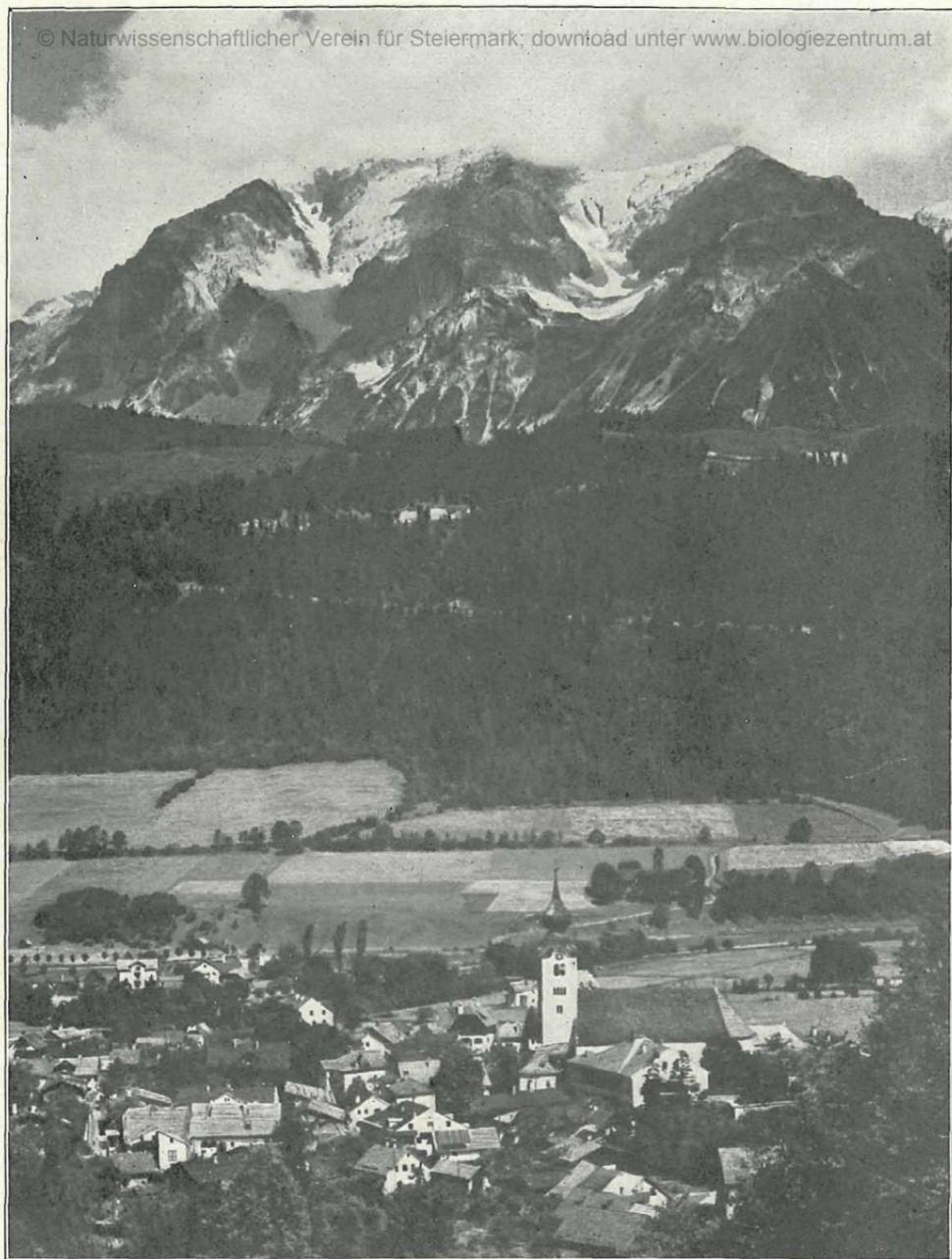
geologischen Spezialkarte, Bl. Ischl-Hallstatt, Wien 1905. — <sup>32</sup> Arthaber, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, X. Bd. — <sup>33</sup> Stur, Geologie der Steiermark, Graz, 1871, — <sup>34</sup> Spengler, M. W. G. 1918. — <sup>35</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>36</sup> Stur, Geologie der Steiermark, Graz, 1871. Geyer, Jb. 1903. — <sup>37</sup> Heinrich, V. 1915. — <sup>38</sup> Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Bl. Ischl-Hallstatt. — <sup>39</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>40</sup> Spengler, V. 1920. — <sup>41</sup> Benesch, M. W. G. 1914. — <sup>42</sup> Mohr, M. W. G. 1910. — <sup>43</sup> Becke-Uhlig, S. 1909; Uhlig, S. 1909; Spitz, Jb. 1918. Kober, S. 1912; Kober, Anzeiger der Akad. der Wissensch. in Wien, 1920, hat die von ihm früher vertretene Uhlig'sche Stratigraphie der Radstädter Tauern zum größten Teil aufgegeben. — <sup>44</sup> Pia, M. W. G. 1919. — <sup>45</sup> Geyer, Jb. 1886. — <sup>46</sup> Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Bl. Ischl-Hallstatt. — <sup>47</sup> wie 46. — <sup>48</sup> wie 46. — <sup>49</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>50</sup> Geyer, Jb. 1884. — <sup>51</sup> Spengler, M. W. G. 1918. — <sup>52</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>53</sup> Frank, M. 1913. — <sup>54</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>55</sup> Ampferer, Jb. 1909; S. 125. Bd.; D. 96. Bd. — <sup>56</sup> Schmidt, Jb. 1908. — <sup>57</sup> Heritsch, M. 1913; D. 94. Bd. — <sup>58</sup> Benesch, M. W. G. 1914. — <sup>59</sup> Jäger, V. 1913; Benesch, M. W. G. 1914. — <sup>60</sup> Zum gesamten Jungtertiär als wichtigste Literatur Winkler, Jb. 1913, M. W. G. 1914 und Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Österreichs, Wien 1903. — <sup>61a</sup> Winkler, Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, 1921. — <sup>61b</sup> In der Beurteilung der Beziehungen der Foraminiferenmergel zu den Süßwasserschichten herrscht nicht Übereinstimmung. Nach Hilber, M. W. G. 1908, sind die ersteren jünger als die letzteren. — <sup>61</sup> Hilber, M. W. G. 1913. — <sup>62</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>63</sup> Sigmund, Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen XXI. — <sup>64</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>65</sup> Winkler, Jb. 1913; Sigmund, Tschermaks Mineralogische und petrograph. Mitteilungen XV., XVI., XVII. und XVIII. Bd.; Winkler, Zeitschrift für Vulkanologie I. Bd. — <sup>66</sup> Hilber, C. 1905; Leitmeier, N. Jb, Beilage-Bd. 27, M. 1910. — <sup>67</sup> Winkler, M. W. G. 1914. — <sup>68</sup> Götzing, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1913. — <sup>69</sup> Hilber, Taltreppe, Graz 1912; — <sup>70</sup> Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter; Sölch, Forschungen zur Deutschen Volks- und Landeskunde, XXI. Bd. — <sup>71</sup> Hilber, Taltreppe, Graz 1912; Hilber, M. W. G. 1918. — <sup>72</sup> Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. und III. Bd. — <sup>73</sup> Sölch, Forschungen zur Deutschen Volks- und Landeskunde, XXI. Band — <sup>74</sup> Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter; Ampferer, Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines 1915. — <sup>75</sup> Soweit sich diese Figur auf die Kalkalpen bezieht, beruht sie auf dem Kalkalpenquerschnitt Spenglers, M. W. G. 1918. — <sup>76</sup> Spengler, M. W. G. 1918. — <sup>77</sup> Hahn, M. W. G. 1913; Heritsch, Geologische Rundschau, 1914. — <sup>78</sup> Spengler, M. W. G. 1918; Hahn, M. W. G. 1913; Heritsch, Geologische Rundschau, 1914; Ampferer, V. 1918. — <sup>79</sup> Spengler, M. W. G. 1918. — <sup>80</sup> Ampferer, V. 1920. — <sup>81</sup> Ampferer-Sander, V. 1920; Sander, Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen 1911. — <sup>82</sup> Angel-Heritsch, V. 1921. — <sup>83</sup> Mohr, Ist das Wechsel Fenster ostalpin? Graz, Leuschner & Lubensky, 1919. — <sup>84</sup> Heritsch, D. 94. Bd. — <sup>85</sup> Ampferer-Sander, V. 1920. — <sup>86</sup> Heritsch, N. Jb. 1915, I. Bd. — <sup>87</sup> Heritsch, Mitteilungen der Erdbeben-Kommission der Akademie der Wissenschaften, Neue Folge Nr. 52. — <sup>87a</sup> Über den Zusammenhang von Vulkanismus und Gebirgsbildung siehe Schwinner, Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. V. — <sup>88</sup> Trauth, D. 95. Bd. — <sup>89</sup> Blatt Ischl-Hallstatt der geologischen Spezialkarte Österreichs; Hahn, M. W. G. 1913; Trauth, M. W. G. 1916. — <sup>90</sup> Böse, Z. D. G. 1898. — <sup>91</sup> Trauth, M. W. G. 1916. — <sup>92</sup> Götzing, Mitteilungen der Wiener

Geographischen Gesellschaft, 1913. — <sup>93</sup> Spengler, Jb. 1918. — <sup>94</sup> Kittl, Exkursionsführer zum IX. Geologenkongreß 1903, Abschnitt Salzkammergut. — <sup>95</sup> Spengler, V. 1918. — <sup>96</sup> Geyer, Jb. 1915. — <sup>97</sup> Geyer, Jb. 1886. <sup>98</sup> <sup>99</sup> Geyer, Jb. 1915. — <sup>100</sup> Geyer, Jb. 1915; Aigner, M. 1903. — <sup>101</sup> Geologische Spezialkarte von Österreich, Bl. Liezen, aufgenommen von Geyer. — <sup>102</sup> Geyer, Jb. 1884. — <sup>103</sup> Geyer, Jb. 1915. — <sup>104</sup> Haas, M. W. G., I. Bd. — <sup>105</sup> <sup>106</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>107</sup> Spengler, Jb. 1918. — <sup>108</sup> Spengler, S. 121. Bd. — <sup>109</sup> Exkursionsführer zum IX. Geologischen Kongreß, 1903; Kittl, Salzkammergut-Exkursion. — <sup>110</sup> Hahn, M. W. G. 1913. — <sup>111</sup> Spengler, Jb. 1918. — <sup>112</sup> Hahn, M. W. G. 1913. — <sup>113</sup> Haas, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, XXII. Bd. — <sup>114</sup> Spengler, Jb. 1914. — <sup>115</sup> Kittl, wie 109. — <sup>116</sup> Spengler, Jb. 1918. — <sup>117</sup> Geyer, M. W. G., VII. Bd. — <sup>118</sup> Spengler, Jb. 1918. — <sup>119</sup> <sup>120</sup> <sup>121</sup> Geyer, Jb. 1915; Spengler Jb. 1918. — <sup>122</sup> Geyer, Jb. 1915, V. 1915. — <sup>123</sup> <sup>124</sup> Geyer, V. 1913. — <sup>125</sup> Geyer, Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1918. — <sup>126</sup> Geyer, D. 82. Bd. — <sup>127</sup> Bittner, V. 1887, 1888. — <sup>128</sup> Hahn, M. W. G. 1913. — <sup>129</sup> Bittner, V. 1887. — <sup>130</sup> Geyer, wie 125. — <sup>131</sup> Bittner, V. 1886. — <sup>132</sup> Bittner, V. 1886; Geyer, wie 125. — <sup>133</sup> Bittner, V. 1886; Geyer, wie 125. — <sup>134</sup> Stur, Geologie der Steiermark; Bittner, V. 1885. — <sup>135</sup> Geyer, wie 125. — <sup>136</sup> <sup>137</sup> Heritsch, Unveröffentlichte Beobachtung. — <sup>138</sup> Frank, M. 1913. — <sup>139</sup> Bittner, V. 1886. — <sup>140</sup> Bittner, V. 1887. — <sup>141</sup> wie 132. — <sup>142</sup> Bittner, V. 1886, 1887; Geyer, wie 125. — <sup>143</sup> Bittner, V. 1886. — <sup>144</sup> Heritsch, M. 1911. — <sup>145</sup> Bittner, V. 1886; Heritsch, M. 1911. — <sup>146</sup> Bittner, V. 1886. — <sup>147</sup> Bittner, V. 1890. — <sup>148</sup> Nach unveröffentlichten Beobachtungen von Heritsch. — <sup>149</sup> Bittner, V. 1886; Frank, M. 1913. — <sup>150</sup> Bittner, V. 1885, 1886. — <sup>151</sup> Spengler, V. 1920. — <sup>152</sup> Bittner, V. 1890. — <sup>153</sup> <sup>154</sup> <sup>155</sup> Spengler, V. 1920. — <sup>156</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>157</sup> Göttinger, Mitteilungen der Wiener Geographischen Gesellschaft, 1913; V. 1913, 1915. — <sup>158</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>159</sup> Geyer, Jb. 1889; Spengler, Jb. 1919, V. 1920. — <sup>160</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>161</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>162</sup> <sup>163</sup> Geyer, Jb. 1889; Bittner, V. 1888. — <sup>164</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>165</sup> Geyer Jb. 1889; Bittner, V. 1888. — <sup>166</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>167</sup> <sup>168</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>169</sup> Geyer, Jb. 1889; Bittner, V. 1888. — <sup>170</sup> Geyer, Jb. 1889; Mojsisovics, S. 1892, 101. Bd; Kober, D. 88. Bd. Die folgende Darstellung beruht auf gütigen brieflichen Mitteilungen der Herren Direktor Geyer und Dr. Spengler an den Verfasser. Siehe dazu auch Böse, Z. D. G. 1898, S. 580 und Stur, Geologie der Steiermark, S. 261. — <sup>171</sup> Bittner, Dachsteinkalk und Hallstätterkalk, S. 57. — <sup>172</sup> Bittner, V. 1889. — <sup>173</sup> Geyer, Jb. 1889. — <sup>174</sup> Geyer, Jb. 1889; Ampferer, D. 96. Bd. — <sup>175</sup> Göttinger, V. 1913. — <sup>176</sup> Geyer, Jb. 1889; Ampferer, D. 96. Bd.; Spengler, V. 1920. — <sup>177</sup> Göttinger, V. 1915. — <sup>178</sup> Spengler, Jb. 1919. — <sup>179</sup> Geyer, Jb. 1909; Heritsch, Ostalpen, im Handbuch der regionalen Geologie; Spitz, V. 1916, 1919. — <sup>180</sup> Geyer, Jb. 1909. — <sup>181</sup> Bittner, V. 1886, 1887; Geyer, Jb. 1909. — <sup>182</sup> Geyer, Jb. 1909. — <sup>183</sup> Bittner, V. 1900; Geyer, Jb. 1909. — <sup>184</sup> Bittner, V. 1886, 1887. — <sup>185</sup> Ampferer und Stiny, in Hofbauer, Die Ennskraftwerke, Graz, 1920. — <sup>186</sup> Bittner, V. 1890. — <sup>187</sup> <sup>188</sup> <sup>189</sup> Frank, M. 1913. — <sup>190</sup> Bittner, V. 1888. — <sup>191</sup> Bittner, V. 1893. — <sup>192</sup> Geyer, Jb. 1889; Bittner, V. 1891, 1893, 1896. — <sup>193</sup> Die folgenden Ausführungen über die Schladminger und Wölzer Tauern, also von S. 131 bis 146 verdanke ich meinem verehrten Freunde Dozent Dr. R. Schwinner, der seine unveröffentlichten Aufnahmergebnisse mir zur Verfügung stellte mit der Bemerkung, daß es sich da um eine Art vorläufiger, in manchem etwas unsicherer Mitteilung handle. Die Dar-

stellung weicht von der ganzen älteren Literatur ab, sie ist nur angeführt, um jene Autoren zu nennen, die sich vorher mit diesen Gebieten beschäftigt haben. — <sup>194</sup>Becke, S. 1908, 1909. — <sup>195</sup>Vacek, V. 1901. — <sup>196</sup>D. s. Sturs Tonglimmerschiefer; Vaceks Quarzphyllite. — <sup>197</sup>Redlich, Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch der k. k. Montanistischen Lehranstalten Leoben und Pribram, 1903. — <sup>198</sup>Nach Vaceks (V. 1901) allerdings schematischer Darstellung, ferner Stur, Jb. 1853. — <sup>199</sup>Heritsch, M. 1911; Angel, Jb. 1918. — <sup>200</sup>Stur, Jb. 1853, 1854, Geologie der Steiermark, Graz 1871. — <sup>201</sup>Geyer, V. 1890. — <sup>202</sup>Geyer, V. 1890; Rolle, Jb. 1854. — <sup>203</sup>Kittl, Jb. 1914, 1919. — <sup>204</sup>So wie jene der Tremolaserie südlich vom St. Gotthard, deren Schönheit von unseren steirischen Vorkommen nicht erreicht wird. — <sup>205</sup>Staurolithen z. B. beim Weißensee südlich vom Knallstein und in einer Zone bei Oberwölz, Rolle, Jb. 1854, S. 333. — <sup>206</sup>Geyer, V. 1890, 1891; Doelter, M. 1896. — <sup>207</sup>Schmidt und Verloop, Zeitschrift für praktische Geologie 1909. — <sup>208</sup>Hoernes, M. 1897. — <sup>209</sup>Vacek, Jb. 1884, V. 1893, 1901; Stur Jb. 1834; Ippen, M. 1901, 1896; Geyer, V. 1891; Doelter, M. 1896; Schmutz, M. 1897, — <sup>210</sup>Geyer, V. 1891. — <sup>211</sup>Redlich, Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 49. Bd. 1901. — <sup>212</sup><sup>213</sup>Heritsch, M. 1911. — <sup>214</sup>Vacek, Jb. 1884, V. 1893, 1901; Ippen, M. 1896, 1901; Geyer, V. 1891; Doelter, M. 1896; Schmutz, M. 1897; Stur, Jb. 1853, 1854. — <sup>215</sup>Ippen, 1901 — <sup>216</sup>Foullon, Jb. 1883. — <sup>217</sup>Uhlig, S. 1906, 1909. — <sup>218</sup>Geyer, V. 1891. — <sup>219</sup>Rolle, Jb. 1854; Doelter, M. 1896; Geyer, V. 1891, 1892; Pichler, Jb. 1858. — <sup>220</sup>Tornquist, S. 1917. — <sup>220a</sup>Weiter westlich liegt auf dem Grundgebirge, sowohl auf dem Bundschuh-Granitgneis, beziehungsweise seiner Hülle von Serizitschiefern (Katschbergschiefer) als auch auf den Granatenglimmerschiefern Trias (Holdhaus, Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, Wien 1921). In einem NS ziehenden Streifen von Inner-Krems bis St. Oswald und auf dieser ist das Paläozoikum, hier fast nur mehr durch Karbon-Konglomerat vertreten, in OW-Richtung ein Stück aufgeschoben. Daher sind die tektonischen Erscheinungen am Nordrand als Blattverschiebung zu deuten. Es sind nicht alle Kalke des Turracher Gebietes in die Trias zu stellen; z. B. von Inner-Krems über Turrach in die Fladnitz streicht kein einheitlicher Kalkzug, sondern man trifft hier die Stücke von verschiedenen Kalkzügen, die ONO schiefer zur Grenze austreichen und sowohl nach tektonischer Stellung stark verschieden als auch nach der Gesteinsbildung untereinander (Spateisenstein bei Turrach, Magnesit am Eisenhut) und insbesondere von der fossilführenden Trias ganz verschieden sind. — <sup>221</sup>Angel-Heritsch, V. 1921. — <sup>222</sup>Tornquist, S. 1917. — <sup>223</sup>Geyer, V. 1891, 1893; Tornquist, N. Jb., Beilageband 41. Die folgende Darstellung folgt im wesentlichen den Ausführungen Geyers. — <sup>224</sup>Ippen, M. 1896. — <sup>225</sup>Kittl, Jb. 1914, 1919. — <sup>226</sup>Blatt Liezen der geologischen Spezialkarte, aufgenommen von Geyer und Vacek. — <sup>227</sup>Heritsch, M. 1911, V. 1919; Kittl, Jb. 1914, 1919. — <sup>228</sup>Doelter, M. 1896. — <sup>229</sup>Vacek, V. 1886. — <sup>230</sup>Angel-Heritsch, V. 1921. — <sup>231</sup>Ryba, Zeitschrift für praktische Geologie, 1900; Vettters, V. 1911. — <sup>232</sup>Stiny, N. Jb. 1915, I. Bd. — <sup>233</sup>Geyer, V. 1890. — <sup>234</sup>Geyer, V. 1890; Ippen, M. 1896. Dieser Abschnitt ist auf Grund von unveröffentlichten Beobachtungen von R. Schwinner und F. Heritsch, geschrieben. — <sup>235</sup>Geyer, V. 1890. — <sup>236</sup>Rolle, Jb. 1854. — <sup>237</sup>Geyer, V. 1890. — <sup>238</sup>Heritsch, D. 94. Bd. — <sup>239</sup>Stiny, N. Jb. 1915, I. Bd. — <sup>240</sup>Stiny, N. Jb. 1915, I. Bd. Gesteine aus der Umgebung von Bruck, Selbstverlag, 1917. — <sup>241</sup>Stiny, C. 1914. Die folgende Darstellung der Hoch- und Gleinpalpe ist nach unveröffentlichten Beobachtungen von F. Angel verfaßt. Literatur Sigmund, M. 1916, 1919. — <sup>242</sup>Angel-Heritsch, Jb. 1919, V. 1921; ferner zahl-

reiche unveröffentlichte Beobachtungen von F. Heritsch. — <sup>243</sup> Vacek, V. 1890. — <sup>244</sup> Hussak, 1875. — <sup>245</sup> Rolle, Jb. 1856. — <sup>246</sup> Rolle, Jb. 1856. Dieser Abschnitt ist nach unveröffentlichten Beobachtungen von F. Heritsch verfaßt. — <sup>247</sup> Rolle Jb. 1856; Doelter, M. 1895; Dreger, V. 1906. — <sup>248</sup> Rolle, Jb. 1857; Doelter, M. 1895; Dreger, V. 1901. — <sup>249</sup> Benesch, M. W. G. 1914. — <sup>250</sup> Redlich, Zeitschrift für praktische Geologie, 1909; Geyer, Jb. 1915. — <sup>251</sup> Stur, Jb. 1853. — <sup>252</sup> Vacek, Jb. 1884. — <sup>253</sup> Heritsch, M. 1911. — <sup>254</sup> Vacek, V. 1890. — <sup>255</sup> Heritsch, S. 1907, 1909, 1911, M. 1911. — <sup>256</sup> Nicht veröffentlichte Untersuchungen von F. Heritsch. — <sup>257</sup> Canaval, M. 1894. — <sup>258</sup> Weinschenk, Zeitschrift für praktische Geologie, 1900; Redlich und Cornu, ebenda 1908. — <sup>259</sup> Heritsch, S. 1909, M. 1911; Angel, Jb. 1918. — <sup>260</sup> Heritsch, M. 1911. — <sup>261</sup> Eisenerzvorräte Österreichs, M. 1910. — <sup>262</sup> Redlich, Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch 1905. — <sup>263</sup> Redlich-Cornu, Zeitschrift für praktische Geologie, 1908. — <sup>264</sup> Heritsch, V. 1908; Stiny, N. Jb. 1915, I. Bd., C. 1917. — <sup>265</sup> Vettors, V. 1911; Heritsch, V. 1911. — <sup>266</sup> Ascher, M. W. G. 1908; Folgner, V. 1913. — <sup>267</sup> Heritsch, C. 1910, M. 1910. — <sup>268</sup> Heritsch, M. 1905. — <sup>269</sup> Redlich, M. W. G. 1916, IX. Bd.; Vacek, Jb. 1900. — <sup>270</sup> Heritsch, C. 1910. — <sup>271</sup> Redlich, M. W. G. 1916. — <sup>272</sup> Vacek, V. 1886. — <sup>273</sup> Redlich, Zeitschrift für praktische Geologie, 1913. — <sup>274</sup> Eisenerzvorräte Österreichs, M. W. G. 1910. — <sup>275</sup> Vacek, V. 1886; Vettors, V. 1911. — <sup>276</sup> Kittl, V. 1920. — <sup>277</sup> Spengler, Jb. 1920. — <sup>278</sup> Redlich, Zeitschrift für praktische Geologie, 1913. — <sup>279</sup> Koch, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1893; Heritsch, M. 1919. — <sup>280</sup> Stiny, V. 1914; Gesteine aus der Umgebung von Bruck, Selbstverlag, 1917. — <sup>281</sup> Vettors, V. 1911. — <sup>282</sup> Gaulhofer-Stiny, M. W. G. 1912; V. 1913; Stiny, Gesteine aus der Umgebung von Bruck, Selbstverlag, 1917. — <sup>283</sup> Stiny, V. 1914. — <sup>284</sup> Heritsch, C. 1910. — <sup>285</sup> Gaulhofer-Stiny, M. W. G. 1912. — <sup>286</sup> Vacek, V. 1886, 1888. — <sup>287</sup> <sup>288</sup> Heritsch, C. 1911. — <sup>289</sup> Mohr, M. W. G. 1910. — <sup>290</sup> Mohr, D. 88. Bd. — <sup>291</sup> Mohr, Ist das Wechselster ostalpin? Graz, Leuschner & Lubensky, 1919. — <sup>292</sup> Mohr, M. W. G. 1912, D. 82. und 88. Bd.; ferner wie Nr. 291. — <sup>293</sup> Mohr, D. 88. Bd. — <sup>294</sup> Heritsch, C. 1911. — <sup>297</sup> Gaulhofer-Stiny, M. W. G. 1912, V. 1913. — <sup>298</sup> Vacek, V. 1890. — <sup>299</sup> Eigel, Jahresbericht des Fürstbischöflichen Gymnasiums in Graz 1894/95. — <sup>299a</sup> Stiny, C. 1918. — <sup>300</sup> Heritsch, D. 92. und 94. Bd. — <sup>301</sup> Schmit, Jb. 1908. — <sup>302</sup> Oestreich, Jb. 1899. — <sup>303</sup> Höfer, Exkursionsführer zum 9. internationalen Geologenkongreß, Wien 1903. — <sup>304</sup> Gaulhofer-Stiny, M. W. G. 1912. — <sup>305</sup> Winkler, M. W. G. 1916. — <sup>306</sup> Mineralkohlen Österreichs. — <sup>307</sup> Hilber, Jb. 1894. — <sup>308</sup> Heritsch, M. 1915. — <sup>309</sup> Stiny, C. 1918. — <sup>310</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>311</sup> Blaschke, V. 1910. — <sup>312</sup> Dreger, V. 1902, 1903. — <sup>313</sup> Mineralkohlen Österreichs, Wien, 1903. — <sup>314</sup> Granigg, Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. 1910. — <sup>315</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>316</sup> Hilber, Jb. 1878. — <sup>317</sup> Hilber, Jb. 1878; Bauer, M. 1899. — <sup>318</sup> Hoernes, M. 1882. — <sup>319</sup> Hilber, Jb. 1878. — <sup>320</sup> Hilber, Jb. 1878. — <sup>321</sup> Holler, M. 1899. — <sup>322</sup> Hilber, Jb. 1878. — <sup>323</sup> Hilber, Jb. 1878. — <sup>324</sup> Terzaghi, M. 1907; Leitmeier, M. 1907, 1908; Dreger, V. 1905, 1913, 1916. — <sup>325</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>326</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>327</sup> Hilber, Jb. 1877. — <sup>328</sup> Hilber, M. 1912. — <sup>329</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>330</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>331</sup> Mineralkohlen Österreichs, Wien 1903. — <sup>332</sup> Hilber, Jb. 1893. — <sup>333</sup> Hilber, Jb. 1893; Benesch, V. 1913. — <sup>334</sup> Hoernes, M. 1878. — <sup>335</sup> Hilber, M. 1896. — <sup>336</sup> Hilber, Jahresbericht des Joanneums, 1897. — <sup>337</sup> Sölch, Forschungen zur Deutschen Volks- und Landeskunde, XXI. Bd. — <sup>338</sup> Hilber, C. 1908; Leit-

- meier, N. Jb., Beilageband 27; M. 1909. — <sup>339</sup> Hilber, M. W. G. 1913.  
 — <sup>340</sup> Hoernes, V. 1878, M. 1878; Fabian, M. 1905. — <sup>341</sup> Winkler,  
 Jb. 1913. — <sup>342</sup> Winkler, Jb. 1913; Sigmund, Tschermaks Mineralogische  
 und petrographische Mitteilungen, XV. und XVI. Bd. — <sup>343</sup> Sigmund,  
 Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, XXI. Bd. 1902.  
 — <sup>344</sup> Unger, D. VII. 1854. — <sup>345</sup> Sigmund, Tschermaks Mineralogische und  
 petrographische Mitteilungen, XVI. und XVIII. Bd. — <sup>346</sup> Sigmund, ebenda,  
 XVIII. Bd. — <sup>347</sup> Schadler, ebenda, 32. Bd. — <sup>348</sup> Heritsch, M. 1914.  
 — <sup>349</sup> Sigmund, Tschermaks Mineralogische und petrographische Mit-  
 teilungen, XVI. und XVIII. Bd. — <sup>350</sup> Sigmund, ebenda. XXIII. Bd. —  
<sup>351</sup> Sigmund, ebenda, XVII. Bd. — <sup>352</sup> Stiny, Bergbau und Hütte, 1918.  
 — <sup>353</sup> Hilber, Jb. 1893. — <sup>354</sup> Granigg, Österreichische Zeitschrift für  
 Berg- und Hüttenwesen, 1910. — <sup>355</sup> Hilber, Jb. 1893. — <sup>356</sup> Hilber,  
 M. 1912. — <sup>357</sup> Leider sind diese Verhältnisse nie im Zusammenhange  
 studiert worden. Siehe Aigner, Jb. 1916. — <sup>358</sup> Hilber, Jb. 1894. —  
<sup>359</sup> Winkler, Jb. 1913. — <sup>360</sup> Hilber, Jb. 1894; Mohr, D. 82. Bd. —  
<sup>361</sup> Winkler, M. W. G. 1914.



Dr. K. Hassack phot.

### **Schladming mit Scheuchenspitz.**

Die waldige Höhe über Schladming besteht aus Diluvium.  
Im Riffkalk der Scheuchenspitz liegen zwei Kare.

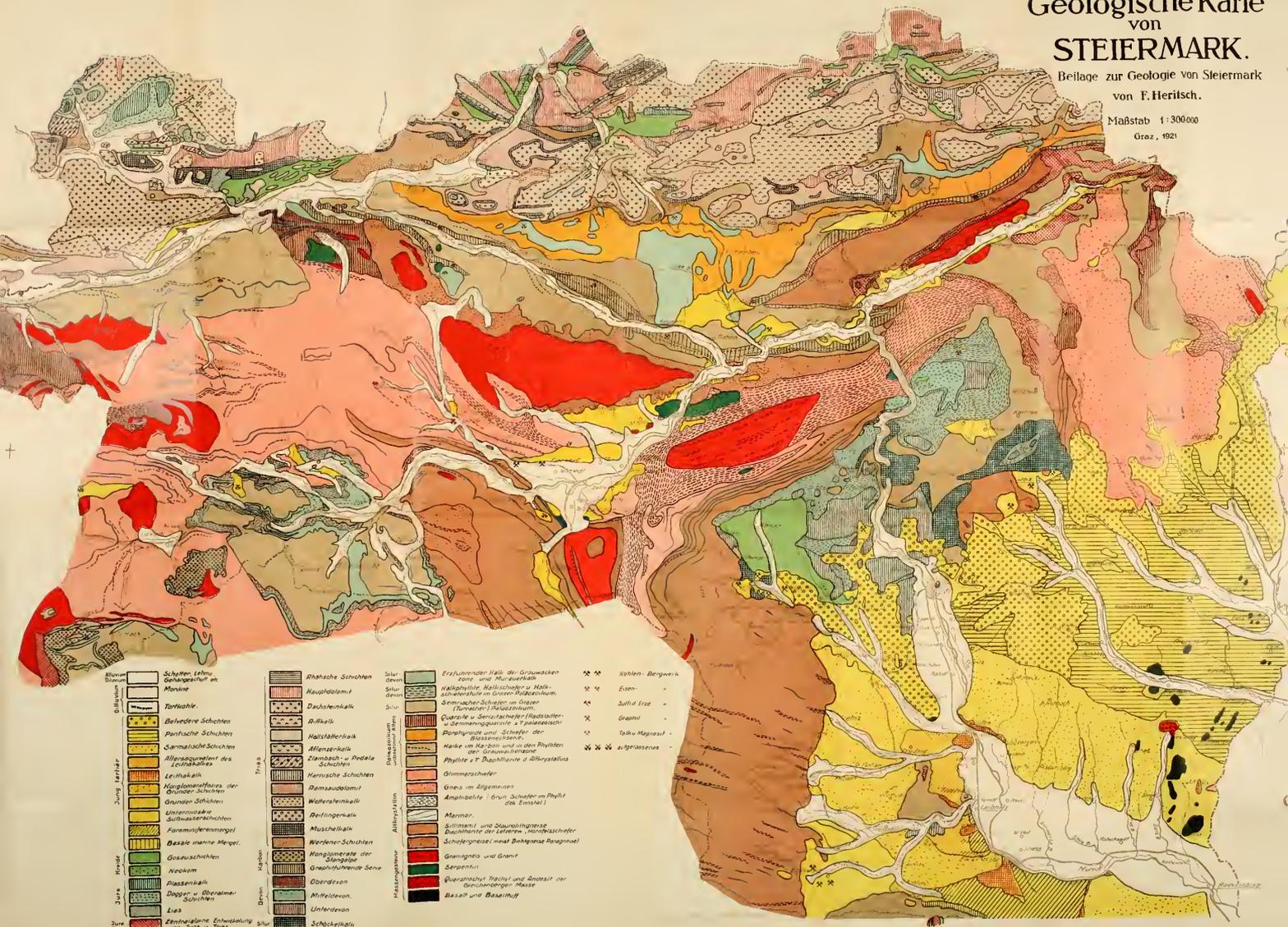
# Geologische Karte von STEIERMARK.

Beilage zur Geologie von Steiermark

von F. Heritsch.

Maßstab 1:300,000

Graz, 1921



Aluvium	Schichten Lehm, Ton, Geröllgestein an Mäandern	Rhänische Schichten	Silur (Stein)	Erstförmender Kalk, der Grauwackenzone und Muraukalk	✖ ✖ Kohlen-Bergwerk
Quaternär	Tuffschicht	Hauptdolomit	Silur (Stein)	Kalkphyllite, Mollschichten u. Mollschichten im Gross-Paläozoikum	✖ ✖ Eisen
	Beländere Schichten	Dachsteinkalk	Silur (Stein)	Serravalle-Schichten im Gross-Paläozoikum	✖ ✖ Sulfid-Erze
	Permo-karische Schichten	Altkalk		Quarzite u. Serpentinische (Hämatit-) u. Serpentinische u. Paläozoische Gesteine	✖ ✖ Graphit
	Carinalische Schichten	Häufelsteinkalk		Näher im Harz und in den Phylliten der Grauwackenzone	✖ ✖ Talk u. Magnesia
	Leithakalk	Affensteinkalk		Phyllite u. Diaphanite u. Bitterkalk	✖ ✖ vulkanisches
	Altersgrenze des Leithakalkes	Zinnstein- u. Bredle Schichten		Glimmerschiefer	
Jung Karbon	Leithakalk	Harnische Schichten		Gneis im Allgemeinen	
	Murgelkalk, der Gröden-Schichten	Ramsaukalk		Empfänglich (Eisen-Schiefer im Phyllit des Eissteins)	
	Gröden-Schichten	Wellersteinkalk		Marmor	
	Grödenkalk	Reifingerkalk		Schistose u. Schieferungsgebirge	
	Sulfatmergel	Muschelkalk		Schieferungsgebirge (mit Belongende Paragneis)	
	Forenifermergel	Werlener-Schichten		Gneis und Granit	
	Basale massive Mergel	Konglomerate der Murau		Serpentin	
	Grauwackenschichten	Obereisen		Granitische Trichter und Anstöße der Serpentinmergel-Masse	
	Nepomuk	Mittelereisen		Basalt und Basaltuff	
	Plattenkalk	Untereisen			
	Dogger- u. Oberen-Schichten	Schöckelkalk			
	Lias				
	Zentralalpine Entschaltung von Jung u. Trias				

Silur (Stein)	Erstförmender Kalk, der Grauwackenzone und Muraukalk	✖ ✖ Kohlen-Bergwerk
Silur (Stein)	Kalkphyllite, Mollschichten u. Mollschichten im Gross-Paläozoikum	✖ ✖ Eisen
Silur (Stein)	Serravalle-Schichten im Gross-Paläozoikum	✖ ✖ Sulfid-Erze
	Quarzite u. Serpentinische (Hämatit-) u. Serpentinische u. Paläozoische Gesteine	✖ ✖ Graphit
	Näher im Harz und in den Phylliten der Grauwackenzone	✖ ✖ Talk u. Magnesia
	Phyllite u. Diaphanite u. Bitterkalk	✖ ✖ vulkanisches
	Glimmerschiefer	
	Gneis im Allgemeinen	
	Empfänglich (Eisen-Schiefer im Phyllit des Eissteins)	
	Marmor	
	Schistose u. Schieferungsgebirge	
	Schieferungsgebirge (mit Belongende Paragneis)	
	Gneis und Granit	
	Serpentin	
	Granitische Trichter und Anstöße der Serpentinmergel-Masse	
	Basalt und Basaltuff	