

Führer zur montangeologischen Exkursion in die Salzburger Alpen und Kärnten

a) Die geologische Position der Golderzgänge der Hohen Tauern des Thermengebietes von Wildbad Gastein.

Von Alexander Tornquist.

Von Norden kommende Teilnehmer queren bei der Bahnfahrt am Vortag von Lend im Salzsachtal bis Gastein-Böckstein in der Lendklamm die enorm verfalteten „Klammkalke“ der Radstätter Decke, sodann von Harrbach talwärts die mächtige Gesteinsserie der Schieferhülle, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer (Gamskarl-Spitze). Das von M. Stark aufgenommene Profil¹⁾ bietet eine gute Orientierung. Kurz vor Wildbad Gastein tauchen die Gesteine der Zentralmasse unter der Schieferhülle auf, zunächst Gneise der Hochalmdecke, dann die des Ankoglmassivs, auf denen Gastein liegt. Die großen Zusammenhänge dieser tiefsten zentralalpiner Gesteine sind der schönen Karte Kobers²⁾ zu entnehmen.

Die von Böckstein ausgehende, ins Naßfeld führende Exkursion führt sodann schrittweise aus den Gesteinen des Ankoglmassivs in solche des Hochalmmassivs; im Naßfelder Talkessel wird wiederum die Schieferhülle erreicht, welche am Hang der mächtigen Bergkette vom Schareck (3122 m) bis zur Riffelscharte die Entwicklung der unteren Schieferhülle vor allem mit dem leicht zu verfolgenden Angertal-Marmorzug zeigt. Zur Orientierung bei der Exkursion sei auf die Kartenskizze bei Winkler³⁾ verwiesen. Unmittelbar südlich Böckstein, an der Straße in Felsen Forellengneise des Ankoglmassivs, unter ihnen bei der Evianguelle porphyrische Granitgneise. Von der Straße aus werden im Rückblick auf den Feuersang die in 2200 m Seehöhe gelegenen neuen großen Lawinensicherungsbauten sichtbar, welche die jährlich das Nordportal des Tauern隧els gefährdenden Lawinen oben im Abrißgebiet sichern. Nach einem Kilometer bilden an der Straße nicht aufgeschlossene Schiefer (Woigstzone Kobers) die Grenze gegen die höhere Hochalmdecke, welche mit Syenitgneisen beginnt, deren verschiedene Varietäten bis zum Kesselfall anhalten. Aus ihnen ist das ganze Rathausmassiv im Süden aufgebaut und von Lagergängen eines tonalitären, syenit-dioritischen Ganggesteins, dem Floitit Köhlers⁴⁾, durchzogen. Am Kesselfall ist der Floitit in einem 2 m mächtigen Gang auf der nördlichen Talseite aufgeschlossen. Bis kurz vor dem breiten Naßfelder Talkessel hält der Syenitgneis an, ihm folgt im Hangenden ein lichter Aplit.

¹⁾ Vorl. Bericht über geol. Aufn. im östl. Sonnblick usw. Sitzber. Wien. Akad., 1912, S. 195. Profil links unten auf Tafel.

²⁾ Das östl. Tauernfenster. Denkschr. d. Wien. Akad., Bd. 98. Übersichtskarte.

³⁾ Geolog. Probleme in den östl. Tauern, I. Jahrb. geolog. B.-A., Wien 1926. Taf. VI, Fig. 1.

⁴⁾ Über einen Floitit aus dem Zentralgeis der Hohen Tauern. Tschermak's min.-petrogr. Mitt., 1923, S. 65.

welcher eine Folge von porphyrischen Granitgneisen einleitet: Die den Hintergrund des Talkessels aufbauenden Schiefer gehören der Mallnitzer Mulde (braune Glimmerschiefer, lichte Granat-Chloritschiefer und Angertalmarmor) an.

Auch die im Nordostteil des Talkessels gelegene Golderzlagstätte des Naßfeldes mit dem Siglitz-Pocharter Gangzug setzt in der äußeren Region der porphyrischen Granitgneise der Hochalmdecke auf, so wie der Erzreichtum aller Tauerngänge, wie Becke zuerst feststellte, auf die Randzonen des Zentralmassivs nahe der Schieferhülle beschränkt ist. Dort, wo die Erzkörper in die Kalkglimmerschiefer oder Marmore der Schieferhülle eintreten, werden sie wohl mächtiger, es ist aber neben Quarz nur Bleiglanz und Siderit mit wenig Au vorhanden. Inmitten der fast ausschließlich metasomatischen Lagerstätten der Ostalpen bilden fast nur die Golderzzüge der Tauern die Gesteine verquerende Gänge, in denen wie in den Gangformationen der Mittelgebirge ein Ausfüllen offener Gangspalten während des Verwerfungsvorganges eintrat. Das Streichen unserer Gänge ist in 1 hora (N 23—25° O), das Verflächen überwiegend steil in O. M. Michel⁵⁾ hat die Paragenese der auftretenden Erze festgestellt: eine ältere Folge von Arsenkies, Löllingit, Pyrit und Quarz, nach Zertrümmerung jüngere Folge von Bleiglanz, Blende, Kupferkies und Quarz. Letztere ist völlig unbewegt. Nach ihrem Goldgehalt gliedern sich die Erze folgendermaßen: Arsenkies — Pyrit — Löllingit — Kupferkies — Blende; am Rathausberg hat sich auch Antimonit und Molybdänglanz gefunden, ferner wurde Jansonit beobachtet. Die Aufschlüsse im Imhof-Unterbaustollen (1625 m Seehöhe und 2,2 km lang) haben bestätigt, daß diese Erze primäre Bildungen darstellen und in ihrer Ausbildung eine bedeutende Tiefenentwicklung besitzen. Nur für das von Michel in der Blende und im Quarz mikroskopisch beobachtete Freigold kann ein postthumer Absatz als Zementationsvorgang angenommen werden. Die Vererzung muß posttektonisch, sehr jung sein, auch heute noch sind die Gänge im Bergbau die Grundwasserträger. Daraus, daß die Thermen von Gastein ebenfalls an in 1 hora streichenden Klüften aufsteigen, ist unter diesen Umständen nicht auf eine genetische Beziehung der Erzfüllung der Hohen Tauern und der Gasteiner Thermen zu schließen. Für ascendente und descendente Wässer bildet das Kluffsystem in hora 1 die einzige vorhandene offene Zirkulation.

Das Thermengebiet von Gastein ist eines der stärksten mineralisierten und radioaktivsten der Welt. Die aus düngeschieferten Gneisen der Ankglocke austretenden Thermen steigen aus Klüften nach hora 1 auf. Aus den Felsen im Gasteiner Wasserfall ist der Austritt der Wasserfallquelle (35,6 °C) aus einer Gneisskluff über Tag sichtbar. Den besten Einblick in die Gasteiner Thermen bietet aber die Besichtigung der Elisabeththerme. Der Jahrhunderte alte Elisabethstollen quert eine ständig in Bewegung befindliche Gehängeschuttdecke bis zum Felsen. Die Haupttherme bricht dort aus einer Gneisskluff in einer Stärke von 30 Sekundenliter, mit einer Temperatur von 46,7° C und der enormen Emanation⁶⁾ von 533 (= 165 Mache-Einheiten) aus der Gneisspalte. Freie Kohlensäure enthält die Quelle sehr wenig, gelöste Salze aber 4,5%. Die Emanation und die Temperatur erlauben dem Besucher nur einen kurzen Aufenthalt am Austrittsort der Therme. Trotzdem die Therme nur 0,00014 g Manganooxon in 1 Liter enthält, findet in der Thermenspalte ein starker Absatz des hochradioaktiven Radiums statt. Niedriger temperierte Thermen befinden sich im Randteil des Gasteiner Thermengebietes. Die systematische Untersuchung von

⁵⁾ Die goldführenden Erze usw. Tschermaks min.-petrogr. Mitt., 38., 1925, S. 541.

⁶⁾ Man vergl. die Eman. der Gasteiner Therme mit derjenigen der Heidelberger Rad-Sol-Therme. Salomon: Abh. d. Heidelberger Akad., 1927, S. 91.

H. Mach⁷⁾ hat ergeben, daß die weniger heißen Thermen eine stärkere Emanation aber einen geringeren Rd-Gehalt, als die heißeren besitzen, der Grund dürfte der sein, daß die Klüfte, aus denen die niederer temperierten Thermen ausbrechen, größere Absätze ausgefallter Mineralstoffe besitzen, auf welche vor allem die Emanation zurückzuführen ist. Die folgende Zusammenstellung zeigt die Verhältniszahlen.

	Ergiebigkeit pro Tag in m ³	Temperatur °C	Emanation
Wasserfall-Therme	160	37	478
Grabenbäcker-Therme	257	36·2	555
Franz Josef-Therme	165	40·8	346
Elisabeth-Hauptquelle	2569	46	533
Rudolf-Therme	505	47	213
Lainer-Therme	162	47	203

Von der Regel macht nur die Elisabeththerme, welche trotz hoher Temperatur viel Reissacherit abscheidet, eine Ausnahme.

b) Der geologische Bau des Goldbergbaugebietes in den östlichen Hohen Tauern.

Von Artur Winkler.

In den östlichen Hohen Tauern tauchen aus einem mächtigen Mantel von Schieferhülle zwei große Zentralgneismassen auf: das kleinere Sonnblickmassiv im Südwesten und das viel ausgedehntere Hochalm-Ankogelmassiv im Nordosten. Eine breitere Schieferzone, die Mallnitzermulde, von nordwestlicher Streichrichtung, trennt die beiden deformierten Tiefengesteinskörper. Speziell die Untersuchungen von F. Becke haben die genauere Umgrenzung und petrographische Zusammensetzung der Hochalm-Ankogelmasse kennen gelernt. Kober⁸⁾ hat innerhalb der Ankogel-Hochalmmasse eine tiefere Ankogeldecke und eine höhere Hochalmdecke zu unterscheiden versucht, während ich im Jahre 1926 auf Grund mehrjähriger geologischer Studien eine zum Teil abweichende tektonische Auffassung vertreten habe.⁹⁾

Auf der Wanderung von Bockstein ins Naßfeld wird sich die Gelegenheit ergeben (gleich oberhalb Bockstein), die kieselsäurereichen, durch Muskowitflatschen ausgezeichneten „Forellengneise“, und die normalen Granitgneise kennen zu lernen. Dann wird eine Stelle erreicht, an welcher die nördliche Fortsetzung der Weigstenzunge, einer tief in die Hochalmmasse eindringenden Schieferzone, das Naßfeld trifft. Hier erscheint der Granitgneis an der Grenze gegen den Schiefer, an seinem Dache, durch eine etwa anderthalb Meter mächtige Lage von Aplit (aplitische Randzone!) begrenzt. Der Glimmerschiefer wird seinerseits von einem Syenitgneis bedeckt, der in den Schiefer eindringt und ihm aufblättert. An dieser Stelle ist also ein ursprünglicher Intrusionskontakt erhalten geblieben. Keine tektonische Bewegungszone größerer Ordnung läßt sich hier in die Grenzfläche der beiden petrographisch recht verschiedenen Tiefengesteinskörper hineinlegen.

Der Weg führt weiterhin durch Syenit-Granitgneise feinerer und größerer Ausbildung, welche beim Kesselfall von dem durch A. Köhler¹⁰⁾ beschriebenen

⁷⁾ Neumessungen der Radioaktivität der Gasteiner Thermen. Sitzungsbericht d. Akad. d. Wiss., Wien, 1924, S. 207.

⁸⁾ „Das östliche Tauernfenster“. Denkschrift d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl., 1924.

⁹⁾ „Geologische Probleme in den östlichen Tauern“. Jahrb. d. geol. B.-A., 1926, 76. Bd. und Bemerkungen zur Geologie d. östl. Tauern. Verh. d. geol. B.-A., 1923.

¹⁰⁾ Tschermaks mineralog.-petr. Mitteil., Bd. 36, 1923.

Flotitgang durchsetzt erscheinen. Dort, wo die Straße am linken Ufer der Ache weiterführt, zieht eine starke Bewegungszone in dem Granitgneis durch, entlang welcher es zu einer vollkommenen Verschieferung des Gesteines (Diaphthorese und postkristalline Faltung) gekommen ist. Nun wird der Talkessel des Naßfelds erreicht. In der mächtigen, hangenden Granitgneismasse des Naßfeldes, welche aber gegen Süden zu im Glimmerschiefer auskeilt, geht der Goldbergbau der Siglitz um, der in dem zirka 2200 m langen Imhof-Unterbau ausschließlich ihre gleichartigen porphyrischen Granitgneise angefahren hat. Hier setzt das Nord-Nordost streichende erzführende junge Gangsystem ungestört durch den Zentralgneis und auch durch sein späteres Quarzgeäder hindurch.

Der event. Aufstieg zum Pochartsee führt durch eine steile Mulde, deren Verlauf durch eine Zone von verschieferten (diaphthoritiserten) Gneisen vorzeichnet erscheint. Bei Erreichen der Höhe oberhalb des unteren Pochartsees eröffnet sich ein neues geologisches Bild: die Gesteine der Schieferhülle bedecken hier den Zentralgneis. Vor allem treten die felsbildenden Wände der Angertal-Marmore im Landschaftsbilde deutlich hervor. Die Gänge des oberen Erzreviers setzen hier nicht nur durch den Zentralgneis, sondern — unter Änderung ihres Mineralgehaltes (Spateisenstein und Rohwand statt der im Gneis vorherrschenden Kiese) — auch in den hangenden Marmoren und Quarziten auf.

Die „Geognostenwand“ beim oberen Pochartsee und andere Aufschlüsse zeigen, daß hier die Gneise schräge zu ihrer Kristallisationsschieferung (Kristalloblastese) von flachen Verschiebungsklüften durchsetzt werden, die an den gegeneinander verstellten Teilen der Aplitadern deutlich werden. Diese und ähnliche Deformationen sind die Begleiterscheinung noch größerer Bewegungsvorgänge, welche meist die Grenze zwischen Zentralgneis und auflastender Schieferhülle markieren.

Allgemeine Ergebnisse über das Goldbergbaugebiet.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß die Schieferhülle — in Erweiterung älterer Angaben — eine Gliederung in drei Abteilungen zuläßt: eine untere, aus braunen Glimmerschiefern (mit Amphiboliten) und hellen Granat- und Chloritoid-reichen Schiefen (mit Paragneisen) bestehende Abteilung; eine mittlere Abteilung, welche das weit verbreitete Angertal-Marmorhand, und die dunklen Riffelschiefer umfaßt, und eine obere Abteilung, die aus den Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern und Kalkphylliten (mit Serpentin) besteht. Die Zentralgneise sind mit der tieferen Abteilung durch ein ganzes System magmatischer Durchäderung innigst verknüpft. Aus der Tatsache, daß das Eindringen der Granitadern in die höheren Abteilungen der Schieferhülle bisher mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen werden konnte, darf aber auf ein höheres Alter des Zentralgneises gegenüber letzteren nicht geschlossen werden. Die höheren Glieder der Schieferhülle (speziell der Angertal-Marmor) sind nämlich erst durch Abschub der tieferen Schieferhülle, also durch tektonische Vorgänge, mit dem Zentralgneis in Kontakt gekommen. Es erscheint mir wahrscheinlich, daß die Intrusion jünger als die gesamte Schieferhülle ist, daß aber das Granitmagma seine Apophysen nur in deren tiefste Teile zu entsenden vermochte.

Mit dieser Frage berührt sich jene nach dem geologischen Alter der Schieferhülle. Die nahen Beziehungen, ja Übergänge, welche zwischen den sicher paläozoischen Kalkphylliten der Grauwackenzone und den Kalkphylliten und Glimmerschiefern der Tauernschieferhülle bestehen, machen es sehr wahrscheinlich, daß auch die letztgenannten, die von Kober und Staub als mesozoisch gedeutet werden, dem Paläozoikum¹¹⁾ zuzuzählen sind. Vielleicht gilt dieses Alter für die gesamte Schieferhülle.

¹¹⁾ Nach R. Schwinner: Devon. (Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Wien 1928.) Die tieferen Schieferhüllenteile hält Schwinner für vorpaläozoisch. Für ein paläozoisches Alter der Schieferhülle treten auch F. Trauth und H. Mohr ein.

In tektonischer Hinsicht hat sich eine Mehrphasigkeit des tektonischen Aufbaues im Tauernfenster nachweisen lassen¹²⁾, wie an anderen Stellen von mir ausführlicher gezeigt wurde.¹³⁾

Als erster Hauptbewegungsvorgang kann jener herausgegriffen werden, welcher den Tiefengesteinen und ihrer Schieferhülle, unter gleichzeitiger Kristalloblastese, die Kristallisationsschieferung aufgeprägt hat, welcher Vorgang wohl unter der Last einer darüber gleitenden mächtigen Schubmasse sich vollzogen hat. Dieser kristallinen Deformation sind jedoch vielfach Faltungen vorausgegangen gewesen, die ältere Strukturen erzeugt hatten, welche nunmehr von der Kristallisationsschieferung überprägt wurden. (Beispiele: In den Glimmerschiefern nördlich Bahnhof Mallnitz und in jenen im unteren Naßfelder Achetal.)

Ebenso verbreitet und überall erkennbar sind die Anzeichen der zweiten großen Bewegungsphase, welche sich in einer (postkristallinen) Umfaltung und in Schubstörungen im Gneis- und Glimmerschieferbereiche zu erkennen gibt. Sie ist von einer schwachen Kristallisation, die zur Bildung von Muskowit (Serizit), Quarz, Chlorit und anderen Neubildungen geführt hat, begleitet gewesen. Meiner Auffassung nach gehört der Hauptteil der deutlich erkennbaren Faltungen sowie die Entstehung der tektonischen Großformen (der Tauerngneisgewölbe und der diese trennenden Schieferzonen) dieser zweiten Hauptbewegungsphase an.

Als Hauptergebnis betrachte ich die Feststellung, daß die östlichen Zentralmassive unter dem Einfluß einer vom Süden gegen Norden vordringenden Schubdecke zu Gewölben und Mulden zusammengestaut und teilweise schuppenartig über die Schieferhülle hinaufbewegt wurden. An den Stellen stärkster Beanspruchung (Biegung) des Granitgneiskörpers haben sich hiebei Lamellen vom Rücken der Hauptmasse abgelöst. Zwischen diese wurde — schon beim Aufreißen — die darüber hinwegbewegte Schieferhülle eingepreßt und dann gemeinsam mit den abgerissenen Gneisschollen über das Gewölbe hinwegtransportiert und in die jenseits anschließende tektonische Mulde eingeschuppt und eingefaltet. Anzeichen heftiger mechanischer Durchbewegung kennzeichnen somit am Nordsaum der Massive den Grenzkontakt zwischen Gneiskörper und Schieferhülle.

Die so überaus merkwürdige Tatsache, daß fast am ganzen Nordsaum des Hochalmmassivs der Angertal-Marmor unter mechanischen Bewegungskontakten, wie ich nachweisen konnte, unmittelbar von einer höheren Zentralgneisschuppe unterlagert wird, — ohne Zwischenschaltung der älteren Glimmerschiefer — läßt sich dahin deuten, daß bei der unter Belastung erfolgten Zusammenbiegung des Gewölbes und gänzlichen oder teilweisen Abspaltung von Gneisschollen am Dache ein Einspießen der letzteren in die Schieferhülle und ein Aufdringen derselben bis an das Niveau der resistenteren Angertal-Marmore erfolgt ist, unter welchen sie sich entlang den vorgezeichneten Schichtfugen einschieben konnten.

Faltung und Überfaltung spielen demnach im Bereiche der Zentralgneiskerne nicht jene Rolle, wie sie ihr von mancher Seite zugeschrieben wird, sondern ein Gleitbretterbau besonderer Art, unter stärkerer Belastung entstanden, der aus Gneis- und Schieferhülle gewissermaßen komplementäre, ineinander geschobene Schuppensysteme erzeugt hat, bildet das Bewegungsmotiv. Wie sich diesem mechanischen Bilde, das einer unter Belastung erfolgten Gleit- und Falten tektonik entspricht, viele Einzelzüge gut einfügen, wurde an anderer Stelle näher ausgeführt.¹⁴⁾ Es erscheint nicht nötig, zur Erklärung des Tauern-

¹²⁾ Eine solche Mehrphasigkeit der Entwicklung hat auch L. Kölbl in dem Granatspitzkerngebiet feststellen können. Sitzungsbericht der Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl., 1924 und 1925.

¹³⁾ Jahrb. d. geol. B.-A., Wien 1926, und Geol. Rundschau, XV.Bd., 124.

¹⁴⁾ Jahrb. d. geolog. B.-A., Wien 1926.

baues große Überfaltungsdecken und Tauchdecken, die von weither übereinander gewälzt wurden, heranzuziehen, sondern der vorhin charakterisierte Schuppenbau, dem Faltungen und auch Überfaltungen nur als Teilbewegungen zuzuordnen sind, wird den Erscheinungen innerhalb des östlichen Tauernfensters genügend gerecht.¹⁵⁾

Es unterliegt keinem Zweifel, daß die hier als zweite Bewegungsphase hervorgehobenen Schub- und Faltungsvorgänge den alpinen (kretazisch-alttertiären) Bewegungsphasen angehören. Ob dies auch bezüglich der ersten Phase, welche die präkristallinen Falten und die Kristallisationsschieferung in Gneis- und Schieferhülle erzeugt hat, gilt, mag noch dabingestellt bleiben. Alpinen Jungbewegungen gehört die weitgehende Durchäderung von Gneis- und Schieferhülle mit tauben Quarzadern an, welche letztere oft weithin einheitliche Orientierung aufzeigen und von größerer Schubbewegungen nicht mehr betroffen wurden; ferner das noch jüngere System der goldführenden Erzgänge und schließlich Bewegungen, die auch noch an diesem ihre Spuren hinterlassen haben.

Wichtigste Literatur:

Für das Goldbergbaugebiet des Nabfeldes und Badgastein.

Imhof K.: Denkschrift über das Goldbergbaugebiet der Hohen Tauern.

Michel H.: Die goldführenden Erze des Sigitz—Pochhart—Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tschemm's Min.-petr. Mitteilungen, Wien, 1925, B. 38.

Kober L.: Das östl. Tauernfenster. Denkschr. d. Akademie d. Wissensch., Wien, math.-nat. Kl., 1922, Bd. 98.

Posepny F.: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern. Archiv f. prakt. Geol., I. Bd., Wien 1879, bei A. Hölder.

Tornquist A.: Intracretacische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. Geol. Rundschau. XIV. Bd., 1923, S. 141 bis 143.

Winkler A.: Geologische Probleme in den östl. Tauern. Jahrb. der geol. Bundesanst., 1926, Bd. 76, H. 3 u. 4. — Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Geol. Rundschau. XV., 1924, S. 373 bis 384.

Geologische Karten: In A. Winkler, 1926 und in L. Kober, 1922.

Topographische Karten: Österr. Spezialkartenblätter 1:75.000, Hofgastein.

c) Die metasomatische Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth bei Villach.

Von A. Tornquist.

Der 8,5 km lange Tauern-tunnel durchsticht das Ankoglmassiv, man erreicht nach seinem Südportal die Schieferzone (Woigsten-Zone) zwischen diesem und der Hochalmdecke und gelangt vor Mallnitz in die Schieferzone von Mallnitz, welche man bis vor Ober-Villach quert. Unmittelbar vor Ober-Villach wird eine schmale Schuppe der höchsten Zentralmassivdecke (Sonnblickdecke) gequert und nun verläuft die Bahn im Mölltal nahe der großen zentralalpiner Deckengrenze, der oberostalpinen (Murtaldecke) im Süden (Polnikgruppe) und der Schieferhülle mit ausgequetschten Resten der Radstädter Decke im Norden. Zwischen Möllbrücke und Spital tauchen die der Murtaldecke aufgesetzten Gailtaler Alpen auf, deren Lage im Kristallin dann gut von der Villacher Draubrücke sichtbar sind.

¹⁵⁾ Zu ähnlichen Ergebnissen sind auch F. Heritsch (Gleitbretterbau. Mittg. d. nat. Vereins für Steiermark, 1926) und W. Hammer (Jahrb. d. Geol. B.-A., 1927) im Gebiet von Mallnitz, an der Südseite der Hochalmmasse, gelangt.

Die Gailtaler Alpen sind die westliche Fortsetzung des nördlichen Karawankenzuges. Die bedeutendsten Höhen ihres breiten Zuges werden vor allem von triadischen Gesteinen aufgebaut.

Die in Villach ihren Ausgang nehmende Exkursion folgt zunächst dem breiten Drautal und führt oberhalb St. Martin in die Gailtaler Alpen hinein. Bei der Straßenserpentine unterhalb Heiligen Geist werden südfallende Wettersteinkalke sichtbar, über welchen bei der Abzweigung des Pfades nach Heiligen Geist Mergeleinlagerungen mit Raibler Fossilien auftreten. Bald wird das ost—west—streichende Bleiberger Längstal (im Mittel 900 m ü. d. M.) sichtbar, vor welchem das im Süden gelegene Dobratschmassiv (2166 m) gegen Nord auf den Zug des Bleiberger Erzberges aufgeschoben ist. Die Tektonik dieses Gebietes ist zuerst von Geyer¹⁶⁾ dargestellt worden, die Aufschlüsse im Bleiberger Bergbau haben später wichtige Einzelheiten, so vor allem die Überschiebungstektonik der Bleiberger Störung ergeben.¹⁷⁾ Die Gailtaler Alpen lassen eine stark gegen Norden gerichtete Überfaltung und teilweise gleichgerichtete Überschiebungstektonik erkennen. In diese gehört auch die Bleiberger Überschiebung, welche aber durch spätere SW—NO streichende Verwerfer verstellt worden ist.

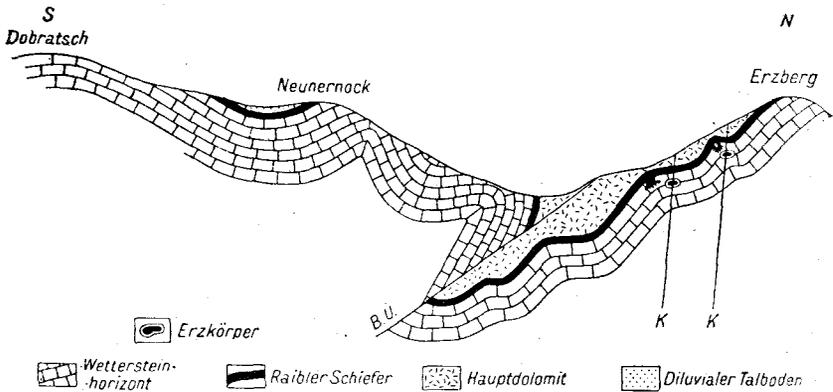


Abb. 1. Geologisches Profil durch den Nordabfall des Dobratsch bis zum Bleiberger Erzberg in Bleiberg Ost
UÜ = Bleiberger Überschiebung. **K** = Ost-West-Klüfte. Es ist das Eindringen der Raibler Schiefer in die Klüfte der obersten Wettersteinkalkbänke an den Stellen starker Schichtknickung dargestellt und die Lage der Erzkörper 30 m unter der Raibler Schiefer.

Die Vererzung des Gebirges erfolgte nach der Ausbildung dieser Querstörungen und waren die Erzzuträger junge O—W-Klüfte, welche in der Tektonik nicht zum Ausdruck kommen. Die Erzkörper von Bleiberg—Kreuth befinden sich im stratigraphischen Niveau der obersten Wettersteinkalke, dicht unter den Raibler Tonschiefern, sie sind aber in diesem Niveau nur dort entwickelt, wo dasselbe von den jungen O—W-Klüften durchsetzt wird. Diese Scharung zwischen dem stratigraphischen Niveau und den Klüften stellen in Bleiberg in SW geneigte und im westlichen Kreuth in SO geneigte Zonen dar, in denen die Erzkörper als Erzschläuche oder Säulen, von maschiger Struktur in die Tiefe setzen.¹⁸⁾ Am oberen Erzberg und in anderen Teilen

¹⁶⁾ Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. Verh. geol. R. A. Wien, 1901, S. 349.

¹⁷⁾ Tornquist: Die Blei-Zinkerzlagertstätte von Bleiberg—Kreuth. Wien: J. Springer, 1927, vgl. Profil S. 25.

¹⁸⁾ Vergl. Lagerungskarte 4, Seite 20, bei Tornquist cit. oben.

der Gailtaler Alpen, in denen sich die Wetterstein-Kalkbänke mit den hangenden Raibler Tonschiefern in schwebender Lagerung befinden, ist das Bild der Erzkörper dasjenige maschig struierter Erzflöze.

Das Vererzungsbild als metasomatischer Lagertypus ist besonders in den Aufschlüssen der Kreuth Abbaustrecken in seiner charakteristischen Form als „schichtige Metasomatose“ schön entwickelt. Die nebeneinander auftretenden Erz- und Mineralzonen dieses Vererzungstypus sind bisher als „Gangstücke“ in die Sammlungen gekommen. Daß sie keine Gangausfüllungen darstellen, sondern das Resultat komplizierter Verdrängungsvorgänge darstellen, läßt sich makroskopisch an der ganz unsymmetrischen Verteilung der Mineralien erkennen. Die mikroskopische Untersuchung ergab die folgenden Vererzungsphasen:

I. Phase: Calcitbildung (wenig Breunerit) aus dichtem Wettersteinkalk.

II. Phase: Bleiglanzbildung durch Verdrängung von Calcit und Wettersteinkalk.

III. Phase: a) Schalenblende + Fluorit durch Verdrängung von Calcit und Bleiglanz. b) Zinkblende + Baryt durch Verdrängung von Calcit und Bleiglanz. Lokale Wulfenit-Bildung.

IV. Phase: Anhydrit-Bildung durch Verdrängung aller vorgebildeten Mineralien.

V. Phase: Calcit-Bildung außerhalb der Erzkörper.

Sämtliche gebildete Mineralien lassen keinerlei Beeinflussung durch spätere Druckwirkung erkennen. Die Lagerstätte gehört, wie die zahlreichen vor der Vollendung stehenden Untersuchungen in den Blei-Zinkerzlagerstätten der Ostalpen gezeigt haben, einer der wenigen posttektonischen Blei-Zinkerzlagerstättentypen der Ostalpen an. Sie ist sehr jung, pliozänen Alters.

Nach Besichtigung der Grubenaufschlüsse von Kreuth und der modernen Haldenförderung dieses größten Tiefenbergbauens der Gesamtalpen, bietet die Begehung des Schichtenprofils zwischen Kreuth und Nötsch eine Gelegenheit, die Auflagerung der Triasbasis, einer mächtigen, in tiefen Einrissen aufgeschlossenen Folge roter Werfener Sandsteinschiefer auf das Unterkarbon von Nötsch zu besichtigen. Das Unterkarbon steht im Nötscher Graben in Konglomeratfelsen, Diabasdecken (ein moderner Steinbruchbetrieb) und in fossilführenden Tonschiefern an. Repräsentanten der von de Koninck beschriebenen Unterkarbonfauna treten in den letzteren auf.

Von der Bahn aus wird bei der Fahrt von Nötsch ins Gailtal bis Arnoldstein der große Bergsturz am Dobratsch aus dem Jahre 1348 sichtbar. Vor Villach wird Villach-Warmbad mit einer Therme (29°) passiert. Aus den in ihr gelösten Salzen kann ebensowenig ein Zusammenhang mit der Bleiberger Erzlagerstätte gefolgert werden, wie bei den Gasteiner Thermen mit den Goldlagerstätten der Hohen Tauern.

Wichtigste Literatur :

Für das Gebiet von Bleiberg in Kärnten.

Geyer G.: Zur Tektonik des Bleibergertals in Kärnten. Verhandlg. der geol. Reichsanst., Wien 1901.

Tornquist A.: Bei-Zinkerzlagerstätte bei Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Wien. Verlag J. Springer, 1927.

Topographische Karten: Österr. Spezialkartenblätter 1:75.000, Bleiberg—Tarvis und Villach.

Führer zur montangeologischen Exkursion ins Grazer Gebirge Gesteinsfolge und Tektonik des Grazer Gebirges und seine Stockwerk-Verzerrung.

Von Alexander Tornquist.

Das Exkursionsgebiet befindet sich im nordöstlichen Teil des Grazer Gebirges, es ist dem von SW in NO streichenden Rand des Kristallin der Gleinalpe¹⁾ vorgelagert. Diese Gesteinsfolge ist von oben nach unten die folgende:

Obere Decke: unterdevonischer Dolomit.

Untere Decke: Kalkschieferstufe, obere Schiefer, Schöckelkalkstufe, Hauptgraphitschiefer (hemimetamorph), untere Schiefer, Crinoidenkalkbänke, Graphitschiefer, untere Schiefer.

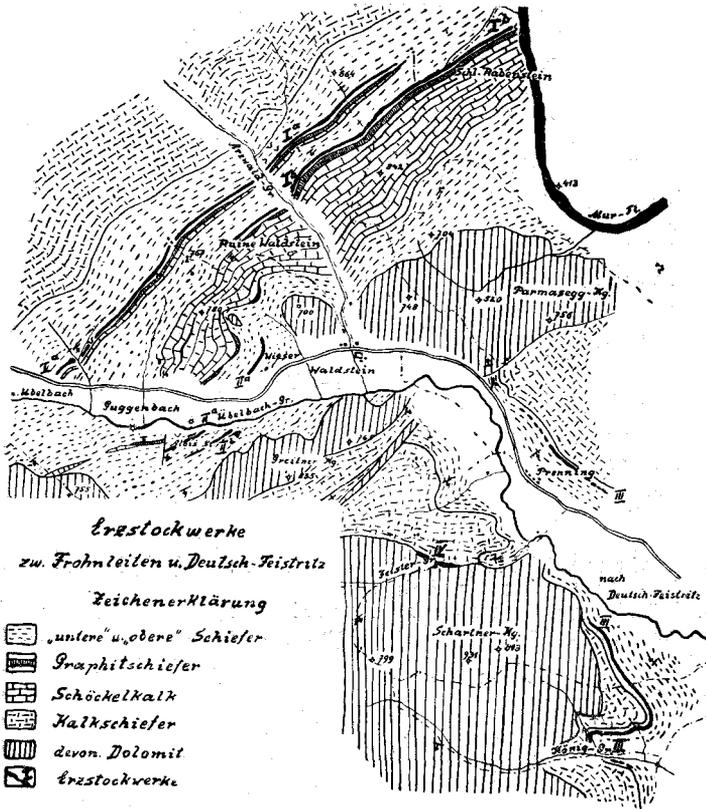
Diese Lagerung entspricht nicht der stratigraphischen Reihenfolge, wenn auch das altpaläozoische Alter der gesamten Gesteinsfolge sehr wahrscheinlich ist. In der Lagerung der Gesteine ist eine ältere Deckentektonik und eine jüngere Faltung streng zu unterscheiden.²⁾ Die erstere ist mit einer Regelung der Gesteine und meist auch der Gesteinsstruktur in den Flächen der Schub-bewegung (Tiefentektonik) verbunden, während die letztere auch dann, wenn es lokal zu Überschiebungen gekommen ist, davon nichts erkennen läßt. Der älteren Tektonik habe ich interkretazisches Alter zugesprochen, der jüngeren ein oligozänes. Die ältere Tektonik kommt in dem Aufschub des Schöckelkalkes und des Crinoidenkalkes über eine Schieferunterlage unter Bildung von Graphitschieferzonen auf den Bewegungsflächen und in dem Aufschub der unterdevonischen Dolomite des Schartnerkogls und Parmaseggkogls auf die untere Decke zum Ausdruck. Von der jüngeren Faltung ist der nordwestliche Gebirgsteil (vergl. nebenstehende Karte) in einer dem Rande des Gleimalpen-Kristallin vorgelagerten Zone durch intensive Faltung erfaßt worden, in welche auch der aufgeschobene Devon-Dolomit einbezogen ist, während der südöstliche Gebirgsteil in ruhiger Lage verblieben ist.

Beim Aufstieg von Prenning im Übelbachtal werden die oberen Schiefer (Phyllite, Grünschiefer, Diabastuffe und Diabase) bis zum hangenden Kalkschiefer gequert. Die unteren Bänke der Kalkschiefer enthalten Calamopora und Helioliten. Über ihnen stellt sich der aufgeschobene Unterdevon-Dolomit ein, unter welchem gegen den Arzwaldgraben dann unmittelbar die oberen Schiefer ohne Kalkschiefer-Stufe wieder auftauchen. Es folgten der Schöckelkalk mit dem Hauptgraphitschiefer im Liegenden, die unteren Schiefer und dann die Crinoidenkalk mit ihren Graphitschiefern.

Das ganze Gebiet ist in bestimmten Horizonten sehr regelmäßig verzerrt. Die Erzlager (Blei-Zinkerz-Pyrit-Lager) bilden innerhalb der Gesteinsfolge ein Stockwerk in der Schichtenfolge der älteren Tektonik, sind aber nach ihrer Bildung von der jüngeren Tektonik mitbewegt worden. In bezug auf diese sind sie prätektonisch. Die metasomatisch

¹⁾ F. Angel: Petrographisch-geol. Studien im Gebiet der Gleinalpe. Jahrb. der geol. B.-A., Wien, 73., 1923, S. 63.

²⁾ A. Tornquist: Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östl. Zentralalpen. Geolog. Rdsch., 14., 1923, S. 110.



Geologische Karte des Gebirges südlich Frohnleiten mit eingezeichneten Erzlagern.

entstandenen Erzlager treten einerseits unmittelbar unter den Graphitschieferzonen auf, andererseits aber auch unter den Serizit-reichen Partien der oberen Schiefer. Grad und Art der Vererzung sind in den verschiedenen Gesteinshorizonten voneinander verschieden, das heißt, die für dieses Gebiet erkannten³⁾ einzelnen Phasen des Vererzungsvorganges haben sich in den übereinander gelegenen Erzlager-Stockwerken in gesetzmäßig verschiedener Intensität vollzogen.

In dem nachfolgenden Schema sind die Vererzungsphasen übersichtlich und zugleich im Vergleich mit dem völlig verschiedenen Ablauf der Vererzung in dem Blei-Zinkerz-Revier von Bleiberg-Kreuth (siehe Exkursion am 14. September) in den Gailtaler Alpen dargestellt.

Die Untersuchung der einzelnen Erzlager spricht für die folgende Anteilnahme der einzelnen Versorgungsphasen am Aufbau des Erzlagerstockwerkes:

1. Tiefstes Lager unter dem Graphitschiefer des Crinoidenkalkes im Arzwaldgraben: Blendelager, Breunerit, Blende, Bleiglanz-Quarz, Baryt.

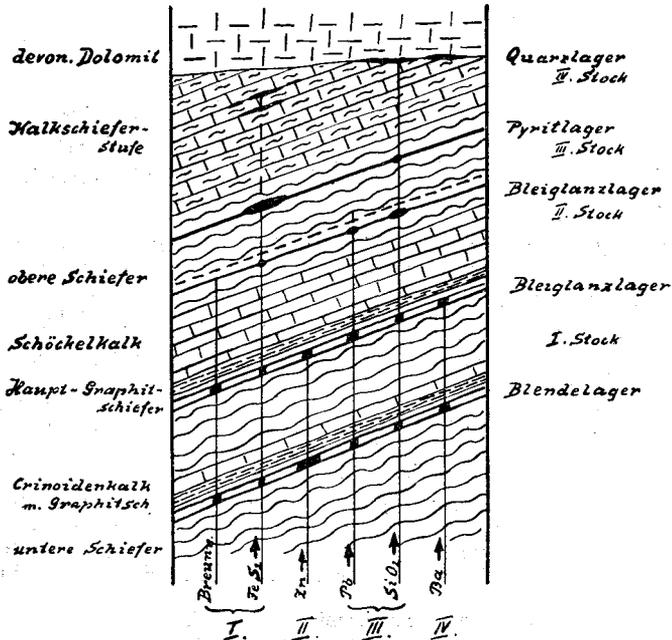
2. Hauptlager unter dem Graphitschiefer des Schöckelkalkes bei Rabenstein: Bleiglanzlager, weniger Blende, sonst wie voriges.

³⁾ A. Tornquist: Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Rabenstein usw. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark., 63., 1927.

Bleiberg-Kreuth	Rabenstein
I. Phase: <u>Calcit</u> -Bildung mit ganz untergeordneter <u>Breunerit</u> -Bildung	I. Phase: <u>Breunerit</u> -Bildung
II. Phase: <u>Bleiglanz</u> -Bildung wenig <u>Baryt</u>	II. Phase: <u>Blende</u> -Bildung
III. Phase: <u>Blende</u> -Flußspat-Bildung <u>Blende</u> - <u>Baryt</u> -Bildung	III. Phase: <u>Bleiglanz</u> -Quarzbildung
IV. Phase: <u>Anhydrit</u> -Bildung	IV. Phase: <u>Baryt</u> -Bildung mit wenig <u>Bleiglanz</u>
V. Phase: <u>Calcit</u> -Bildung	

3. Pulvermühlager bei Guggenbach: Bleiglanzlager ohne Blende, ohne Baryt, mit mehr Pyrit.

4. Königsgrabenlager: Pyritlager, nur Pyrit und Quarz.
I—IV. Die vier Phasen des Vererzungsvorganges. I. Stockwerk (Blende-



Das Erzlager-Stockwerk innerhalb der unteren Decke altpaläozoischer Gesteine zwischen Frohnleiten und Deutsch-Feistritz.

lager des Arzwald-Guggenbacher Lagerzuges und Bleiglanzlager von Rabenstein). II. Stockwerk (Bleiglanzlager der Pulvermühle). III. Stockwerk (Pyritlager des Königsgraben). IV. Stockwerk (Quarzlager).

Das Gesetz der Vererzung kommt in der vorstehenden schematischen Zeichnung zum Ausdruck. Es lautet, die einzelnen Phasen der Vererzung besitzen für den Vererzungsvorgang der einzelnen Stockwerke verschiedene Bedeutung. Die Blendebildung vollzog sich in den untersten Erzlagern, während die Bleiglanzbildung gleichmäßig höher hinauf reichte. Die Ausscheidung des Pyrits erfolgte mit der Höhe des Stockwerkes in zunehmender Menge. Der Baryt wurde ausschließlich in den beiden unteren Stockwerken ausgeschieden.⁴⁾

Die auf den Halden der Bergbaue zu sammelnden Erzstufen lassen ebenso wie die Ortsbilder der Gruben schon makroskopisch alle Merkmale der metasomatischen Entstehung, und zwar des Absatzes der Erze durch Verdrängung vorgebildeten Breunerits erkennen. Während des Absatzes des Baryts fand eine ausgiebige Zerstörung der vorgebildeten Blende und in geringerem Maße des Bleiglanzes statt.

⁴⁾ Eine genauere Darstellung in A. Tornquist: Stockwerk-Vererzung des Grazer Gebirges. Sitzungsber. d. Wien. Akad., 1928.

Führer zur geologischen Exkursion in die Karnischen Alpen

Von Franz Heritsch.

Stratigraphische Übersicht.

1. Quarzphyllite.

Der Komplex der Quarzphyllite führt gelegentlich Einschaltungen von Grünschiefern, schieferigen Uralitdiabasen, Graphitschiefern und Kalken; an einigen Stellen treten gangförmige Durchbrüche von porphyritischen Gesteinen auf. Die Quarzphyllite selbst zeigen einen petrographisch wechselnden Bestand, ohne daß bisher eine Gliederung auf diesem Wege möglich gewesen wäre.

Der Quarzphyllit ist das Hangende des postkristallin deformierten Hochkristallins des oberen Gailtales und grenzt im Norden — wenigstens teilweise — mit einer Störungsbahn an das Falten- und Schuppenpaket der nordalpinen Trias der Lienzer Dolomiten und der Gailtaler Alpen; bei Nötsch im unteren Gailtal wird der Quarzphyllit von dem bekannten Vorkommen von Unterkarbon regelmäßig überlagert — es tut dem wahren Verhältnis von Quarzphyllit und Unterkarbon nichts an, daß der Quarzphyllit auf das Unterkarbon überkippt ist. Im Süden des Gailtales liegt das Karnische Gebirge, wenigstens von Mauthen abwärts, mit einer Schubfläche auf dem Quarzphyllit.

2. Untersilur.

In das Untersilur gehören Sandsteine, schieferige Sandsteine, Tonschiefer, kalkige Schiefer und rote Kalkschiefer und Schieferkalke; in den höheren Teilen sind an vielen Stellen die sogenannten Tonflaserkalke (mit Orthoceren und Cystoideen) vorhanden. Kalkige Schiefer, Sandsteine und die roten Schieferkalke haben an verschiedenen Stellen (Uggowitz, Casera Meledis, Seekopfsockel) eine größere Fauna geliefert, deren Großteil mit dem oberen Untersilur von England und Frankreich übereinstimmt; es sind vorwiegende Bryozoen und Brachiopoden bekannt geworden. Die Brachiopoden der Schiefer und Sandsteine deuten auf das Caradoc, wobei die Möglichkeit nahe liegt, daß auch noch die Äquivalente der Calymene Tristani-Stufe vertreten sind. Mit Sicherheit sind — trotz gegenteiliger Angaben der Literatur — tiefe Bildungen des Untersilurs noch nicht bekannt geworden. Ob auch das Ashgillan vertreten ist, kann auch noch nicht mit Sicherheit gesagt werden; denn die Brachiopoden erlauben keinen sicheren Schluß und der bisher einzige bekannt gewordene Trilobit ist nur eine unbestimmbare Form. Ein zu Pflingsten 1928 im Uggwagraben gefundenes Trilobit zeigt dies an. In den Tonflaserkalken aber liegt Ashgillan vor.

Zweifelloso liegt die englisch-französische Fauna vor. Die Beziehungen zu Böhmen sind sehr gering, jedenfalls sind sie nicht größer als es sonst auch in englischen Caradoc üblich ist.

Über den Sedimenten des Untersilurs liegt eine Lücke, denn das Obersilur setzt erst über der Graptolithenzone 17 von Elles-Wood ein (wie in Böhmen und im Harz!). Das ist das schwache Anzeichen einer takonischen Faltung.

3. Obersilur.

Die Entwicklung der Schichtkomplexe und ihre Fauna steht dem böhmischen Obersilur ungemein nahe. Die noch unveröffentlichte Bearbeitung

der großen Fauna des Kokberges in den östlichen Karnischen Alpen ergab eine so große faunistische Übereinstimmung mit $e\alpha$ und $e\beta$ in Böhmen, daß man geradezu von einer böhmischen faunistischen Invasion reden kann. Im Obersilur ist die Verbindung zu Westeuropa abgerissen und durch jene mit dem böhmischen Meer ersetzt.

In den Stufen $e\alpha$ und $e\beta$ der Alpen unterscheiden wir mehrere Faziesbildungen.

a) Die Graptolithenschiefer mit ihren Faunen, die meist an schwarze, plattig brechende Schiefer geknüpft sind, reichen von der Zone (17) 18 bis zur Zone 34 der Gliederung von Elles - Wood. Es ergibt sich also eine Lücke im untersten Llandovery.

b) Eine sehr geringe Verbreitung haben die Tentakulitenschiefer. In den Graptolithenschiefen des Llandovery wurde ein *Hyolithes* (*Orthotheca columnaris*) gefunden. Eine besondere und selten vorhandene Entwicklung sind Trilobitenschiefer (mit *Encrinurus Beaumonti* var. *Novaki*), deren stratigraphische Einordnung im unteren Teil von $e\alpha$ wahrscheinlich ist.

c) Im Obersilur haben Kalke eine größere Verbreitung. In den unteren Teilen sind es meist schwarze Kalke, während die höheren Teile in der Regel rote oder rötlich-violette Kalke sind. Die von Frech angenommene Gliederung in die Zone des *Orthoceras potens* in den schwarzen Kalken und das *Orthoceras alticola* in den roten Kalken ist nicht durchführbar, weil *Orthoceras potens* auch in den roten Kalken und *Orthoceras alticola* in den schwarzen Kalken erscheint. Die schwarzen Kalke haben am Kokberg eine Fauna geliefert, deren teilweise Einstellung in die Abteilung $e\alpha 2$ durch den Fund von *Monograptus priodon* gegeben ist; die schwarzen Kalkkalke reichen aber — in Horizonten wurde leider nicht gesammelt — auch in die höheren Abteilungen hinauf.

Die schwarzen Kalke des sogenannten *Cardiola-Niveaus* der *Cellonetta* liegen über den schwarzen Kalkkalke; es enthält eine größere Anzahl von Lamellibranchiaten und es ist auch ein Teil der Fauna des Kokberges hierher zu stellen.

Im Hangenden der dunklen Kalke liegen die roten Kalke (Frechs Zone des *Orthoceras alticola*), deren Fauna gegenüber der aus den schwarzen Kalken etwas spärlich ist. Viel deutlicher als jene der schwarzen Kalke deutet die Fauna der roten, *Orthoceren*-reichen Kalke auf die Stufe $e\beta$.

d) In die Stufe $e\beta$ sind die Kalke mit *Rhynchonella Megaera* zu stellen, die am Valentin- und Wolaier Törl eine größere Fauna (meist Brachiopoden) geliefert haben. Diese Kalke sind gleichzustellen den obersten Lagen im Profil der *Dlouha hora* bei Beraun im Barrandien Böhmens und der Fauna des von Schriek neuentdeckten Fundpunktes im Wiedatal bei Zorge im Harz, deren Trilobiten Kegel (Jahrb. preuß. geol. L. A., 1927) bearbeitet hat.

f) Dunkle Kalke mit Hornsteinen und dunkle Kalke im Wechsel mit hellen Kalken bilden die Stufe $e\gamma$, in welche zum größten Teil auch die Kalke mit verkieselten Korallen zu stellen sind.

g) Ein mir fraglich erscheinendes Glied des Silurs sind weiße Kalke mit Crinoiden, welche von Gaertner in den unteren Teil des Silurs eingereiht werden.

h) Inwieweit es eine metamorphe Fazies der Silurkalke gibt und wie man diese von den ebenfalls metamorph gewordenen Kalken des Devons in Goniatitenfazies trennen kann, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Sicher dagegen erscheint es mir, daß die von früheren Autoren als silurisch angesprochenen Bänderkalke dem Devon angehören.

4. Devon.

Im Devon sind drei Fazies zu unterscheiden: die normale Kalkfazies, welche gewaltige Felsmassen aufbaut (Kellerwand, Cellon, Pal, Timau, Feldkogelzug, Zug des Oisternig usw.) — die Goniatitenfazies — die metamorphe Fazies.

a) Die normale Kalkfazies ist zum größten Teil als Rifffazies entwickelt. Im Liegenden dieses Komplexes liegen Riffkalke, welche in ihrer Fazies und in ihrer Fauna das volle Äquivalent der f-Kalke von Konjeprus sind, aber auch faunistische Beziehungen zum russischen Devon haben. Im Unterdevon dauert also die böhmische Invasion noch an. Im höchsten Unterdevon findet ein kleiner Abbau der böhmischen Fauna statt, wie die Tiergesellschaft der Cianevate und des Coglians mit ihrer stärkeren Beteiligung der rheinisch-westfälischen Formen zeigt.

Die Calceolaschichten des unteren Mitteldevons sind relativ versteinungsarm, während die Stringocephalenschichten eine große, typisch rheinländisch-westfälische Fauna zeigen. Von dem versteinungsreichen Teil der beiden Mitteldevonstufen hat der österreichische Anteil der Karnischen Alpen wenig — so liegt zum Beispiel der größte Fundpunkt der Stringocephalenfauna auf der italienischen Seite, bei der Casera Monumenz.

Das untere Oberdevon ist in der Fazies der Iberger Kalke am Kolinkofel und an anderen Punkten bekannt geworden. Die Brachiopodenfauna entspricht vollkommen den deutschen Verhältnissen.

Das obere Oberdevon ist nicht mehr als Riffkalk, sondern als Clymenienkalk entwickelt.

b) Die Fazies der Goniatitenkalke beginnt über dem Silur und ist meist als rote oder rosarote, auch als graue flaserige Kalke oder als Netzkalke entwickelt. Versteinungsführend sind die Manticoceras- und die Cheilocerasstufe sowie die höheren Horizonte des Oberdevons von Gaertner nachgewiesen worden, während die alten Funde Frechs wenigstens zum Teil auf Mitteldevon hindeuten.

c) Die metamorphe Fazies, als Bänderkalke und bänderige, versteinungsarme bis versteinungsfreie Kalke entwickelt, baut die große Masse der Berge auf, welche Mooskofel und Plengegruppe bilden, und ist sonst in schmälern Streifen im Karnischen Gebirge weit verbreitet (Polimik, Feldkogelzug, Oisternig usw.). Diese Fazies hat bisher meist nur Korallen in recht mäßiger Erhaltung geliefert.

5. Karbon.

Das Karbon hat eine wesentlich größere Verbreitung, als es aus den geologischen Karten Blatt Oberdrauburg—Mauthen und Sillian—San Stefano hervorgeht. Ein großer Teil dessen, was auf diesen beiden Karten als silurische Schiefer verzeichnet ist, gehört in das Karbon, allerdings in eine sehr versteinungsarme Entwicklung des Karbons.

Die neuere Entwicklung der Schieferfrage des Karnischen Karbons hat es bedingt, daß zwei Fazies unterschieden werden müssen.

Die Hochwipfelfazies des Karbons besteht aus einer mächtigen Masse von Schiefen, mit denen häufig Kieselschieferbreccien und Sandsteine, seltener Konglomerate in Verbindung stehen. Die Kieselschieferbreccien sind das charakteristische Glied dieser Fazies. Hier sei bemerkt, daß es im Karnischen Karbon keine Kieselschiefer gibt, daß diese Gesteine ganz auf das Silur beschränkt sind.

Die Naßfelder Fazies umfaßt das seit langer Zeit berühmte, versteinungsreiche Oberkarbon des Gebietes um das Naßfeld, besonders der großartigen Profile der Krone und des Auernig. Das Karbon der Naßfeldfazies hat die nachstehende Gliederung: unten Schiefer, dann Schiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen und Bänken von Konglomerat aus vorwiegenden weißen Quarzgeröllen, dann derselbe Schichtkomplex mit Einlagerungen von Fusulinenkalken, im oberen Abschluß dunkle Kalke mit Schwagerinen, gelegentlich mit Tonschieferinlagerungen.

Beide Fazies sind räumlich trennbar, wenn sich auch in den Basisteilen der Naßfeldfazies Lagen von Kieselschieferbreccien finden.

Die beiden Fazies sind durch ihre Gesteinsserien und durch ihre Unterlagerung unterschieden. Die Hochwipfelfazies ist auf den Graptolithenschiefen abgelagert — daher ihre Kieselschieferbreccien. Die Naßfelder Fazies zeigt in ihren Konglomeraten ein Abtragungsgebiet von kristalliner Beschaffenheit.

Die Altersfrage ist bei der Naßfelderfazies wenigstens in den höheren Lagen klar gelöst — es sind die Cora-Schichten und die Stufe mit *Schwagerina princeps*.

Aus der Hochwipfelfazies kennt man von einer Stelle eine Fauna der Cora-Schichten und von anderen Stellen Oberkarbonpflanzen.

In der älteren Literatur und teilweise auch im neueren Schrifttum wird das Vorhandensein von Kulm angegeben. Das Vorhandensein von Kulm stützt sich auf die Funde von *Frech* und *Krause*, von denen der letztgenannte Forscher *Asterocalamites scrobiculatus* von mehreren Fundpunkten angibt. Die italienischen Forscher *Gortani* und *Vinassa de Regny* haben zuerst das Vorhandensein von Kulm entschieden abgelehnt mit dem Hinweis, daß sie aus denselben Schichten Oberkarbonpflanzen haben. In neuerer Zeit (1921) hat *Gortani* die Hauptmasse der Karbonablagerungen der Karnischen Alpen in das Oberkarbon gestellt, aber zugegeben, daß möglicherweise die Schiefer und Sandsteine mit *Kalamites*, an der Basis mit *Asterocalamites scrobiculatus*, dann die Kieselschieferbreccien und die anderen Breccien unter das Karbon herabgehen können. Es ist daher möglich, daß die Transgression bereits im oberen Unterkarbon begonnen hat.

Es besteht vielleicht auch die Möglichkeit, daß ein kleiner Teil der Naßfelder Fazies, nämlich ihre liegendsten Partien, älter als das Uralien ist. Tierische Versteinerungen dieser älteren Stufen sind bisher nicht gefunden worden.

Die große Flora des Monte Pizzul und des Naßfeldgebietes, beide der Naßfelder Fazies angehörig, sind höheres Oberkarbon. In den unteren pflanzenführenden Schichten der Krone sind vielleicht auch tiefere Horizonte als die Ottweiler Stufe vertreten (zum Beispiel in der Schichte 3 des Kronenprofils, dagegen hat die Schichte 6 dieses Profils schon die Cora-Fauna).

Der Schluß auf eine Vertretung des tieferen Oberkarbons wird aus den Pflanzenfundpunkten *Cima di Val Puartis*, *Chianaletta* bei *Collina* und *Pic Chiadin* möglich sein. Die großen Floren aber weisen auf die Ottweiler Schichten.

Die großen Faunen des Karbons der Karnischen Alpen sind auf die Cora-Schichten und auf die *Schwagerina princeps*-Stufe zu beziehen. Das ist um so merkwürdiger, als auf der anderen Seite des *Gailtales*, bei *Nötsch*, Unterkarbon mit *Productus giganteus* liegt.

Die Fauna des Oberkarbons hat die direktesten Beziehungen zum russischen Oberkarbon. Dasselbe gilt auch für die folgende Stufe des Trögkofelkalkes. Die russischen Beziehungen, die im Devon begonnen haben, sind im Karbon ausgebaut worden. Bemerkenswert ist es, daß das Karnische Oberkarbon denselben Wechsel von marinen und pflanzenführenden Lagen aufweist, wie die Ablagerungen des *Donezbeckens*.

Zur lithologischen Gliederung des Karnischen Karbons sei nur folgendes bemerkt: schwarze Kalke mit Korallen, dunkle Kalke mit *Fusulinen* und *Schwagerinen*, schieferig-sandige Gesteine, *Kieselschieferbreccien*, Schiefer, Sandsteine, Konglomerate, dazu *Eruptiva* (*Diabas*, *Porphyry*, *Porphyrit*) hauptsächlich auf der italienischen Seite des Gebirges.

Die beiden früher abgehandelten Fazies des Karbons haben eine bemerkenswerte Verbreitung. Der größte Teil der Schiefer auf der Nordseite der Kette gehört zum Karbon der Hochwipfelfazies — das sind jene Komplexe, die man früher für *Untersilur* gehalten hat, das *Untersilur* hat aber nur eine kleine Verbreiterung in einzelnen schmalen Streifen.

Hochwipfelfazies, allerdings mit vielen *Eruptiven*, zeigen auch die *Schiefermassen* auf der Südseite des *Karnischen Hauptkammes*, die seinerzeit von *Frech* in ihrer Gesamtheit in den *Kulm*, von *Geyer* in den *Untersilur* gestellt worden sind.

Zwischen den beiden Gebieten der Hochwipfelfazies liegt die *Naßfeldfazies*, das ist sicher eine *strandnahe Entwicklung*.

Aus dieser Verteilung der beiden Fazies ergeben sich beträchtliche *tektonische Schwierigkeiten*, worauf später noch kurz eingegangen wird.

6. Trogkofelkalk.

Es sind rote und weiße Kalke des Permokarbons in einer Mächtigkeit von etwa 250 m. Sie führen oft große Crinoidenstielglieder, auch Crinoidenbreccien kommen zur Entwicklung. Die Kalke sind zum Teil dick geschichtet, zum Teil schichtungslös und enthalten stellenweise Breccienlagen. Die Kalke an der Basis enthalten stellenweise Breccienlagen. Die Kalke an der Basis enthalten Quarz- und Lyditgerölle.

Die Trogkofelkalke führen eine reiche Fauna, deren Beziehungen nach Rußland verweisen (Artinskstufe); enge Beziehungen hat auch die Fauna von Sosio in Sizilien.

7. Tarviser Breccie.

Über dem Trogkofelkalk befindet sich eine Sedimentationslücke, welche einer Gebirgsbildung entspricht. Über ein Relief des Trogkofelkalkes sind Breccien ausgebreitet, deren Bindemittel kalkig ist, deren Trümmer aus Trogkofelkalk bestehen.

Diese Breccie ist früher als Uggowitzer Breccie bezeichnet worden ein Name, der unmöglich ist, weil die betreffenden Breccien bei Uggowitz dem Muschelkalk angehören. Der von den Italienern vorgeschlagene Name Trogkofelbreccie ist nicht verwendbar, da die Breccien auf dem Trogkofel nicht über, sondern in dem Trogkofelkalk liegen.

8. Grödener Konglomerat.

Unter dieser Bezeichnung wird der Verrucano verschiedener Autoren verstanden. Der Name Verrucano ist unbrauchbar, weil es nicht möglich ist, den Verrucano von Verruca in das untere Perm zu stellen.

Der hier in Rede stehende Schichtkomplex der Karnischen Alpen ist aus groben Konglomeraten aufgebaut. Die Quarzgerölle sind durch ein quarziges Bindemittel zu einem sehr festen Gestein verbunden. Das Konglomerat ist vielfach untrennbar von dem Grödener Sandstein, mit dem es durch Wechsellagerung und seitlichen Übergang verknüpft ist.

Die Quarzkonglomerate zeigen die Zerstörung eines kristallinen Festlandes an.

9. Grödener Sandstein.

Es sind blutrote, bräunliche, seltener weiße Quarzsandsteine, mit roten, oft blaßgrünlich gefleckten Schiefertönen wechselnd, welche gelegentlich Lagen von Kalkknollen einschließen.

10. Bellerophon-schichten.

Über dem Grödener Sandstein liegt am Gartnerkofel der dolomitisch-kalkige Komplex des oberen Perm. Auf der italienischen Seite des Gebirges enthalten diese Schichten Gipslager, die mit Letten und Tonen verbunden sind. Dann folgt eine Serie von meist bituminösen, dünnbankigen, zelligen Dolomiten und dunklen Rauchwacken, welche nach oben in einen dünn-schichtigen schwarzen Stinkkalk mit schwarzen Mergelschieferlagen übergehen; das ist der eigentliche Bellerophonkalk, der auf der italienischen Seite des Gebirges eine kleine Fauna geliefert hat.

11. Trias.

Im Süden stoßen an die Karnischen Alpen die Südlichen Kalkalpen an, die gelegentlich — wie am Garnterkofel — eine weiße Zinne als Vorposten auf die paläozoischen Berge verschieben. Es erscheint da die Trias in der südalpiner Entwicklung von den Werfener Schichten aufwärts über den konglomeratisch entwickelten Muschelkalk zum Schlierndolomit mit seinen Lagen von Pietra verde.

12. Quartär.

Aus dem Eiszeitalter sind an vielen Stellen Moränenreste vorhanden. Junge Bildungen sind die aus den Seitentälern in das Gailtal absteigenden Schuttkegel, die eine schwere Gefahr für die menschlichen Siedlungen darstellen. Eine besondere Bildung ist der im untersten Gailtal liegende großartige Schuttkegel des anlässlich des großen Villacher Erdbebens im Jahre 1369 zur Auslösung gekommenen Bergsturzes des Dobratsch, dessen gewaltige Masse die ganze Breite des Tales einnimmt.

Auffallend ist die gewaltige, ungemein hoch in die Gehänge hinauf reichende Talverschüttung der karnischen Täler.

Tektonische Übersicht.

Von den Gebirgsphasen der paläozoischen Zeit sind in den Karnischen Alpen hauptsächlich variszische Bewegungen nachzuweisen; von den kaledonischen Faltungen ist nur die takonische Bewegung schwach angedeutet. Von den variszischen Faltungen kann vielleicht die bretonische, mit größerer Wahrscheinlichkeit die sudetische oder asturische Phase angenommen werden. Mit Sicherheit ist die saalische Faltung zu erkennen. Wenn auch die Schuppentektonik an vielen Stellen die variszische Diskordanz unter dem Karbon als klein erscheinen läßt, so ist doch die Gebirgsbildung vor der Ablagerung des Karbons und nach dem Devon fast überall klar ausgesprochen — und wenn es nicht anders als durch den abrupten Sedimentwechsel wäre. In besonders großartiger Weise zeigt sich die variszische Diskordanz in der Transgression des Oberkarbons auf dem Devon des Roßkofel.

Der für die Exkursion einzig in Betracht kommende mittlere Abschnitt der Karnischen Alpen, also etwa der Bereich des Kartenblattes Oberdrauburg—Mauthen, zeigt eine nicht gleichartige tektonische Anlage. Deutlich tritt ein bogenförmiger Bau hervor. Der Bogen, welchen im österreichischen Anteil des Gebirges die tektonischen Elemente machen, hat seinen Scheitel im Meridian von Dellach. Der eine Ast des Bogens tritt von Südwesten her an den Rand des Gailtales heran, der andere Ast zieht sich mit nordwestlichem Streichen in das Innere des Gebirges zurück. Daher treten verschiedene tektonische Elemente an das Gailtal heran. Vom Scheitel des Bogens, den der Devonkalkzug des Feldkogels deutlich markiert, ausgehend, sieht man, daß das Devon der Mooskofelgruppe sein Äquivalent in dem Devonkalkzug Tröppelach—Oselitzen—Oisternigg hat; zwischen Rattendorf und Mauthen fehlt dieses tektonische Element vollständig, es markiert sich dadurch eben jene Aufschiebung, welche das Karnische Gebirge über den Gailtaler Quarzphyllit gebracht hat.

Im Meridian von Dellach hat man folgende tektonische Elemente in der Richtung von Süden nach Norden vor sich: Karbon der Hochwipfeldfazies — Devonkalkzug des Feldkogels — Schuppen aus Hochwipfelkarbon, Graptolithenschiefern und einigen Netzkalkzügen (Devon) — Naßfelder Fazies des Karbons (bis hieher immer vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden), unter welches Silur + Hochwipfelkarbon des Hohen Trieb untertaucht.

Der Devonkalk des Feldkogelzuges tritt in den Bau des Polinik ein, wo er von einer höheren Devonmasse, die den Gipfel dieses Berges bildet, überschoben wird. Diese höhere Devonkalkmasse des Polinik ist wahrscheinlich tektonisch gleich dem Devon des Pizzo Timau—Pal—Cellonkofel und wird von dieser nur durch das Karbon der Mulde des Angertales getrennt. Die Devonkalkmassen des Kellerwandzuges und die zugehörigen Devonkalke des Seekopfes und des Biegegebirges liegen tektonisch höher als der Cellonkofel.

Beide tektonisch verschiedenen Devonmassen werden auf der italienischen Seite des Gebirges von Karbon transgredierend überlagert; in diesem Karbon, das die Hochwipfeldfazies mit vielen Eruptiven zeigt, liegen Schuppen von Graptolithenschiefern.

Unter dem Devon der Kellerwand liegt im Profil des Valentintörls eine Schuppenzone von Untersilur, Obersilur, Devon in Goniatitenfazies und Karbon in Hochwipfeldfazies. In diese Schuppenzone, die auch noch den Rauchsokofel umfaßt, sollte auch noch die tektonische Masse des Cellonkofels eintreten, nur ist es noch nicht klar, welcher Teil der Schuppenzone zu ihr gehört; vielleicht keilt die tektonische Zone des Cellonkofels auch früher tektonisch aus, was in dem breiten Valentintal nicht festzustellen ist.

Die Schuppenzone des Valentintörls, deren Fortsetzung in dem berühmten Profil des Seekopfsockels liegt, ist der Bänderkalkfazies des Mooskofels (Devon) aufgeschoben. Dieses Bänderkalkdevon streicht gegen das Gailtal aus und erscheint erst wieder bei Tröppolach wieder.

Unter der großen Masse des Mooskofels liegen im Profil des Hinteren Joches Kalke des Devons (? Silurs ?), welche einerseits in den Bau des Polinik eintreten und dort das Liegende des Devons des Feldkogelzuges bilden, anderseits über den Kamm des Hinteren Joches zur Mauthener Alpe ziehen, um von dort steil gegen die Valentinklamm bei Mauthen abzusteigen. Unter diesem Kalkzug erscheint ein Schieferkomplex, der zum größeren Teil karbonisch ist, aber auch Silur umfaßt (dieses Untersilur liegt im unmittelbaren Liegenden des Kalkes). Dieser gesamte Schieferkomplex ist das Hangende eines devonischen Bänderkalkes, der beim Ederwirt an der Plöckenstraße aufbricht und im Wolaier Abschnitt der Karnischen Alpen das tiefste tektonische Element ist.

Im Wolaier Abschnitt der Karnischen Alpen hat man, wie die bisherigen Ausführungen, die leider nur Andeutungen sein können, einen tektonischen Bau von einiger Größe: Mooskofeldevon — Schuppenzone — Einheit des Cellonkofels — Einheit der Kellerwand. Wenn man will, kann man das Decken nennen.

Im Schnitt südlich von Dellach hat man einen steil auffahrenden Schuppenbau — der Versuch der Italiener, die Tektonik mit der Annahme von „ellissoidi“ zu lösen, scheint mir nicht aussichtsreich zu sein, denn die Tektonik zeigt überall Schuppen oder Gleitbretter in der Vorherrschaft; im übrigen müssen die Italiener auch ihre „ellissoidi“ der tatsächlichen Tektonik anpassen, das heißt mit halben „ellissoidi“ arbeiten — nach unserem Sprachgebrauch heißt man das dann eben einen Schuppenbau, für den zum Beispiel das berühmte Seekopfprofil oder das Profil des Valentintörls das Musterbeispiel sind.

Eine lange Strecke des Kammgebietes des mittleren Teiles der Karnischen Alpen wird von dem Karbon der Naßfelder Fazies eingenommen, das keineswegs eine so ruhige Lagerung hat, als es nach manchen Profilen der früheren Literatur erscheinen könnte.

Im Profil von der Creta Rossa zur Nöblinger Höhe liegt das Naßfelder Karbon auf der Hochwipfeldfazies, die mit dem Silur verschuppt ist.

Im Profil Leitenkogel—Feldkogel hat man den Devonkalkzug des Feldkogels in sehr steiler Lagerung und an ihn ebenso anschließend das Karbon der Hochwipfeldfazies, das mit Graptolithenschiefen verschuppt ist; darüber liegt das Karbon der Naßfeldfazies. Zwischen den beiden Karbonfazies liegt eine Störungsbahn, welche im Profil Schulterkofel—Hochwipfel durch Graptolithenschiefer markiert ist; man hat da die tektonische Folge: Hochwipfelkarbon—Graptolithenschiefer—Naßfelder Karbon. Diese Störungsbahn, welche eine große Schubfläche ist, ist Frechs Hochwipfelbruch.

Diesen „Hochwipfelbruch“ treffen wir wieder in dem Profil von der Oselitzen auf das Naßfeld als die Trennung der beiden Fazies. Man hat da zuerst den Devonkalkzug von Oselitzen (= Mooskofel), dann das Karbon der Hochwipfeldfazies mit einer Cora-Fauna, darüber einen Streifen von Naßfelder Fazies und darüber neuerlich Karbon der Hochwipfeldfazies; und dann erst folgt die Naßfelder Fazies des Gebietes um das Naßfeld. Das ganze Profil zeigt die Überlagerung der Hochwipfeldfazies durch die Naßfelder Fazies und die Schuppenbildung an der Schubbahn des Hochwipfelbruches.

Das Naßfelder Karbon selbst zeigt wieder Schubbahnen. Am klarsten liegen die Verhältnisse an der Tresdorfer Höhe bei der Naßfeldhütte des

Deutschösterreichischen Alpenvereines. Dort sieht man Schwagerinenkalke der Stufe der Schwagerina princeps auf den Komplex der Sandsteine, Konglomerate und Schiefer der Cora-Schichten aufgeschoben. Über den aufgeschobenen Schwagerinenkalken liegen bei der Rudniker Alpe wieder Karbonschiefer und Sandsteine, welche das normal Liegende der Schwagerinenkalke und Trogkofelkalke der großen Masse des Trogkofels sind. In der Trogkofelmasse selbst hat man wieder Schubbewegungen, denn der Trogkofelkalk des Trogkofels liegt über die Trogkofelkalke des Zweikofels überschoben und zwischen beiden ist ein kleiner Felzen von Karbon eingequetscht.

Das Naßfelder Karbon von Krone und Auernig¹ ist mit steiler Fläche über die Trias des Gartnerkofels geschoben. Dieses Karbon wird selbst wieder von dem Devonkalkzug des Roßkofels überschoben.

Die Gesamttektonik zeigt ein Drängen gegen Norden — was von der Tektonik auf die variszischen und was auf die alpidischen Faltungen zurückzuführen ist, ist in den meisten Fällen eine noch nicht ausgemachte Sache. Der Hauptteil der gegen Norden gerichteten Tektonik erscheint alpidisch zu sein.

In dem gesamten tektonischen Bau könnte das Naßfelder Karbon eine Schubmasse sein, aber mit ihr ist durch einen Transgressionsverband ein bestimmter Teil des Altpaläozoikums zu verbinden. Das ist eine noch ungelöste Frage.

Große Schwierigkeiten bringt aber auch der Schichtbestand der Naßfelder Fazies mit sich, denn diese Fazies ist im Norden und Süden von der feinklastischen Hochwipfeldfazies begleitet und ist selbst aber eine strandnahe Ausbildung des Karbons, wie der Geröllbestand zeigt, der wohl als Restschotter anzusprechen ist. Es ist die Frage, wie man die Herkunft der Schotter erklärt, welche das nördliche oder südliche Gebiet der Hochwipfeldfazies passiert haben mußten, um in ihre Sedimentationsstätte der Naßfelder Fazies zu kommen — unter der Voraussetzung, daß man das heutige Lageverhältnis der beiden Karbonfazies zu einander auch für die Sedimentationszeit annehmen will. Diese Schwierigkeit ist auf drei Wegen zu lösen:

1. durch die Annahme, daß die Hochwipfeldfazies älter als die Naßfeldfazies ist — wogegen die erwähnte Cora-Fauna spricht;

2. durch die Annahme, daß die Naßfeldfazies tatsächlich zwischen den Massen der Hochwipfeldfazies sedimentiert wurde und daß sie ihre Geröllscharen aus einer jetzt nicht mehr bestehenden kristallinen Schwelle bezogen habe;

3. durch die Annahme, daß das Naßfeldkarbon seine heutige Lage der Tektonik verdanke, wobei man an das Naßfelder Karbon das Devon des Roßkofels und des Monte Germula anhängt. Dieser Schubmasse gegenüber wäre dann das Karbon des Monte Dimon — Monte Paulare — Monte Crostis samt dem dazugehörigen Devon der Kellerwandgruppe, dann alles das, was unter dem Devon der Kellerwand liegt, das tektonisch Tieferes. Man müßte dann auch annehmen, daß das Karbon der Naßfelder Fazies in den gegen Norden drängenden Schuppenbau des Karnischen Gebirges erst in der alpidischen Gebirgsbildungsphase einbezogen worden ist.

Wenn man schon an einen Schubmassenbau denkt, dann muß man auch an die Vereinigung aller faziell gleichartigen Serien schreiten. Man müßte daher an der Schubmasse des Naßfeldkarbons das Oberkarbon und das Permokarbon des Col Mezzodi und damit die daran hängenden Südlichen Kalkalpen zu einer großen tektonischen Einheit vereinigen, wozu die tektonische Stellung des Silur — Devons von Rigolato — Comeglians über dem Karbon des Monte Crostis und daher über der Kellerwand einige Berechtigung verleiht.

Ob diese Lösung der Tektonik neueren Untersuchungen standhalten wird, kann nicht gesagt werden.

Exkursionen.

Mauthen — Plöckenhaus. Der Aufstieg führt zuerst über Moränen bei Maria Schnee, mit Einblicken in die Valentinklamm, Bänderkalk des

Devons. An der Plöckenstraße großer Steinbruchaufschluß in diesen Bänderkalken, die auf die Höhe der Mauthener Alpe in steiler Stellung ziehen und von dort in flacher Lagerung zum Hinteren Joch streichen, um dann wieder steil zur Plöckenstraße herabzuziehen. Sie machen also ein Gewölbe, dessen Kern die Schiefer des Karbons sind, die weiterhin an der Straße anstehen.

In diesen Schiefen finden sich an der Straße Aufschlüsse in sehr stark gequetschten Konglomeraten, weiterhin auch Schiefer mit Sphärosideritknollen, die sehr charakteristisch für das Karbon sind. Vor dem Ederwirt erscheint als tiefster tektonischer Zug devonischer Bänderkalk, der unter den Karbonschiefern liegt. Vor der Talgabelung Plöcken—Valentintal steigt der Kalk der Mauthener Alpe und des Hinteren Joches wieder in das Tal herab und zieht von da in den Bau des Polinik weiter.

Die Talgabelung fällt mit einem Schieferstreifen zusammen, über dem die Kalke des Steilaufstieges der Plöckener Talstufe liegen. Über diesen Kalken liegen Karbonschiefer, in welche der Talboden beim Plöckenhäus eingeschnitten ist.

Der am Abend geplante Aufstieg auf den Kleinen Pal führt durch eine gegen Norden überlegte Antiklinale von Devonkalk, die auf den Karbonschiefern des Plöckener Talbodens liegt. Im Kern dieser Antiklinale erscheinen untersilurische Schiefer und obersilurische Kalke. Die gestörte Fortsetzung dieser Antiklinale ist auf der Cellonetta gelegen.

Plöckenhäus — Wolaier See — Plöckenhäus. Beim Marsch durch das Valentintal aufwärts hat man im Norden die Devonbänderkalke der Mooskofelgruppe und im Süden das Devon der Kellerwand, im Vorblick den Rauchkofel und den Kamm des Valentintörls mit den Schuppen von Unter- und Obersilur, Devon und Karbon. Der Weg über das Törl gibt Einblick in diesen Schuppenbau. Beim Abstieg vom Valentintörl wird ein Abstecher zu den fossilreichen Kalken mit *Rhynchonella Megaera* gemacht, welche die Basis des Devons der Kellerwand bilden. Dann führt der Weg zum See bei prächtigem Blick auf das Profil des Seekopsockels zur Pichlhütte des Deutschösterreichischen Alpenvereines. Nach dem Mittagessen werden Versteinerungen des unterdevonischen Riffkalkes am Ufer des Wolaier Sees gesammelt und dann wird der Rückmarsch zum Plöckenhäus angetreten.

Plöckenhäus — Cellonetta — Mauthen. In einer Schlucht an der Ostseite der Cellonetta aufwärts durch eine Felsstufe: Unterdevonkalk der Stufe f, darüber dunkle Plattenkalke mit Hornsteinen des e_γ, dann Untersilur und Obersilur in guter Gliederung. Wenn es mit der Zeit ausgehen sollte, wird noch der Weg zur Cellonetta-Alpe gemacht, um dort das schön entwickelte Untersilur — darunter auch die sogenannten Tonflaserkalke mit Cystoideen — anzusehen. Dann wird der Rückmarsch nach Mauthen angetreten.

Aufstieg von Tröppolach zur Naßfeldhütte. Zuerst Devonbänderkalke des Zuges der nördlichen Vorlagen der Oisternig. Dann tritt man in das Karbon der Hochwipfelfazies ein, nämlich in schwarze Schiefer mit Sandsteinlagen; in diesen Schichten an zwei Stellen Versteinerungsfundorte an der Straße mit Fossilien der Cora-Schichten.

Über dem Hochwipfelkarbon liegt Karbon der Naßfeldfazies und über diesem neuerlich Karbon der Hochwipfelfazies. Dann tritt man in die Hauptmasse des Karbons der Naßfeldfazies ein, das in der Reppwand und im Unterbau des Gartnerkofels von Schwagerinenkalken der Stufe der Schwagerina princeps, Trogkofelkalk, Tarviser Breccie, Grödener Schichten, Bellerophon-schichten und Trias überlagert wird. Die Exkursionsroute führt bis an die Trogkofelkalke heran, die höhere Schichtfolge ist von der Straße aus zu überblicken.

Im Naßfelder Karbon zur Naßfeldhütte und von dieser auf den Sattel nördlich des Madritschenschober; in einem kurzen Abstecher gegen diesen Berg zu einer Fundstätte von Versteinerungen der Cora-Schichten und dann auf die Tresdorfer Höhe, von welcher sich ein guter Blick auf den Überschiebungsbau des Trogkofels und auf die Überschiebung des Naßfelder Karbons

durch das Devon des Roßkofels ergibt. Beim Abstieg auf der Ostseite der Tresdorfer Höhe Einblick in die Überschiebung des Schwagerinkalkes über die Cora-Schichten. Nach Erreichung der Hütte Sammeln von Versteinerungen in der Umgebung des Hauses; vielleicht reicht noch die Zeit hin, um wenigstens zum Teil den Auernig zu besteigen — leider kann das berühmte Profil dieses Berges mit seinen herrlichen Aufschlüssen im Oberkarbon nicht begangen werden, weil es ganz auf der italienischen Seite des Kammes liegt.

Der Rückmarsch erfolgt in früher Morgenstunde auf demselben Wege wie der Aufstieg.

Literatur:

Zusammenstellungen in Geyer, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Österreich, Blatt Oberdrauburg—Mauthen (1901) und Blatt Sillian—San Stefano (1902), Heritsch, Verzeichnis der geologischen Literatur der österreichischen Alpenländer, Leoben 1914, Gortani, *Atti della Soc. Toscana di Scienze naturali*, 34. Bd., 1921.

Seit der Literaturübersicht Gortanis ist erschienen: Gortani und Vinassa de Regny, *Atti R. Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti*, 1921; *Atti VIII, IX. Congr. geogr. italian.* 1922, 1926; *Atti R. Acad. di Scienze di Torino*, 58, 1923. *Pal. ital.* XXIX. 1923, *R. Istit. Lombardo Sc. e Lett.*, 57, 1924. *Boll. Soc. geol. ital.*, 43, 1924, 44, 1925. *Rivista ital. di Paleontolog.*, 1925. *Rendiconti R. Accad. Sc. Bologna*, 29, 1925, 30, 1926. *Giornale di Geologia, Bologna*, 1926. — Termier, *C. R. Academie, Paris*, 1922. — Heritsch-Schwinner, *Jahrb. geol. Bundesanstalt*, 1925. — Schwinner, *Jahrb. geol. Bundesanstalt*, 1927. — Küpper, *Anzeiger Wiener Akademie*, 1926, N. Jb. M. G. P., BB. 57, 1927. — Heritsch, *Sitzber. Wiener Akademie*, 1927; *Z. D. G.*, 1927. *Věstník Statniho geol. Ustavu, Prag*, 1927. — Gaertner, *Mitteil. Naturwiss. Verein f. Steiermark*, 1927.

Karten: Blatt Oberdrauburg—Mauthen und Blatt Sillian—San Stefano der geol. Spezialkarte von Österreich, Wien, 1901, 1902, aufgenommen von G. Geyer. Geolog. Karte des Wolaier Gebietes von Spitz, 1:25.000, *Mitteil. d. Wien. geol. Gesellschaft*, 1909. *Carta geologica delle tre Venezie, Blatt Pontebba*, aufgenommen von Gortani und Desio, 1:100.000, 1926, mit Erläuterungen.

Führer zur geologischen Exkursion in das Palaeozoikum von Graz.

Von Franz Heritsch.

Die alte Stratigraphie des Grazer Paläozoikums mit ihrer Gliederung in Schöckelkalk, Semriacher Schiefer, Kalkschieferstufe usw. hat sich in der neuesten Zeit als unhaltbar erwiesen und es ist an ihrer Stelle eine neue Gliederung getreten, welche den Vorzug der vollständigen Vergleichsmöglichkeit mit dem anderen Paläozoikum der Alpen hat. Diese neue Gliederung unterscheidet:

1. Sandsteine und schieferige Gesteine, wahrscheinlich dem Untersilur angehörig, Orthocerenkalke des Obersilurs, Dolomite und Sandsteine des Unterdevons, Kalke der sogenannten Barrandeischichten des oberen Unterdevons, in der näheren Umgebung von Graz Goniatitenkalke des Mitteldevons und des unteren Oberdevons und darüber Clymenienkalke, im Hochlantschgebiete Calceolascichten und Stringocephalenschichten in korallenreicher Entwicklung.

2. Eine metamorphe Serie von Kalken (in der Form von Flaserkalken, Schieferkalken und Bänderkalken), Dolomiten, Sandsteinen; die einzelnen tektonischen Stockwerke dieser metamorphen Serie, die in ihrer Gesamtheit dem Devon angehört, werden durch Schieferbänder voneinander getrennt, die teilweise dem Silur, teilweise dem Karbon angehören.

In der näheren Umgebung von Graz hat man die Bänderkalke des Devons (Schöckelkalk) als die tiefste tektonische Einheit mit einem Schubkontakt auf dem Hochkristallin, darüber die in die obige Gruppe 1 gehörige Schubmasse der Rannach, zu der auch die von der Exkursion zu begehende Masse des Plabutsch gehört.

Im Hochlantschgebiet hat man eine größere Zahl von Schubmassen devonischen Alters übereinander, von welchen die oberste oben unter 1 genannten versteinungsreichen Serie angehört.

Mit der Feststellung des Schubmassenbaues ist nicht gesagt, daß es sich um Ferntransporte handelt.

Die Exkursion wird das vortrefflich aufgeschlossene Unterdevonprofil des Plabutsch sehen und über wechsellagernde Dolomite und Sandsteine in Diabastuffe, dann in Dolomite des Unterdevons aufsteigen, um dann in die Kalke mit *Heliolites Barrandei* zu kommen. Im Gebiete des Kammes des Plabutsch wird die Exkursion an einer guten Fundstätte die gewöhnlichen Versteinerungen der Barrandeischichten sammeln können: *Favosites styriacus*, *Favosites Ottiliae*, *Heliolites Barrandei*, *Zaphrentis cornu vaccinum*, *Cyathophyllum graecense*, *Stromatopora concentrica* usw. Die Korallenfauna hat gute Beziehungen zu f-Konjeprus und ist ein Vorläufer der rheinischen mitteldevonischen Korallenfauna. Engere Vergleiche mit Konjeprus einerseits, mit dem Unterdevon der Karnischen Alpen anderseits scheiterten bisher an der Art, wie die Korallen in diesen beiden Gebieten beschrieben worden sind.

Neuere Literatur:

Heritsch, Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, I.—IV. Teil. Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften, 92. und 94. Band, 1915, 1917. — Heritsch, Mitteilungen des Naturwissensch. Verein. f. Steiermark, 1918, 1919. — Heritsch, Geologie

von Steiermark, Graz, 1921. — Schwinner: Bergland von Graz, Sitzungsberichte d. Wiener Akademie d. Wissensch., 134. Bd., 1925. — Heritsch, Neue Stratigraphie d. Paläozoikums von Graz, Verhandl. geol. Bundesanstalt in Wien, 1927.

Geologische Karte: Umgebung von Graz, 1:25.000, Blatt Plabutsch—
Maria Trost, Graz 1922.

Führer zur montangeologischen Exkursion nach Obersteiermark

a) Veitsch-Erzberg.

Von Wilhelm Petrascheck.

Die Magnesit- und Sideritlagerstätten gehören mit den Cu, Au und Pb—Zn-Lagerstätten der Kalkalpen zu den jüngeren Typen, die ein ziemlich intaktes Gefüge besitzen, im Gegensatz zu den, zu kristallinen Schiefen metamorphisierten (Passail, Frohnleiten, Arlberg, Kiese), eine Feinerzaufbereitung nötig machenden und zu Linsen ausgezogenen prätektonischen Lagerstätten. Die Lagerungsstörungen des jüngeren Typus sind nicht größer als etwa jene der untermiozänen Braunkohlen.

Die Magnesite Steiermarks liegen in Karbonkalken (Veitsch: Oberkarbon) als metasomatische Bildungen, andere als Hohlräumeausfüllungen in Karbonschiefern, dann später mit Kalk vergesellschaftet.

Die Tektonik in Veitsch ist stark gestört, in ihren Zusammenhängen noch nicht aufgeklärt. Bewegungsflächen begrenzen das Karbon sowohl gegen die Kletschachgneise, wie gegen den Porphyroid. Eine Bewegungsfläche geht längs des Serizitschiefers (der ein metam. Eruptivum ist) durch die Magnesitmasse.

Als Typus des Veitscher Magnesits kann gelten: 88% $MgCO_3$, 2% $CaCO_3$, 6% $FeCO_3$, 1,5% Al_2O_3 und 2,5% SiO_2 .

Paragenese und Bindeglieder (Ankerit und eisenreiche Breunnerite) zeigen die Verwandtschaft der Magnesit- mit den Sideritlagerstätten der Ostalpen an, für die grundlegende neue Untersuchungen von Redlich und von Kern vorliegen. Die starke Durchbewegung der Grauwackenzone läßt noch keine sichere Beurteilung der altpaläozoischen Schichtfolge zu. Am Erzberg hat man den Eindruck, als ob der „erzführende Kalk“ (Devon) auf dem Porphyroid sedimentiert worden sei. Am Erzberge liegen un'er dem Porphyroid graphitische Schiefer, in denen sich ein Orthoceras fand und die mit dem Obersilur von Dienten in Salzburg parallelisiert werden. In Verbindung mit diesen Schiefen stehen Quarzite. Ebensolche Quarzite und Schiefer liegen aber nächst dem Prebichl zwischen Porphyroid und erzführendem Kalk. Hier aber fand Redlich im Quarzit eine Fauna, die Heritsch als Caradoc bestimmte. Richtig ist, daß das Hauptniveau der als Silur zu bezeichnenden Gesteine unter dem Porphyroid liegt. Diskordant mit einem Basiskonglomerat beginnend, liegt auf dem Altpaläozoikum der Werfener Schiefer. Das Basiskonglomerat ist mitunter bis zum Aussehen von Kalkschiefern ausgewalzt. Durch die Masse des erzführenden Kalkes zieht sich ein Schiefer, der „Zwischenschiefer“, so daß zwei Kalkschuppen übereinander liegen. An dem Zwischenschiefer kann man die Detailtektonik des Erzberges selbst ablesen (Fig. 2).

An verschiedenen Orten der Ostalpen geht die Vererzung (Siderit) bis in die Trias (Muschelkalk und Werfener) hinein. Am Erzberg sind Zwischenschiefer und Werfener Schiefer, wo sie mit Siderit in Berührung kommen, gebleicht und serizitisiert und die Basiskonglomerate, wofern sie nicht ausgewalzt sind, ebenfalls vererzt. Auch am Schiefer der Konglomerate konnte Redlich die Eisenzufuhr nachweisen.

Die Lagerstätte selbst bietet an vielen Orten Bilder, welche mit Sicherheit für Metasomatose sprechen (Kalk endet innerhalb der Schichten mit un-

regelmäßiger Begrenzung gegen Erz, Kalk und Erz haben die gleichen dünnen Schieferhäute, Einfluß der Permeabilitätsgrenze). Für Metasomatose unter dem Einfluß aufsteigender Lösungen spricht die Serizitisierung und Paragenese (Fahlerz, Arsenkies).

Wichtigste Literatur:

A. Für die Veitsch.

Redlich K. A.: Der Karbonzug der Veitsch (Steiermark und die in ihm enthaltenen Magnesite). Zeitschr. für prakt. Geologie, 1913, XXI. Jahrg., Heft 5.

Klebelsberg R.: Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch (Steiermark). Verhandlungen der geol. B.-A. Wien 1926, Nr. 4.

Mohr H.: Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus Veitsch. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 38, 1925.

Topographische Spezialkarte: Österr. Spez.-Karte 1:75.000, Blatt Mürtzschlag.

B. Für den Erzberg.

Kern A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch der Leobener Hochschule, 1927.

Petrascheck W.: Metallogenic Zones in Eastern Alps. Panamerican Geologist. Des Moines, 1927.

Redlich K. A.: Der Erzzug Vordernberg—Johnsbachtal. (Dort ausführliches Literaturverzeichnis.) Mitteilungen der geol. Gesellschaft, Wien 1922, Bd. XV.

Spengler E.: Warum liegt die weitaus größte Sideritlagerstätte der Grauwackenzone gerade am Erzberg bei Eisenerz? Zeitschr. für prakt. Geol., 34. Jahrg., Berlin 1926.

Geologische Karte: Geol. Spez.-Karte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz, von E. Spengler und J. Stiny. Mit Erläuterungen. Wien 1926.

Topographische Karten: Österr. Spezialkartenblätter, 1:75.000, Eisenerz—Wildalpe—Aflenz und Hieflau.

b) Trieben.

Von Franz Heritsch.

In der Grauwackenzone des Paltentales sind folgende Schichtgruppen nachgewiesen: 1. Silur-, Devonkalke und Kieselschiefer (Versteinerungen in der Umgebung von Eisenerz und bei Trieben); 2. Karbon (Schiefer, Sandsteine, Konglomerate, Graphitschiefer und Chloritoidschiefer mit Karbonpflanzen); 3. Grauwackenschiefer (hauptsächlich Serizitschiefer, dann auch Grünschiefer usw.), in diese sowie in das Karbon Kalke als lange Züge eingeschaltet; 4. Kalk des Triebensteins, in dem sowohl Devon- als auch Unterkarbonversteinerungen gefunden worden sind; 5. mächtig entwickelte Porphyroide mit Sandsteinen und Quarziten vergesellschaftet, gelegentlich treten in diesem Komplex auch gestreckte Konglomerate von der Art der Silbersberggrauwacken des Semmeringgebietes auf.

Im Hangenden der Grauwackengesteine liegen die Serien der Nördlichen Kalkalpen, im Liegenden das aus Hochkristallin und Granitgneisen und Graniten bestehende Gebirge der Rottenmanner- und Seckauer Tauern. Dieses Kristallin tritt gelegentlich als Schubfetzen in den Bestand der Grauwackenzone ein.

Die Magnesitlagerstätte ist an den Kalk des Triebensteins gebunden und liegt im Sunk auf der Südseite des Paltentales. Nördlich des Paltentales hat man unter den Nördlichen Kalkalpen folgende Reihe der tektonischen Elemente von oben nach unten (es herrscht allgemeines NNO-Fallen): Silur-Devonkalk — Porphyroide und Begleiter — Silur-Devonkalk — Porphyroide und Begleiter — Grauwackenschiefer mit Einschaltung von Kalk und Serpentin — Karbon mit Kalkband — Grauwackenschiefer — Karbon.

Im Profil von Trieben zum Sunk, also auf der Südseite des Paläntales, hat man vom tektonisch Hangenden zum tektonisch Liegenden folgende Serien: eine mächtige Serie von Grauwackenschiefern mit Einschaltungen von Grünschiefern; in diese Serie dringt im Gebiete des Fötteleckes von oben her ein Keil von diaphthoritisch umgeformtem Hochkristallin ein, eine tektonische Komplikation größeren Stiles anzeigend — eine Zone von Karbon (Schiefer, Sandsteine und Konglomerate, in deren Graphitschiefern das Graphitvorkommen des Sunk liegt) — über dem Karbon liegt der Kalk des Triebensteins, der auf seiner Ost- und Südseite allerdings auf Grauwackenschiefer geschoben ist; mit einem scharfen Bruch schneidet dieser Kalk an der großen Serpentinmasse des Lärchkogels ab, der seinerseits wieder auf dem Karbon des Sunk liegt.

Die hier angedeutete, etwas komplizierte Tektonik wird dadurch noch wesentlich unübersichtlicher, daß es noch nicht ausgemacht ist, wie viel von den dem Hochkristallin nahen Grauwackenschiefern etwa im täuschenden Gewande der Diaphthorose tatsächlich dem Hochkristallin zuzuzählen ist.

Literatur:

Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläntales. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1911. — Heritsch, Mitteilungen d. geol. Gesellsch., Wien, 1916. — Angel, Quarzkeratophyre d. Blasseneckserie. Jahrb. geol. Reichsanst., Wien, 1918. — Heritsch, Geologie von Steiermark, Graz, 1921. — Hammer, Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. geol. Bundesanstalt, 1924. — Angel, Gesteine der Steiermark, Graz, 1924.

Topograph. Karte: Blatt St. Johann am Tauern d. Spezialkarte 1, 75.000.

Führer zur geologischen Exkursion in das Salzkammergut und in die Ennstaler Alpen.

a) Salzkammergut.

Von Erich Spengler.

13. September: Wanderung von Hallstatt über die Plassengruppe zum Gosauschmied.

Das Hauptziel dieser Exkursion ist die Besichtigung aller derjenigen Punkte, welche für die viel umstrittene Auffassung der Hallstätter Gesteine der Plassengruppe als Rest einer vor Ablagerung der Gosauschichten von Süden auf die Dachsteinkalke der Dachsteingruppe aufgeschobenen Decke entscheidend sind. Außerdem bietet diese Exkursion, wie kaum eine zweite Gelegenheit, fast alle Schichtgruppen des Salzkammergutes an einem Tage kennen zu lernen (Werfener Schichten und Haselgebirge, Schreyeralmkalk, Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk, Lias in Hierlatz- und Fleckenmergelfazies, Plassenkalk, Gosauschichten).

Wir durchwandern zunächst das in die geschichteten Dachsteinkalke der Dachsteingruppe eingeschnittene Echerntal. Bei der Klausbrücke verlassen wir den zur Simonyhütte führenden Reitweg, treffen die den Dachsteinkalken aufgelagerten Liasgesteine (teils Hierlatzkalk, teils Fleckenmergel) und folgen sodann der Überschiebungslinie der sich zur Linken in Steilwänden erhebenden Hallstätter Schichtfolge des Somerau- und Steinbergkogels über die den Dachsteinkalken der Hohen Sieg auflagernden Liasmergel bis zum Schlaipfenmoossattel (1092 m). Wir queren dann den Hallstätter Salzberg in der Höhe der oberen Berghäuser und folgen dann wiederum der Überschiebungslinie (Werfener Schiefer über Jurakalke) bis zum Sattel 1360 m. Von hier an steigen wir im Streichen der anisischen Dolomite und Kalke der Hallstätter Deckscholle bis zur Schiechlinghöhe (Fossilfundstätte in den oberanisischen Schreyeralmkalken) empor. Hier, an dem höchsten Punkte unserer Wanderung (1620 m) wird die Mittagsrast gehalten. Tief unter uns sehen wir die gegen SW, also gegen die Hallstätter Gesteine der Plassengruppe einfallenden Bänke der Dachsteinkalke, über uns erhebt sich in Steilwänden der Plassenkalk, der an einer sekundären Schubfläche innerhalb der Deckscholle auf die Triasgesteine der Schiechlinghöhe aufgeschoben ist.

Beim Abstiege gegen das Gosautal überschreiten wir bei der Roßalpe den der tertiären Gebirgsbildung angehörigen Roßalpenbruch, der meiner Ansicht nach die Hauptrolle bei der Entstehung des Salzstockes von Hallstatt gespielt hat.

Die Aufschlüsse im Quellgebiete des Brielgrabens sind in erster Linie für das vorgosauische Alter der Deckscholle beweisend: Wir besichtigen zunächst eine Stelle, wo Gosaukonglomerate über ein vorgosauisches Karrenfeld in den Megalodonten führenden Dachsteinkalken des basalen Gebirges transgredieren und gehen von hier, stets annähernd auf derselben Schichtfläche der Gosauschichten, an eine Stelle (Brielwand), wo dieselben Gosauschichten die anisischen Dolomite der Hallstätter Deckscholle transgressiv überlagern (Fig. 2). Hierauf werden die alten Schleifsteinbrüche in den flach liegenden Gosausandsteinen besucht und dann erfolgt — ununterbrochen in Gosauschichten — der Abstieg zum Gosauschmied.

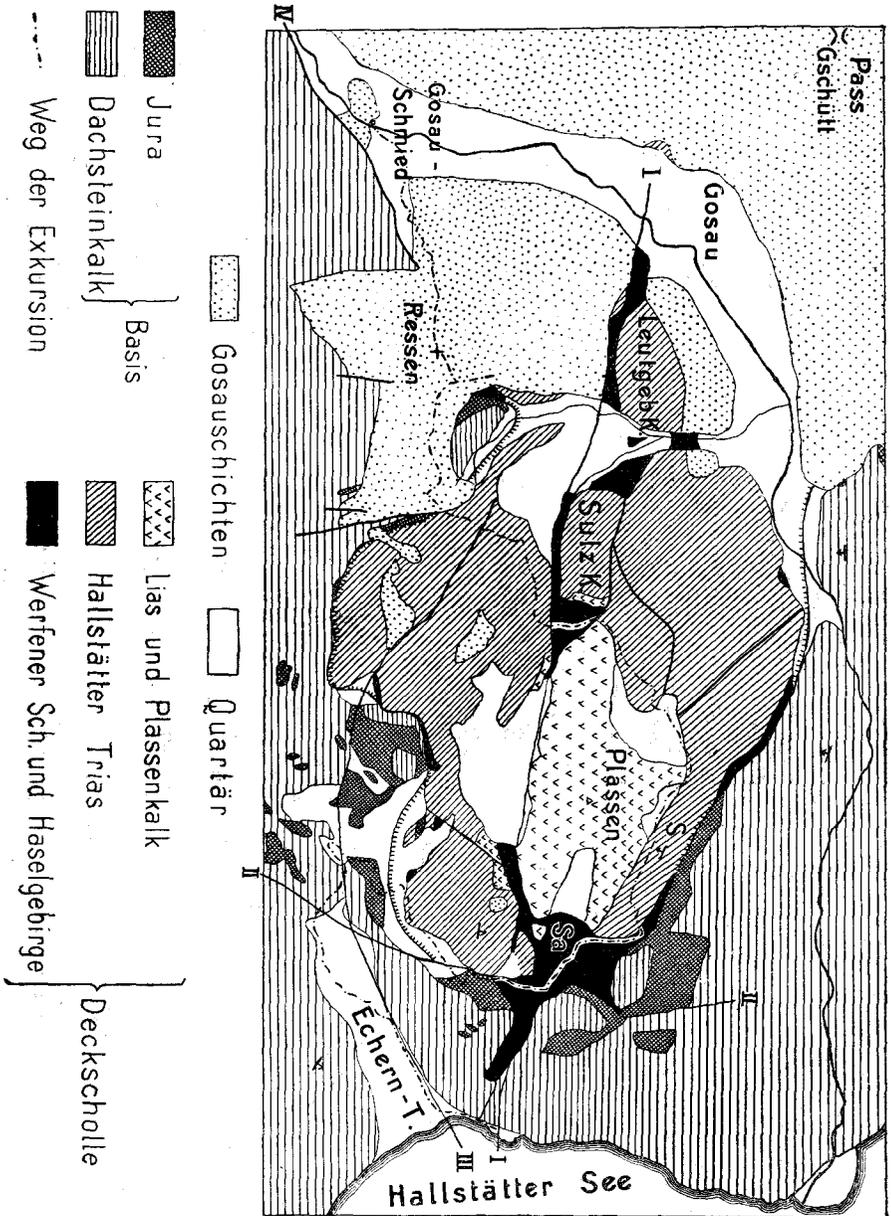


Abb. 1. Uebersichtskarte der Plassengruppe.

S = Schiechlinghöhe, Sa = Hallstätter Salzberg; juvavische Schubfläche mit gezählter Linie bezeichnet (außer dort, wo Haselgebirge hervortritt oder die Überschiebungslinie unter Gosauschichten verborgen ist; I = Roßalpenbruch; II = Schlaipfenmoosbruch, III = Echernthalbruch, IV = Gosauschmiedbruch. Maßstab: 1 : 75.000.

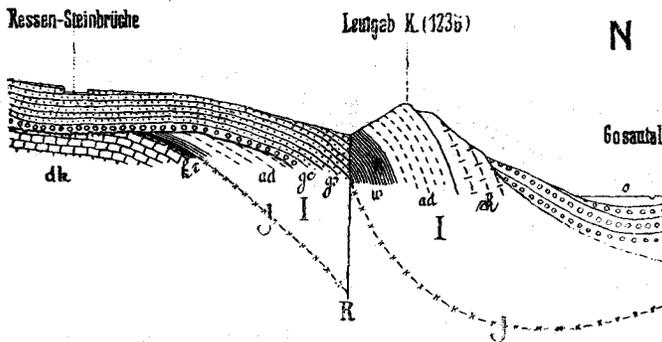


Abb. 2. Profil durch den Bergrücken zwischen Gosau und Briental.

Tirolische Einheit: *dk* = Dachsteinkalk, *k* = Klauskalk, *r* = Radiolarit.

Juvavische Decke: *w* = Werfener Schiefer, *ad* = anisischer Dolomit, *rk* = Hallstätter Kalk.

Gosauschichten: *gc* = Konglomerate, *gs* = Sandstein und Mergel. *s* = Alluvium, *J* = Juvavische Schubfläche, *R* = Roßalpenbruch.

14. September: Wanderung vom Gosauschmied über die Zwieselalpe zur Hopfürglhütte.

Diese Wanderung zeigt im Gegensatze zu der am Vortage besichtigten vorgosausischen Überschiebung in der Plassengruppe eine sehr schön aufgeschlossene tertiäre Überschiebung, die Zwieselalpenüberschiebung. Unter dieser Schubfläche liegen die jüngsten Gosauschichten (Nierentaler Mergel), die von eozänen (?) Konglomeraten bedeckt werden, über der Schubfläche in mehreren Schuppen fossilreiche Zlambachschichten, Muschelkalk, Halobionschiefer und der Dachsteinriffkalk des Gosauer Kammes.

Wir folgen zunächst der Bruchgrenze zwischen dem Dachsteinkalk des Moderecks und den Nierentaler Schichten des Beckens von Gosau bis zum vorderen Gosausee, der durch einen Moränenwall des Daunstadiums aufgestaut ist.

Nach Besichtigung einer Halorellenfundstätte im Dachsteinkalk wird der Aufstieg zur Zwieselalpe angetreten. Wir folgen zunächst im allgemeinen der Zwieselalpenüberschiebung, an der die Trias des Zwieselalpenrückens auf die in der „Roten Wand“ aufgeschlossenen, ziegelroten Nierentaler Mergel (Maestrichtien) aufgeschoben ist. In der Nähe des Edelalpengartens befinden wir uns in den Eozänkonglomeraten, die trotz der heutigen kalkalpinen Umgebung fast nur Gerölle von Quarz, Grauwackenschiefer und reichlich Lithothamnien führen.

Wir durchschreiten nun die beiden Schuppen I und II der Trias der Zwieselalpe (Fig. 3). In der durch 5 gebildeten Terrainmulde liegt das Zwieselalpenhaus, der Gipfel besteht aus 7. Die Aussicht von der Zwieselalpe gehört zu den schönsten der nördlichen Kalkalpen: im SO das vom Dachstein überragte prächtige Trogtal der Gosauseen, im Norden das von felsigen Triasbergen umgebene, durch weiche Formen ausgezeichnete Becken von Gosau, im SW über der Grauwackenzzone in großer Entfernung die vergletscherten Gipfel der Hohen Tauern.

Der weitere Weg zur Hopfürglhütte führt an der Westseite des Gosauer Kammes entlang, der aus massigem, korallenreichem Dachsteinriffkalk aufgebaut wird. In dem Tälchen westlich des Törlecks werden an Korallen und *Choristoceras* reiche Zlambachmergel besichtigt. Die Wiesenmulde der Stuhlalpe wird durch Werfener Schiefer gebildet, welche den Riffkalk des eigentlichen Gosauer Kammes von demjenigen der Bischofmützenschuppe trennen.

Diese Schuppe bildet eine nordwärts einfallende Schichtfolge, die vom Dachsteinsattel bis zu den Werfener Schichten (am Loosecksattel) herab durchschritten wird. Unter der Bischofmützenschuppe liegt die Hofpürgschuppe, deren jüngstes Schichtglied Reingrabener Schiefer sind, die mit den Wertener

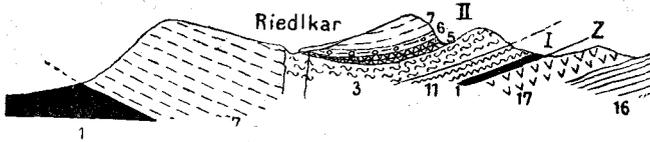


Abb. 3. Querschnitt durch die Zwieselalpe.

I = Werfener Schiefer mit Haselgebirge, 3 = Reiflinger Kalk, 5 = Reingrabener Schiefer, 6 = Hüpfinger Kalk, 7 = Dachsteindolomit, II = Zlambachschichten, 16 = Nierentaler Mergel, 17 = Konglomerate mit Quarz- und Phyllitgeröllen (Danien oder Eozän), Z = Zwieselalpenüberschiebung.

Schiefern der Bischofmützenschuppe förmlich verknüpft sind und mit diesen zusammen eine weiche Terrasse bilden, auf welcher der Weg vom Loosecksattel bis zur Hofpürglhütte (1703 m) verläuft.

15. September: Abstieg von der Hofpürglhütte über Filzmoos nach Mandling.

Der Abstieg vollzieht sich zunächst auf dem Rücken zwischen der warmen Mandling und dem Fritzbach, wobei das Profil Fig. 4 durchschritten

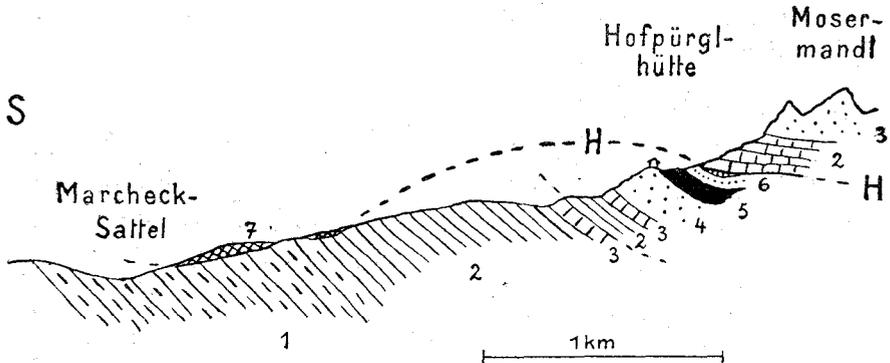


Abb. 4. Profil Mosermandl-Marchecksattel.

(Nach den geologischen Aufnahmen von F. Trauth)

I = Werfener Quarzit, 2 = Werfener Schiefer, 3 = Muschelkalk und Muschelkalkdolomit, 4 = Ramsaudolomit, 5 = Reingrabener Schiefer, 6 = Dachsteindolomit (darüber, durch vertikale Schraffen bezeichnet, lichte Halobienkalke), 7 = Rauhwacke (nach Trauth Mylonit an der einst bis hierher reichenden Hochgebirgsüberschiebung), H = Hochgebirgsüberschiebung.

(Abb. 2—4 nach E. Spengler, Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut, Borntrigers Führer Nr. 26.)

wird. Mit dem Eintritt in die Werfener Schiefer wird der Rücken breit und flach und gleicht in seinen Formen gänzlich der Grauwackenzone, die kurz vor Filzmoos erreicht wird. Die Grauwackenzone ist hier in Form der „Pinzgauer Phyllite“ entwickelt, die wahrscheinlich dem Altpaläozoikum angehören. Südlich der Enns, gegenüber der Bahnstation Mandling, wird die Zone der Pinzgauer Phyllite neuerdings von einem Zuge von

Triaskalken und Dolomiten unterlagert, dem „Mandlingzug“, der somit die südlichste unter den Schuppen am Südrande der Kalkalpen darstellt.

Eine wesentlich ausführlichere Darstellung der hier geschilderten Exkursion durch den südlichen Teil des Salzkammergutes findet sich in dem von mir verfaßten „Geologischen Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut“ (Bornträgers Sammlung geolog. Führer, XXVI. Bd., Wanderungen 4—6).

*

Bei der Bahnfahrt im Ennstale von Mandling bis Stainach—Irdning durchqueren wir zunächst den Mandlingzug und haben dann die ganze Strecke fast genau an der Grenze zwischen den Kalkalpen (Dachsteingebirge) im Norden und den Zentralalpen (Niedere Tauern) im Süden. Von der Grauwackenzone, Pinzgauer Phylliten und karbonischen Graphitschiefern und Kalken, sind nur Spuren vorhanden.

*

Bei Steinach wird zunächst ein Vorkommen von Tertiär (nach A. Winkler wahrscheinlich aquitanische Stufe) besucht, das mit steil nordfallender Schubfläche an die Kalkalpen grenzt. Es sind vorwiegend Konglomerate, die durch die Armut an kalkalpinen und das Vorherrschen von Grauwackengeröllern bemerkenswert sind.

Dann wird das malerisch gelegene Dorf Pürgg besucht, von dem ein guter Überblick über den Bau des angrenzenden Kalkalpenabschnittes zu gewinnen ist. Unmittelbar gegenüber erhebt sich die gewaltige Ostwand des Grimming, dessen steil nordfallende Dachsteinkalkbänke den Südflügel einer Mulde bilden, deren Nordflügel durch die südwärts einfallenden Schichten des Toten Gebirges gebildet wird, und in dessen Kern sich Juragesteine und — auf diesen schwimmend — Reste der Hallstätter Decke erhalten haben (Krahstein, Hechelstein usw.), die sich mit der am 13. September besuchten Deckscholle der Plassengruppe vergleichen lassen. Basales Gebirge und Deckschollen sind gemeinsam von transgredierenden, aber selbst stark gestörten Gosauschichten teilweise verhüllt. Pürgg selbst liegt auf der an einer Querstörung abgesunkenen östlichen Fortsetzung des Grimming, die felsigen Westabstürze des Brandangerberges gehören wohl der Hallstätter Decke an.

Wichtigste Literatur:

Für das Salzkammergut.

E. Spengler: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Akad. d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Kl., Bd. 123 (1914). Mit einer geol. Karte 1:50.000. — Die Gebirgsgruppe des Plassen- und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jahrb. d. geol. Reichsanst. in Wien 1918. (Mit einer geol. Karte 1:25.000.)

E. Spengler u. J. Pia: Geologischer Führer durch die Salzburgeralpen und das Salzkammergut. Bornträgers Sammlung geologischer Führer. XXVI. Bd. (1924.)

F. Trauth: Géologie der nördl. Radstätter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. der Akad. Wissensch. i. Wien. Math.-naturw. Kl., Bd. 100, 1925 und Bd. 101, 1927. (Mit einer geol. Karte 1:75.000 der südlichen Dachsteingruppe.)

E. Seidl: Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes. „Kali“ 1927.

E. Spengler: Bemerkungen zu dieser Arbeit. „Kali“ 1928.

G. Geyer: Über den geolog. Bau der Warscheneck-Gruppe. Verh. d. geol. Reichsanst., Wien 1913.

Geologische Karten: Geologische Spezialkarten: 1:75.000 Blatt Ischl—Hallstatt, von E. v. Mojsisovics, Wien 1905, mit Erläute-

rungen. Blatt Liezen, von G. Geyer, mit Erläuterungen. Ferner in den Arbeiten von E. Spengler und F. Trauth.

Topographische Karten: Topographische Spezialkartenblätter: 1:75.000. Ischl—Hallstatt, Radstatt und Liezen.

b) Das Tertiärgebiet der Ennstaler Alpen im Gesäuse

Von Artur Winkler.

Diese, den Schluß der Exkursion durch die Kalkalpen des Salzkammergutes bildende Tour soll den Teilnehmern eine zwar spezielle, aber doch wichtige Frage in der Entwicklungsgeschichte der nördlichen Kalkalpen erläutern. Schon lange bildete das Auftreten von Quarz- und kristallinen Gesehieben in Form einzelner Gerölle oder auch zusammenhängender, lockerer Ablagerungen (Augensteine) im Bereiche der nördlichen Kalkalpen ein schwieriges Problem. Bei weiter fortschreitender Erforschung mehrte sich die Zahl der Fundstellen von Augensteinen immer mehr und gegenwärtig sind sie auf den meisten nordalpinen Kalkplateaus von Salzburg bis Wien erwiesen. Götzingers Untersuchungen ist vor allem der Nachweis der fluviatilen Zufuhr des Materials aus den Zentralalpen zu danken. Eigene Studien¹⁾ in den nördlichen Kalkhochplateaus führte zur Auffassung, daß die Augensteine nicht mehr, wie meist vermutet wurde, an oder in der Nähe ihrer primären Lagerstätte liegen, sondern daß sie den Rest einer sonst völlig abgetragenen, mächtigen Schotterüberdeckung großer Teile der Nordalpen darstellen. Von dieser sind nur die in Höhlenklüfte und Gänge und in andere Karsthohlformen infiltrierten Partien der Abtragung entgangen.

Immerhin gibt es auch einige Ablagerungen, die — in tektonisch stark gestörter Position — noch im Zusammenhang erhalten gebliebenen Resten der einstigen Schotterüberdeckung entsprechen, wie sie das Wagreiner Tertiär, das Gröbminger und Starnacher Tertiär, sowie jenes auf der Höhe des Stoderzinkens (über 1700 m Höhe) darstellen. Noch interessanter, als die letztgenannten Ablagerungen, ist aber das kürzlich von O. Ampferer aufgefundene und von ihm in vorzüglicher Weise beschriebene²⁾ Tertiärvorkommnis bei Hieflau im Gesäuse, welches bei der Exkursion besucht werden soll. Hier liegt ein zwischen Triaskalke eingefalteter und teilweise auch bruchförmig eingeklemmter Streifen vor, in welchem eine schotterige und teilweise auch tonig ausgebildete Schichtfolge durch besonders tiefe Einklemmung der Abtragung entgangen ist.

Der Aufstieg wird in der Trias (untere Dolomite, Dachsteinkalk), am linken Gehänge des Höllgrabens, unternommen werden. Nordwestlich des Almkogels (956 m) stellen sich mit Annäherung an das Tertiär im Triaskalk Teile mit Bauxit erfüllte Klüfte ein. Die Auflagerung des Tertiärs auf die Trias³⁾, die auf der Südseite des Schichtstreifens ein normales Übergreifen darstellt, erfolgt vermittels einer, mehrere Meter mächtigen Lage von blutrotem, höher oben rötlichem und grauem Bauxit. Es ist hier ein Rest jener alten Verwitterungsrinde unserer nördlichen Kalkalpen flächenhaft erhalten geblieben, von welcher uns ungezählte, abgerollte Reste in den Augensteinablagerungen des Kalkhochplateaus bisher Kenntnis gegeben hatten. Die dem Bauxit auflagernden Schotter und Grobsande, welche auch noch eingeschwemmte Bauxite enthalten, zeichnen sich überwiegend durch eine Geröllführung von Grauwacken- und kristallinem Material aus, neben welchem Triasgerölle sehr zahlreich, aber nicht dominierend eingestreut sind. Die Schotter zeichnen sich im allgemeinen durch mäßiges Korn aus und nur gelegentlich sind faustgroße und noch größere Gerölle zu beobachten, während die heutigen Flüsse im Ennsgebiet viel

¹⁾ A. Winkler: Geol. Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen. Sitz.-Ber. der Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1928.

²⁾ Beiträge zur Geologie von Hieflau. Jahrb. der geol. B.-A., Wien, 1927.

³⁾ Vergl. Profil in Winkler, Sitzungsberichte, 1928.

gröberes Material transportieren. Wie schon Ampferer betont hat, müssen daher die Reliefverhältnisse zur Bildungszeit der Tertiärschotter von den heutigen recht abweichende gewesen sein.

Steigt man zwischen Alm- und Eibenkogel nordostwärts gegen den Sattel (westlich der Kuppe 1157 m) auf, so schneidet die Ablagerung nach etwa über 1 km Distanz gegen Osten hin an der Trias ab, wobei man nach den Terrainverhältnissen ein bruchförmiges Abstoßen voraussetzen möchte.

Die in der östlichen Fortsetzung hervortauchenden Triaskalke sind aber in ihren Dolinen ganz mit Geröllmaterial erfüllt. Hier vollzieht sich in völlig eindeutiger Weise der Übergang einer tertiären Schotterablagerung in ein Augensteinfeld mit seinen in die Karsthohlformen eingeschwemmten und eingesackten Geröllen. Auch eine größere Partie von Augensteinschottern, die zwischen dem Höhenrücken 1157 und seiner nordwestlichen Vorkuppe eine Mulde füllt, halte ich zweifellos für die Ausfüllung einer Karsthohlform. (Höhleingang oder Karstmulde.)

Die Untersuchungen von Geyer, Ampferer und Stiny in den Ennstaleralpen und eigene Ergänzungen haben die weite Verbreitung von Augensteinen in den Gesäusebergen ergeben. Sie entsprechen ihrer Zusammensetzung und Beschaffenheit nach, abgesehen von einer gewissen Verarmung (Ausmerzungen der Kalkgerölle), vollkommen dem Tertiär von Hief-lauer. Ich schließe aus diesen Befunden, daß ein großer Teil der gegenwärtigen Kalkalpen des Ennsgebietes in breiter Front in einem Tertiärabschnitt unter einem mächtigen Schotterfeld begraben lag, aus welchem sich, vielleicht nur am Südsäume, einzelne Kalkkuppen erhoben haben mögen.⁴⁾

Die reichliche Beimengung von altkristallinem Geröllmaterial im Hief-lauer Tertiär und auch in den Augensteinschottern weist darauf hin, daß weiter aus dem Süden kommende Flußstränge bestanden haben müssen, welche ihr Schottermaterial quer über die heutigen Senken (Palten—Liesing-senke, Senke Johnsbachtal—Radmer) aus den Zentralalpen durch die Grauwackenzone als gewaltigen Schuttfächer über die Kalkalpen ausgebreitet hatten.

Das Alter dieser Überschotterungsphase der Kalkalpen läßt sich aus den Beziehungen des Ennstaler Tertiärs zu jenem der Mur-Mürzfurche als vormittelmiozän, aus Analogie zu den Angerbergsschichten des Oberinntals als oberstes Oligozän (aquitane) deuten.

Ich vermute, daß diese mindestens die Kalkalpen östlich der Salzach im Mitteltertiär ergreifende Niederbiegung und Überschotterung mit jenen Bewegungen gleichzeitig anzusetzen ist, welche zur Ablagerung der mächtigen Oberoligozän-Süßwassermolasse Oberbayerns und äquivalenter Schlierablagerungen, östlich davon, geführt haben. Diese Vorgänge sind eingetreten, als die großzügige tertiäre Schubtektonik bereits vollendet war, während die morphologische Ausgestaltung des Gebirges und die Ausbildung auch der höchstgelegenen, ältesten Landflächenreste erst in eine spätere Zeitphase zu setzen sind. Letztere sind unter dem Einfluß junger Nachbewegungen im Laufe des Miozäns und Pliozäns vor sich gegangen.

Literatur für das inneralpine Tertiärgebiet von Hief-lauer. (Ennstaleralpen.)

O. Ampferer: Beitrag zur Geologie von Hief-lauer. Jahrb. d. geol. Bundesanst., Wien, Bd. 77, 1927, Heft 1 und 2. — Über größere, junge Formveränderungen in den nördl. Kalkalpen. Zeitschr. für Geomorph., Berlin, Bd. I, 1926.

G. Geyer: Zur Morphologie der Gesäuseberge. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenver., 1918.

⁴⁾ Der Südsaum der Kalkalpen, welcher durch einen ausgesprochenen Erosionssteilrand begrenzt wird, ist seither sicherlich um etliche Kilometer zurückgewittert.

J. Stiny: Kurze Mitteilungen über das Gesäusegebiet in Verhandl. d. geol. Bundesanst., Wien 1927, Nr. 1, Jahresber. S. 38 und 1922, Nr. 1, S. 24.

A. Winkler: Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I. 137. Bd., 3. und 4. Heft, 1928.

Topographische Karten: Österr. Spezialkartenblatt: 1:75.000, Blatt Admont—Hieflau.

c) Erläuterung der Befahrung des Hallstätter Salzbergs.

Von Erich Seidl.

I. In den letzten Jahren wurden von E. Seidl und R. Plank sämtliche Grubenaufschlüsse des Hallstätter „Salzberges“ (über 30.000 m Streckenlänge) neu aufgenommen; außerdem wurden an wichtigen Stellen des Hallstätter Störungsgebietes über Tage geologische und geographische Ergänzungen vorgenommen. (Teilgrundriß s. Abb. 1; Querschnitt s. Abb. 2.)

Die Salzfolge gliedert sich folgendermaßen: Jüngeres Steinsalz, Hauptanhydrit, grauer Salztou, Kalisalz-Horizont, älteres Steinsalz.

Das Hallstätter Salzlager hat somit den nämlichen Aufbau wie das Salzlager, das durch die übrigen Salzbergbaustätten der nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen ist (Aussee und Ischl im Salzkammergut, Berchtesgaden und Dürnbach in den Salzburger Alpen, Hall im Karwendelgebirge). Dieselbe Salzfazies erstreckt sich also nachweislich in O—W-Richtung über ein Gebiet von 150 km.

Das Salzlager tritt an der Basis der Werfener Schichten, und zwar unterhalb der Sandsteinstufe derselben auf. Es ist also zur gleichen Zeit gebildet worden wie das permische Salzlager in Mittel- und Norddeutschland.

Auch in tektonischer Hinsicht besteht eine grundsätzlich völlige Übereinstimmung des Hallstätter Salzlagers mit den übrigen genannten „Salzbergen“ der Kalkalpen, und zwar insbesondere in folgender Hinsicht:

Die Gesamtsalzmasse ist von unten aufgepreßt. Der aufsteigende Salzstrom hat dabei Bruchstücke zunächst der Basisschichten des Deckgebirges mitgerissen und zu einem Haselgebirge verarbeitet (Querschnitt s. Abb. 2). Weiterhin sind auch Trümmer, die bei der Zerteilung des Deckgebirges im Störungsbereich abgespalten worden waren und sich von oben her den aufströmenden Salzmassen hindernd in den Weg legten, von diesen umflossen und zum Teil zu Haselgebirge verarbeitet worden.

Nach Klärung des ursprünglichen Schichtenaufbaues und des tektonischen Vorganges (zunächst Zerreißen der Deckgebirgsschichten, sodann Einpressung der Salzmassen in die Zerreißzonen) bieten sich grundsätzlich keine Schwierigkeiten mehr für die Deutung der geologischen Verhältnisse der Hallstätter Störungszone.

II. Bei der Grubenbefahrung werden insbesondere folgende geologischen Erscheinungen gezeigt:

Das aufströmende ältere Steinsalz.

Dieses umgeben von einer tektonischen Zone, die Bruchteile des Kalisalzhorizonts, des grauen Salztou und Hauptanhydrits enthält.

Jüngeres Steinsalz, als Grundmasse von Haselgebirge.

Verschiedene Arten von Haselgebirge (mit Werfener Sandstein- und Tonbrocken, Muschelkalkbrocken, Melaphyrbrocken u. a.).

Verschiedene Verformungsgefüge und petrographische Merkwürdigkeiten.

Das Eintauchen der Basisschichten des Plassenberges (das heißt große Platten von Muschelkalkschichten verschiedener Horizonte) in Werfener Schichten und in Salzmassen.

Von Salzmassen umschlossene große Deckgebirgstrümmer verschiedener Trias- und Jurahorizonte.

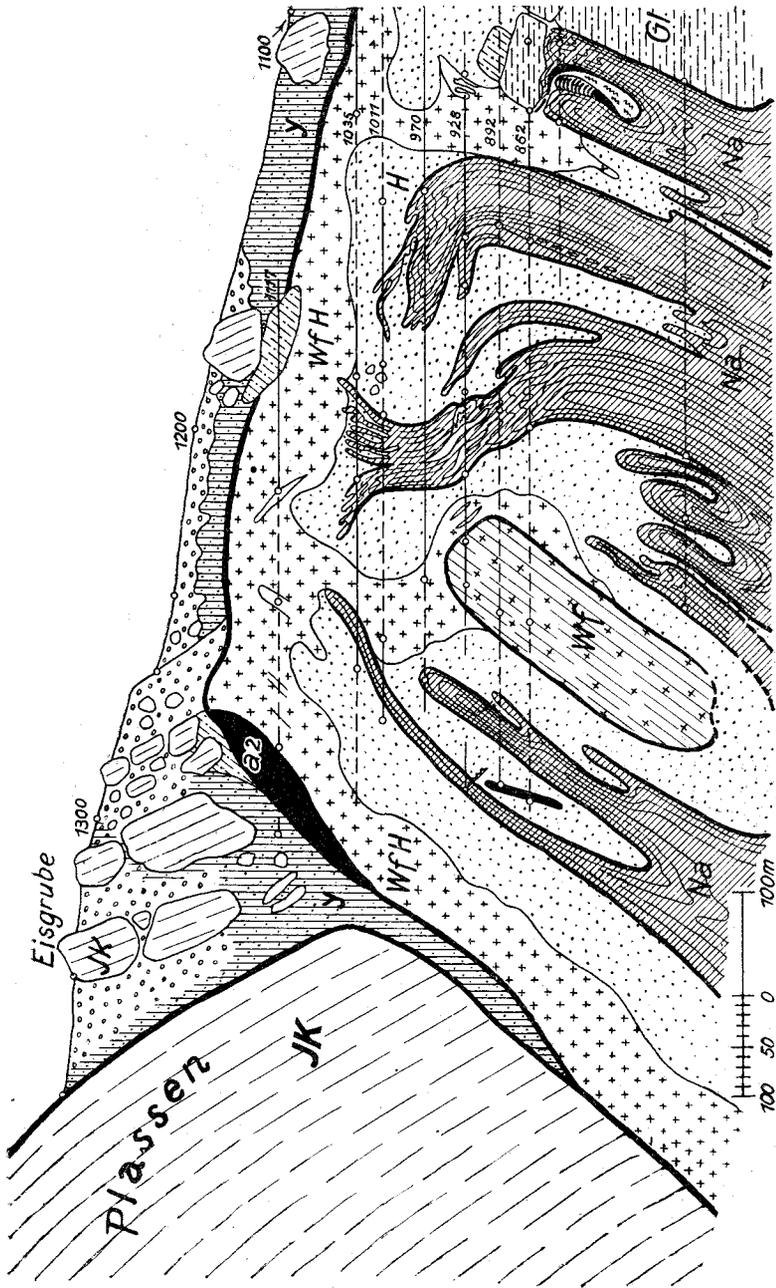


Abb. 1

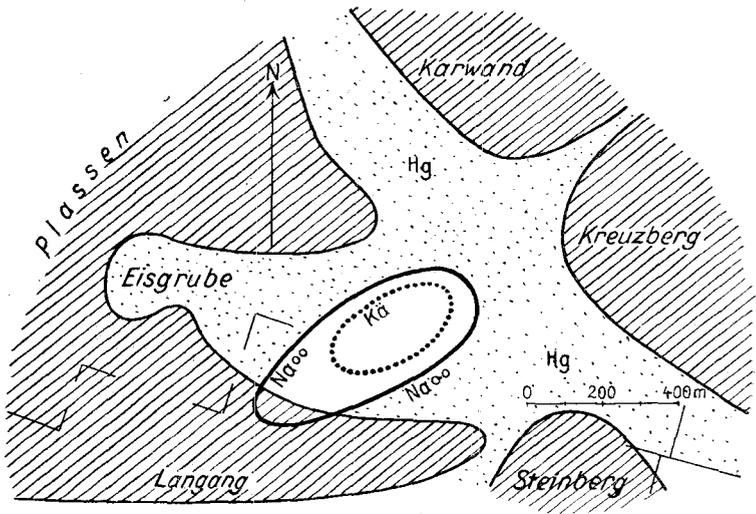


Abb. 2.

Das Übergreifen von Salzmassen über größere Deckgebirgstrümmen, insbesondere über Werfener Sandstein- und Tonschichten, das stellenweise eine Einschaltung des Salzlagers in diesen Schichten vortäuscht.

Literatur:

Einen Überblick über das Untersuchungsergebnis sämtlicher Salzbergwerke der nördlichen Kalkalpen gibt die Abhandlung E. Seidl: „Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalzgebietes, ein allgemein-wissenschaftliches Problem“. Mit 92 Abbildungen. Z. Kali, 1927. Sonderdrucke im Kommissionsverlag von Max Weg, Leipzig.

Führer zur geologischen Exkursion in die Traisentaler Kalkalpen und das Hochschwabgebiet

Von Erich Spengler.

Diese Exkursion soll einen Überblick über den Bau des östlichen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen geben. Zu diesem Zwecke werden die Kalkalpen in der Richtung von NO gegen SW gequert. Dieser Kalkalpenabschnitt ist aus folgenden, in ihrer heutigen Form der tertiären Orogenese angehörigen Decken aufgebaut:

1. **Frankenfelser Decke:** Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liasfleckenmergel, oberjurassische Hornsteinkalke, Aptychenmergel des Neokoms, flyschähnliche Oberkreide (ohne deutliche Diskordanz die älteren Schichten überlagernd).

2. **Lunzer Decke:** Muschelkalk: Gutensteiner Kalke (schwarz, dünnplattig) und Reiflinger Kalke (meist heller, Hornstein führend), Lunzer Schichten (Sandsteine und Schiefertone mit Kohlen), Opponitzer Kalk (dunkel, wandbildend, mit Rauhwacken), Hauptdolomit, Kössener Schichten, Lias als Hierlatz- oder Hornsteinkalk, oberjurassische Hornsteinkalke, Aptychenkalke des Tithon und Neokom. Diese Schichtfolge ist vor Ablagerung der mit sehr deutlicher Diskordanz den älteren Schichten auflagernden Gosauschichten (Konglomerate und Mergel) in nach Norden überschlagene Falten gelegt.

3. **Ötscherdecke:** Im nördlichen Teile durch dieselbe Triasfazies wie die Lunzer Decke ausgezeichnet, doch vervollständigt sich die Schichtfolge nach unten durch die Werfener Schiefer und sind die Schichtglieder mächtiger. Gegen Süden entwickelt sich innerhalb dieser Decke allmählich eine fast nur aus Dolomit bestehende Schichtfolge (durch ein nur wenige Meter mächtiges Band in Ramsau- und Hauptdolomit geteilt), die von geschichtetem Dachsteinkalk überlagert wird. Die Ötscherdecke zerfällt wieder in mehrere Teildecken: a) Annaberger (W) und Reisalpendecke (O), b) Unterbergdecke usw. Zwischen der Reisalpendecke und der Lunzer Decke mehrere Zwischenschuppen.

4. **Hochschwabdecke** (wahrscheinlich identisch mit derjenigen des Schneeberges und der Rax). Vorwiegend aus massigen Riffkalken des Wetterstein- und Dachsteinkalkniveaus gebildet, karnische Stufe nur an wenigen Stellen erkennbar. Gegen Süden in die Aflenzer Fazies übergehend. (Siehe unten!)

An der Südseite der Kalkalpen treten keine Spuren der Decken 1—3 unter 4 hervor (daher dürften jene auch nicht so weit nach Süden reichen), sondern 4 liegt unmittelbar der Grauwackenzone auf.

23. September. Vormittag: Wanderung von Hainfeld über den Schönleitensattel nach Kleinzell.

In Hainfeld stehen wir am Überschiebungsrand der Kalkalpen über die Flyschzone. Wir queren sodann die Frankenfelser und Lunzer Decke bis zum Schubrand der Ötscherdecke (Reisalpen-Teildecke). Die besonders im Pielachtale entwickelte Frankenfelser Decke ist hier auf einem nicht einmal 0,5 km breiten Streifen reduziert und leider an der Straße nicht aufgeschlossen; auch die Lunzer Decke ist sehr stark verschmälert. Aufstieg zum Schönleitensattel meist über südfallenden Hauptdolomit der Lunzer Decke, über den auf der Höhe des Sattels Gosauschichten transgredieren; jenseits des

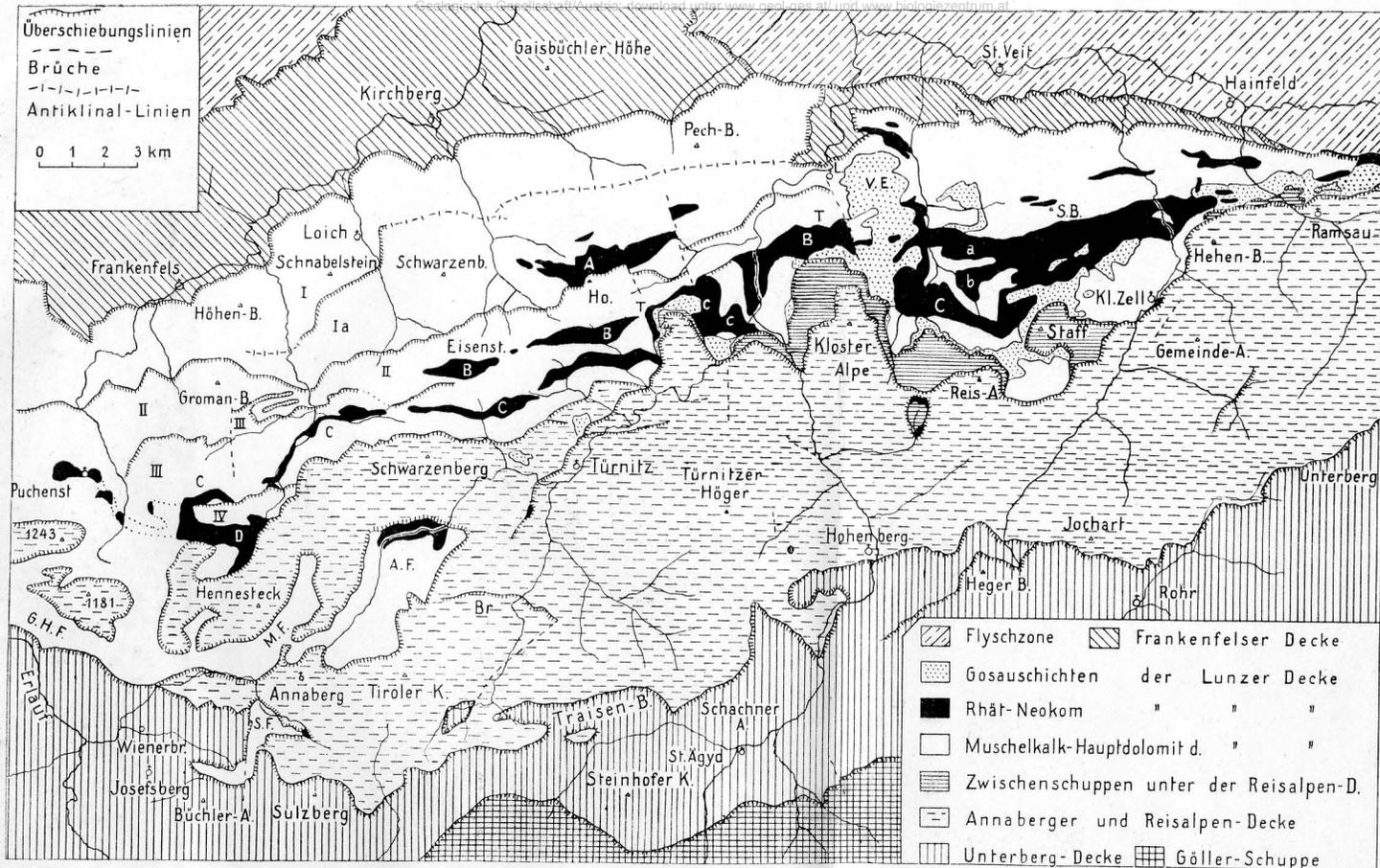


Abb. 1. Tektonische Uebersichtskarte der Traisentaler Kalkalpen.

(Nach E. Spengler, Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 1928, S. 60.—)

Ortsbezeichnungen: *L.* = Lilienfeld, *V. E.* = Vordereben, *Ho.* = Hohenstein, *S. B.* = Sengenebenberg.
 Tektonische Angaben: 1.) Schuppen in der Lunzer Decke: *I* = Loicher Schuppe, *Ia* = Hammermühlschuppe, *II* = Hohensteinschuppe, *III* = Schwarzenbacher Schuppe, *IV* = Fuchsriegelschuppe; 2.) Synklinalen in der Lunzer Decke: *A* = Reitelmulde, *B* = Eisensteinmulde, *C* = Seilerriegel- und Ebenwaldmulde, *a* = Wendelgupfmulde, *b* = Gaisgrabenmulde; 3.) Fenster unter der Annaberger Teildecke der Oetscherdecke: *A. F.* = Annaberger Fenster, *S. F.* = Schmelzfenster, *M. F.* = Mühlfelder Fenster, *G. H. F.* = Gösinger Halbfenster.

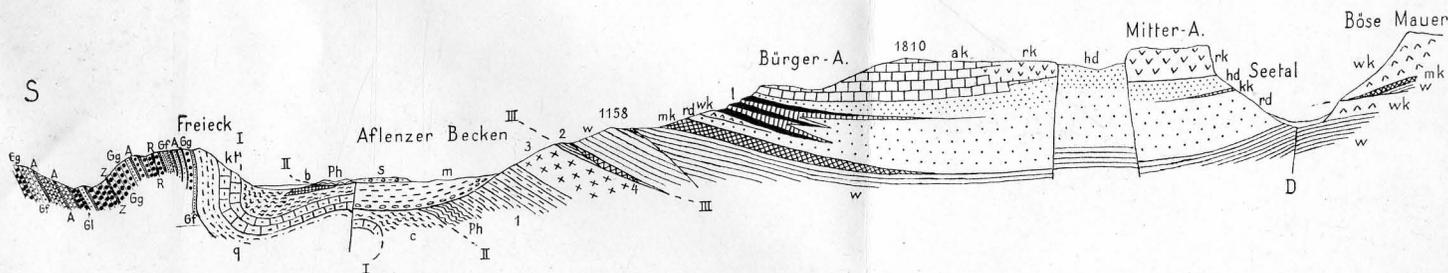


Abb. 4. Profil durch das Aflenz Becken und die Bürgeralpe.

(Nach E. Spengler und J. Stiny, Erläuterungen zu Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“.)

Schichtgruppen: a) Kristallin: *Gg* = Grobschuppige Gneise, *Gf* = feinkörnige Gneise und Biotitschuppengneise, *A* = Amphibolit, *P* = Pegmatitgneis, *Z* = Zerrüttungstreifen; b) Grauwackenzone: *q* = Quarzitgruppe, *kt* = Semmeringtrias, *c* = Karbon, *Ph* = Quarzphyllit, *I* = Grauwackenschiefer, *2* = Silurschiefer, *3* = Blasseneckporphyroid, *4* = Erzführender Kalk; c) Kalkalpen: *w* = Werfener Schiefer, *mk* = Gutensteiner Dolomit, *rd* = Ramsadulomit, *wk* = Wettersteinkalk, *l* = Reingrabener Schiefer mit Kalkzwischenlagen, *hd* = Hauptdolomit, *ak* = Aflenz Kalk, *rk* = Dachsteinriffkalk; d) Aflenz Beckenfüllung: *m* = Miozän, *s* = Terrassenschotter. Tektonische Angaben: *I* = Überschiebung des Karbons auf Semmeringtrias; *II* = Überschiebung der oberen (altpaläozoischen) auf die untere (jungpaläozoische) Grauwackendecke (Norische Linie); *III* = untergeordnete Überschiebung des Silurs auf Blasseneckporphyroid; *D* = Dullwitzbruch.

Sattels tritt unter den Gosauschichten Hierlatzkalk und Hornsteinjura hervor, die in den Hauptdolomit als steilstehende Synklinale eingefaltet sind.

Der sich im Süden steil erhebbende Hehenberg besteht schon aus den flach südwärts einfallenden Muschelkalken der Reisalpendecke, die von Werfener Schiefen unterlagert werden. Wir folgen diesen Schiefen im Streichen bis Salzerbad, wo darunter eine Felstrippe bildende Opponitzer Kalke hervortreten, die einer verkehrten, steil SO fallenden Schichtfolge in der Lunzer Decke angehören.

Nachmittag: Aufstieg von Kleinzell auf die Reisalpe.

Wir durchwandern zunächst die mächtigen, Kohlen führenden Lunzer Sandsteine von Kleinzell und dann, steiler ansteigend, Muschelkalk (Lunzer Decke, invers gelagertes Liegendes der oben erwähnten Opponitzer Kalke). Muschelkalk wird von Hauptdolomit überschoben, der der zwischen Lunzer- und Reisalpendecke eingeschalteten Staffschuppe angehört. Von halber Höhe prächtiger Überblick über die Überschiebungslinie und den Aufbau der Reisalpendecke: Werfener und Lunzer Schichten bilden wiesenbedeckte Terrassen, Muschelkalk und Opponitzer Kalk felsige Steilstufen. Von der Zeisl- bis zur Hinteralpe Gosauschichten der Lunzer Decke, beim Aufstieg von hier bis zum Gipfel der Reisalpe durchschreiten wir das Profil Fig. 2.

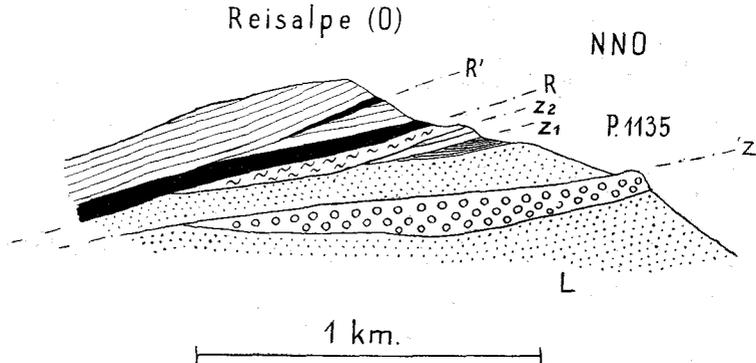


Abb. 2. Profil durch den Reisalpengipfel.

(Nach E. Spengler, Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 1928, S 110.)

L = Lunzer Decke; Z, Z₁, Z₂ = Zwischenschuppen zwischen Lunzer und Reisalpendecke; R = Schubfläche der Reisalpendecke (Teildecke der Oetscherdecke) R' = lokale Schubfläche in der Reisalpendecke. Signaturen wie auf Abb. 3

Die Reisalpe (138 m) ist einer der höchsten Gipfel der niederösterreichischen Kalkoralpen und daher auch einer der schönsten Aussichtspunkte. Wir stehen auf den Muschelkalken der Reisalpendecke und blicken gegen Norden auf die tief unter uns liegenden, vorgosauischen Faltenzüge der Lunzer Decke hinab, die felsbildenden Liaskalke der Synklinale treten schon von ferne deutlich hervor. Über die Falten transgredieren fast flachliegende Gosauschichten, die sich schon von weitem durch die rote Farbe der Äcker verraten. Bei klarem Wetter sehen wir weiter im Norden die Flyschzone, das Jungtertiärland und den südlichen Teil der böhmischen Masse, im Süden die felsigen Schichtköpfe der nächst höheren Decken. (Unterberg- und Schneebergdecke.)

24. September. Vormittag: Abstieg von der Reisalpe nach Lilienfeld.

Wir steigen zunächst längs des felsigen Westabsturzes der Reisalpe über die sich flach südwärts senkende Schichtfläche der Muschelkalke der Reisalpendecke zur Bremsalpe hinab (Werfener Schiefer der Reisalpendecke) und gelangen weiterhin wieder ins Liegende der Reisalpendecke; wir durchwandern

im Ostgehänge der langgestreckten Klosteralpe die hier schlecht aufgeschlossenen, waldbedeckten Zwischenschuppen zwischen Reisalpen- und Lunzerdecke und erreichen schließlich die Gosauschichten der Lunzer Decke, die das mit Äckern und Wiesen bedeckte Plateau der Hintereben zusammensetzen. Wenn es die Zeit erlaubt, wird ein in diesen Gosauschichten angelegter Zementmergelbruch besichtigt, welcher die wenig gestörte Lagerung dieser auffallend bunt gefärbten Mergel erkennen läßt, im Gegensatz zu den intensiv gefalteten und geschuppten Lias-, bis Neokomgesteinen der Lunzer Decke, die bei dem weiteren Abstieg gegen das altehrwürdige Zisterziensertift Lilienfeld gequert werden. (Siehe Profil Fig. 3.)

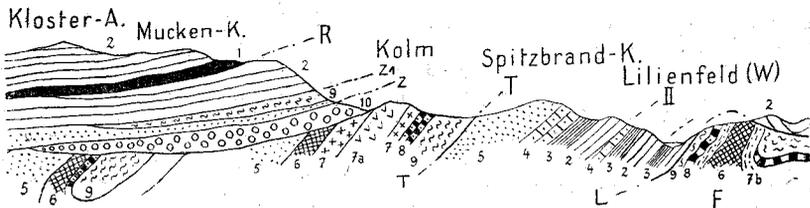


Abb. 3. Profil Klosteralpe—Lilienfeld.

Schichtgruppen: 1 = Werfener Schiefer, 2 = Muschelkalk, 3 = Lunzer Schichten, 4 = Opponitzer Kalk, 5 = Hauptdolomit, 6 = Kössener Schichten, 7 = Hierlatzkalk, 7a = Hornsteinkalke des Lias, 8 = Oberjura, 9 = Aptychenkalke (Tithon und Neokom), 10 = Gosauschichten; Tektonische Angaben: F = Frankenfesler Decke, L = Schubfläche der Lunzer Decke, T = Taverner Überschiebung (innerhalb der Lunzer Decke), Z, Z₁ = Zwischenschuppen zwischen Lunzer und Reisalpendecke, R = Schubfläche der Reisalpendecke.

Nachmittag: Automobilfahrt von Lilienfeld im Traisental über Türnitz, Annaberg und Josefsberg nach Mariazell (56 km).

Wir durchfahren zuerst in umgekehrter Richtung wie am Vormittag an Schrambach (Kohlenbergwerk in den Lunzer Schichten) und Freiland vorbei bis Lehenrotte die Falten der Lunzer Decke. Infolge der tiefen Lage des Traisentales tritt nicht nur die Synklinale des Kolm, sondern auch die südlichere, in Fig. 3 dargestellte Mulde unter der Reisalpendecke hervor. Bei Lehenrotte gelangen wir wieder in die Reisalpendecke, die hier einen weit nach Norden vorspringenden Lappen bildet. Die dünnplattigen Gutensteiner Kalke dieser Decke sind in dem engen Traisental prächtig aufgeschlossen; wo sie verschwinden, öffnet sich die Talweitung von Türnitz. Die Südabhänge dieser Talweitung zeigen typische Ramsandolomit-Landschaft.

Westlich von Türnitz wird die Reisalpendecke durch eine tiefere Teildecke der Ötscherdecke, die Annabergerdecke abgelöst, die vom Hangenden ins Liegende durchfahren wird: Opponitzer Kalk (von transgredierenden Gosabreccien bedeckt, welche die phantastischen Felstürme der Steinbachmauer bilden), Lunzer Schichten, Muschelkalk, Werfener Schichten. Bei Gstettenhof tritt neuerdings die Lunzer Decke in Form eines sehr schön aufgeschlossenen Fensters, des Annaberger Fensters, unter der Annaberger Decke hervor. In der Tiefe des engen Türnitztales ist eine inverse, steil südfallende Schichtfolge der Lunzer Decke aufgeschlossen (Kössener Schichten, Hauptdolomit, Opponitzer Kalk, Lunzer Schichten, Wettersteinkalk), die Höhen werden von den flach liegenden Muschelkalcken des der Annaberger Decke angehörigen Fensterrahmens gebildet. Den besten Überblick über das Fenster genießen wir von dem auf der Wasserscheide zwischen Traisen und Erlauf malerisch gelegenen Wallfahrtsorte Annaberg (969 m).

Bei Annaberg erscheint auch der Ötscher (1892 m), den wir bei der Weiterfahrt bis Mariazell fast ununterbrochen sehen. Er gehört wahrscheinlich einer höheren Teildecke (Unterbergdecke), der Ötscherdecke, an. Der Sock

des Berges besteht aus einer mächtigen Dolomitmasse (Ramsau- und Hauptdolomit), der Gipfel aus flach gelagerten, geschichteten Dachsteinkalken.

Die flachwelligen Formen der Hügel um Wienerbruck sind durch die mächtig entwickelten weichen Werfener Schiefer der Ötscherdecke bedingt, der Sattel von Josefsberg liegt bereits in den Muschelkalken dieser Decke.

Der berühmte Wallfahrtsort Mariazell ist auf der Wasserscheide zwischen Erlauf- und Salzatal gelegen. Diese Talwasserscheide wird nur durch eiszzeitliche Moränen gebildet, welche den Aschbach — wohl ursprünglich Oberlauf der Erlauf — verlegten und ihn zu einem Abfluß gegen SW zwangen.

25. September: Zunächst Autofahrt bis Seewiesen. Wir fahren zunächst vom Sattel von Mariazell in das zur Enns entwässerte Salzatal hinab, biegen aber bereits bei Gußwerk ins Aschbachtal ein, aus dem wir über den Sattel des Seebergs nach Seewiesen in dem bereits dem Müritzgebiet angehörigen Seetale gelangen.

Schon vor Gußwerk treten wir in die — wahrscheinlich eine sehr geringe Schubweite besitzende — Hochschwabdecke ein. Die aus Dachsteinriffkalk bestehende Stirn dieser Decke wird durch die Sauwand gebildet, an deren Nordfuß die von dieser Decke überschobenen Gosauschichten ein weiches Wiesenband bilden, das von den geschichteten Dachsteinkalken der Ötscherdecke unterlagert wird. Merkwürdigerweise hat sich an der Straße gegenüber von Sigmundsberg eine winzige Scholle von Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk zwischen den Dachsteinkalken und den Gosauschichten erhalten, die nur durch einen vorgosauischen Deckenbau an diese Stelle gelangt sein kann. In der Hochschwabdecke ist im nördlichen Teile anisische und ladinische Stufe durch Ramsaudolomit, weiter im Süden durch den massigen Wettersteinkalk des Aflenzer Staritzen und des Hochschwab selbst vertreten. Zwischen Gußwerk und Wegscheid in der karnischen Stufe lokal dünnplattige Kalke (Mürztaler Kalk). Bei Gollrad hebt sich die aus an Eisenerzgängen reichen Werfener Schiefen bestehende Basis der Hochschwabdecke kuppelförmig empor (Kuppel von Gollrad); die Landschaft erinnert in ihren Formen bereits an die Grauwackenzone, nur im Westen erheben sich die aus Wettersteinkalk bestehenden Steilabstürze der Aflenzer Staritzen.

Von dem durch Moränen gebildeten Seebergsattel (1254 m) schöner Tiefblick in das prächtige Trogtal bei Dullwitz.

Die Wanderung von Seewiesen über die Schönleiten (1810 m) und Bürgeralpe nach Aflenz hat in erster Linie den Zweck, den Übergang der Riff-Fazies der Hochschwabgruppe in die Aflenzer Fazies zu zeigen (Fig. 4). Wir steigen aus den Werfener Schiefen des Seetales bei Seewiesen durch die mächtige Dolomitmasse, in der anisische, ladinische und karnische Stufe vertreten ist, bis in die Dachsteinriffkalke der norischen Stufe empor, die das Kalkplateau der Mittelalpe zusammensetzen. Vom Zlakensattel an gehen wir den felsigen Westabsturz des Schönleitenplateaus, eines prächtig erhaltenen Restes der mittelmiozänen Landoberfläche (Raxlandschaft), entlang und beobachten dabei den allmählichen Übergang aus dem hellen, massigen Dachsteinriffkalk in die dunklen, dünnplattigen, Hornstein führenden Aflenzer Kalke. Außerdem genießen wir bei schönem Wetter einen herrlichen Fernblick über die ganze Hochschwabgruppe, die Grauwackenzone und die angrenzenden Teile der Zentralalpen.

Beim Abstiege von der Bürgeralpe gegen Aflenz tritt an Stelle der eiförmigen Dolomitmasse bei Seewiesen eine reich gegliederte Schichtfolge unter den Aflenzer Kalken hervor (Fig. 4), welche besonders durch eine dreimalige stratigraphische Einschaltung von schwarzen Tonschiefern zwischen schwarze Kalke in der karnischen Stufe ausgezeichnet ist.

Beim Pyrer oberhalb Aflenz verlassen wir die Kalkalpen und treten in die Grauwackenzone ein. Von den bei Eisenerz mächtig entwickelten erzführenden Kalken des Silur und Devon sind hier nur tektonisch sehr stark reduzierte Spuren vorhanden. Unter diesen folgt der Blasseneckporphyr. Aflenz selbst liegt in einer beckenförmigen Einsenkung in der Grau-

wackenzone, in welcher sich mittelmiozäne Süßwasserschichten (Braunkohlen, Landpflanzen- und Säugetierreste führende Schiefertone) erhalten haben, die beim Abstiege gegen den Bahnhof Aflenz angetroffen werden. Der Bahnhof selbst liegt in karbonischen Graphitschiefern der Grauwackenzone, im Süden bei Thörl das Stübingtal querenden, steilstehenden Bänderkalken unterlagert, die wahrscheinlich dem Semmeringmesozoikum angehören. Im Liegenden dieser Kalke folgen zunächst Quarzite und dann die Gneise des Zuges der Zeberer Alpe.

Wichtigste Literatur:

E. Spengler: Das Aflenzener Triasgebiet. Jahrb. der geol. St.-Anstalt, Wien 1919 (mit einer geol. Karte 1:50.000). — Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Zeitschr. für Geomorphologie, II. Bd., 1926, mit einer morph.-glazial-geol. Karte der Hochschwabgruppe. — Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. Jahrb. d. geol. B.-Anst. Wien 1928.

Geologische Karten: Geologische Spezialkarten 1:75.000, Blatt „Gaming—Maria-Zell“, mit Erläuterungen von A. Bittner, Wien 1907. Blatt „St. Pölten“, von A. Bittner und O. Abel. Blatt „Eisenerz—Wildalpe und Aflenz“, mit Erläuterungen von E. Spengler und J. Stiny. Wien 1926.

Topographische Karten: Österr. Spezialkartenblätter 1:75.000, St. Pölten, Gaming—Maria-Zell, und Eisenerz—Wildalpe—Aflenz.

Führer zur geologischen Exkursion auf die Rax.

Von Lukas Waagen.

Die tektonische Untersuchung der Ostalpen hat ergeben, daß die großen Kalkstöcke der Rax, des Schneeberges usw. der juvavischen Schubmasse angehören und schon E. Haug hat diese wieder in zwei Decken gegliedert, welche wir nach L. Kober und R. Staub als eine tiefere „Hallstätter Decke“ und eine höhere „Dachsteindecke“ unterscheiden.

Die Frage, auf welche Entfernung hier die Dachsteindecke tatsächlich über die Hallstätter Decke darüber geschoben wurde, läßt sich im Gebiete der Rax dadurch beantworten, daß das schon von Geyer festgestellte Gosauvorkommen am Ausgange des Großen Höllentales als Fenster angesehen werden muß. Auf dieser Gosau liegt sodann, mit Werfener Schichten beginnend, die Triasserie der Dachsteindecke.

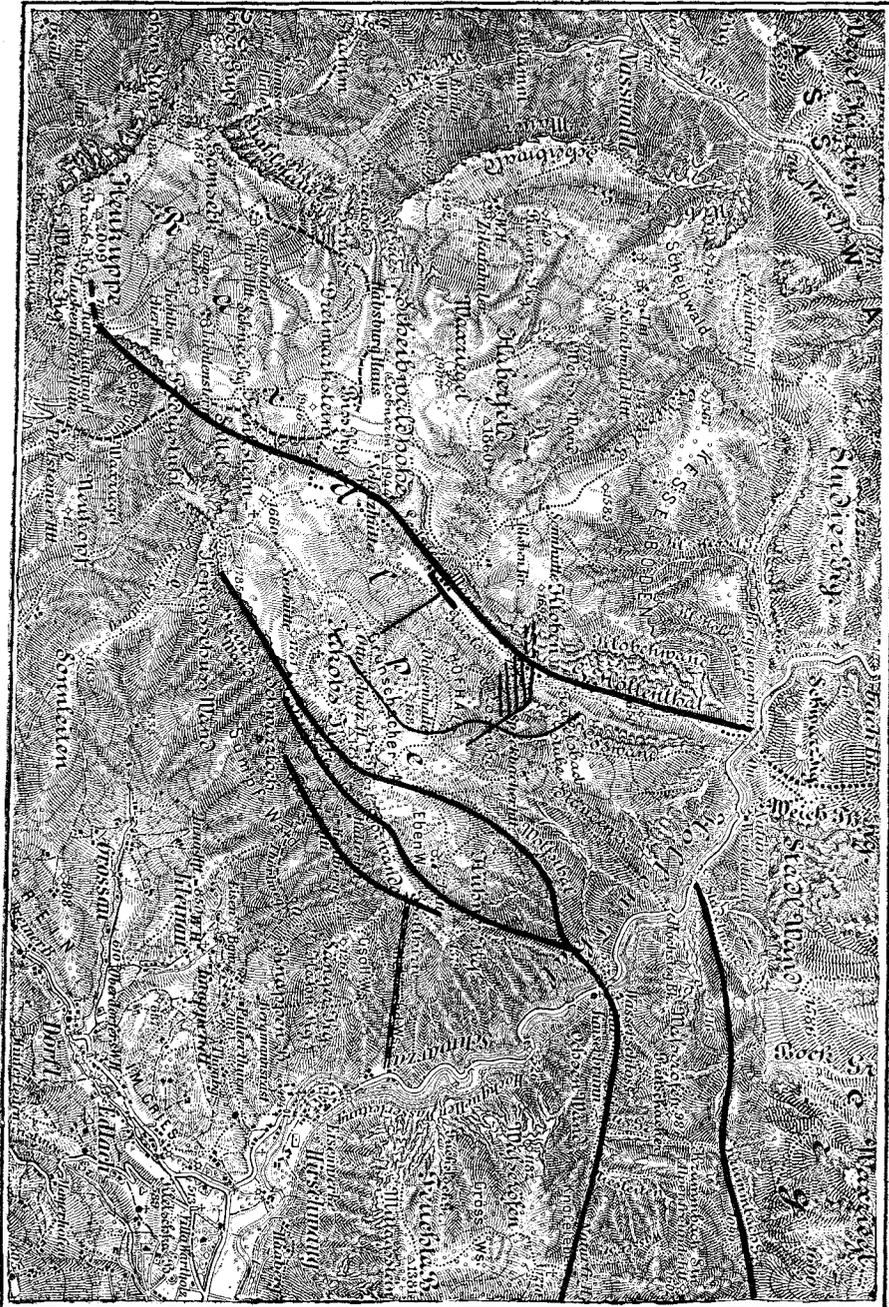
Es ist aber auch bekannt, daß die Detailtektonik dieser Gebirgsstöcke Rax und Schneeberg überdies sehr stark durch Bruch- und Störungslinien beeinflußt wurde. Diese Erkenntnis geht bereits auf E. Sueß zurück, welcher 1864 die „Rohrbacher Störungslinie“ beschrieben hat und eine „Linie von Hirschwang“ vermutete. Geyer hat dann die Fortsetzung der ersteren in das Gebiet der Rax richtig erkannt.

Neuere Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß im Raxgebiete eine weitaus kompliziertere Bruchtektonik vorliegt. Im nördlichen Teile dieses Gebirgsstockes gehen die bezüglichen Studien auf N. Lichtenecker, im südlichen Teile auf L. Waagen zurück.

Die Exkursion wird es den Teilnehmern ermöglichen, den südlichen Teil des Raxgebirges zu besichtigen.

Am wichtigsten unter diesen Brüchen ist der Bruch des Großen Höllentales, welcher die ganze Ostecke der Rax von dem übrigen Gebirgsstocke abschneidet. In den Klobenwänden, den Lechnermauern und der Hohen Lehne sieht man den Absturz des nordwestlichen Raxteiles, also der Scheibwaldhöhe im weitesten Sinne, längs dieser Bruchlinie. Dieser Bruch erfährt eine Stauchung von SW her und an der dadurch bewirkten Krümmung zwischen Lechnermauern und der Hohen Lehne entstand dadurch das große Bergsturzgebiet. Das große Höllental selbst war durch ein Verwerfungsbündel vorgezeichnet, welches das heutige Tal mit einer zerrütteten Masse erfüllt, die sodann durch das Eis des diluvialen Gletschers und die folgenden Schmelzwässer ausgeräumt wurde. Daß dieser breite Taltrog jedoch in der Cöpelwand, Söldnerwand und Gaislochwand sein Ende findet, hat seinen Grund darin, daß diese Wände durch westöstlich verlaufende Staffelbrüche gebildet sind, welche dem breiten Verwerfungsbündel des Taltroges ein Ende setzten. Daher ist dessen weitere Fortsetzung gegen SW. das unvergleichlich schmalere Gaisloch.

Die nächsten, dem vorigen annähernd parallelen Brüchen sind jene, welche durch das Große Wolfstal und das Finstertal morphologisch deutlich in Erscheinung treten und auch im Raxplateau noch durch Reihendolinen gut kenntlich eingezeichnet sind. Die Tiefenlinie, welche den Gsohlboden von Ebenwald trennt, gehört dem Finstertal-Bruche an, während die Reihendolinen am Südfuße des Schweigriegels, der Uvala-Boden unter dem Otthause und des „Thörl“ das Durchstreichen des Bruches vom Großen Wolfstale erkennen lassen. — Undeutlicher ist der Bruch zu erkennen, welcher das Gsohlhorn im Osten und Süden umgrenzt, doch wird auch dieser im



— Hauptbruchlinien. — Bruchlinien zweiter Ordnung. — Bergbahn.

Lehngaben deutlich, wo er die gipstführenden Werfener Schichten der Gsohlwiese und der Heumadwiese trennt und gegeneinander verstellt. — Die drei zuletzt genannten Brüche streichen sämtlich in die Südbabstürze der Rax aus und dort einander parallel durch.

Außer diesen Hauptbruchlinien finden sich in der Ostecke der Rax auch noch eine Anzahl von Brüchen zweiter Ordnung. Die Brüche, welche die Wände am Talschlusse des Großen Höllentales erzeugten, wurden schon genannt. — Von Wichtigkeit ist denn auch eine S-förmig gekrümmte Verwerfung, welche mit der eigentümlichen „Teufelsbadstube“ im Großen Höllentale beginnt, und dann als Fortsetzung in dem Schneeegraben, dem „Lavoir“, dem Lochboden und der Loswiese zu erkennen ist. Das nördliche Ende dieser Verwerfung, die „Teufelsbadstube“, ist wahrscheinlich als Rest eines Gletscher-topfes des von der Säulstett herabkommenden Zungengletschers oder eines von seinen Schmelzwässern ausgeagten Riesentopfes anzusehen. An dieser Verwerfung sowie an einigen anderen untergeordneten hat keine Schollenbewegung stattgefunden, sondern sie erklären sich als die Auslösungswirkungen von Spannungen, die durch die ungleiche Abbiegung der Grünschacherscholle nördlich und südlich der Gaislochwand—Söldnerwand-Brüche entstanden sind.

Längs der Hauptbrüche dagegen haben Bewegungen stattgefunden. Es waren dies drehende Bewegungen, bei welchen eine jede Scholle mit ihrer Südkante ungefähr im Ruhezustande blieb, während der Nordrand nach abwärts bewegt wurde. Auf diese Art entstand eine Schiefstellung jeder einzelnen Scholle, gleichzeitig aber auch eine ungleichseitige Ausbildung der Brüche. Der ruhende Bruchrand wurde durch Pressung verfestigt, der bewegte dagegen zu eine Riesentreppce zertrümmert. Die Ursache der Bruchbildung ist aber darin zu sehen, daß die Dachsteindecke über eine Mulde der Hallstätterdecke hinübergeschoben wurde, über welcher sie einbrach. Nur die nördlichste Scholle, die Scheibenswaldhöhe, dürfte noch in ursprünglicher Lage sein.

Wichtigste Literatur:

Geologische Karten: Geologisches Spezialkartenblatt 1:75.000, Wr.-Neustadt von F. Koßmat und H. Vettors. Wien 1916.

Topographische Karten: Österr. Spez.-Kartenblätter 1:75.000, Schneeberg—St. Ägyd, Müzzuschlag, Wr.-Neustadt, Neunkirchen—Aspang.

G. Geyer: Beiträge zur Geologie der Müzztaler Alpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. d. geol. R.-Anst., XXIX. Bd., 1889.

L. Kober: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. der k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., LXXXVIII. Wien 1912. — Geologie der Landschaft um Wien. Verlag Springer, Wien 1927.

O. Ampferer: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreich. Gosauablagerungen. Denkschr. der k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., XCVI, Wien 1918.

R. Staub: Der Bau der Alpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F., 52. Lief. Bern 1924.

G. Göttinger: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der österr. Kalkhochalpen. Mitteilungen der geogr. Gesellschaft. Wien 1913. — Neue weitere Funde von Augensteinen auf dem östlichen Kalkhochalpenplateau. Verhdlg. der geol. R.-Anst., Wien 1915.

N. Lichtenegger: Die Rax. Geogr. Jahresber. aus Österreich, Band XII, 1922.

L. Waagen: Tektonik und Hydrologie der Südostecke des Raxgebirges. Jahrb. der geol. Bundesanst., LXXVI. Bd., 1926.

N. Lichtenegger: Bemerkungen zu L. Waagen: Tektonik und Hydrologie usw. Verhandlungen der geol. B.-Anst., Wien 1928.

Führer zur geologischen Exkursion nach Neulengbach— Starzing—Kronstein.

Von Gustav Götzing er und Hermann Vett ers.

Die Exkursion soll mit den stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen der Molassezone des Tullnerbeckens unmittelbar am Flyschrande zwischen Großer und Kleiner Tulln bekannt machen.

A. Allgemeine Bemerkungen.

Im Gegensatz zur einförmigen Waldlandschaft der Flyschzone des Wiener Waldes gewährt das nördlich vorgelagerte Molasseland ein bunteres Landschaftsbild mit Siedlungen, Felderkulturen und einzelnen Waldkuppen (Buchberg die auffallendste).

Die Westbahn, welche ab Hütteldorf das Wiental aufwärts durchwegs im Flysch verläuft (vorherrschend Oberkreide-Inoceramentschichten, in den Tunnels bei Rekawinkel mitteleozäner Greifensteiner Sandstein), tritt am Gehänge, vor Anzbach, an die Grenze zwischen Flysch- und Molassezone.

Stratigraphie. Flysch: Am Außenrand des Wiener Waldes Neokom: Sandsteine, zum Teil Arkosesandsteine, Kalksandsteine, bunte Schiefer-tone, Hornsteinkalke, gebänderte kieselige Sandsteine, Aptychen-Mergel (Fossilfunde außerhalb des Gebietes bei St. Andrä-Wördern).

Gegen Süden allmählicher Übergang durch Kalksandsteine und Ruinen-Mergel in der Oberkreide (Inoceramentschichten). Am Kamm südlich von Neulengbach eingefaltete eozäne Greifensteiner Sandsteine.

Molassezone: 1. Hauptmasse Schlier-Mergel, in typischer Ausbildung lichtgraue, blätterige, feinsandige, glimmerige Mergeltonen mit untergeordnet feinkörnigen kalkigen Sandsteinlagen. Fossilien spärlich, am häufigsten Melettaschuppen. Alter der Hauptmasse des Schliers: Unteres Miozän (Burdigalien); die dunklen Partien, bei Hagenau und Starzing kohleführend, dürften älter als der Schlier sein, wahrscheinlich oligozän.

2. Melker Sand: In typischer Ausbildung fein- bis grobkörnige, kaolinische, lockere Quarzsande, von weißer Farbe, übergehend in rostbraun verfärbte Sande und mürbe, tonige Sandsteine. Diese mit den mitteltertiären Linzer und Retzer Sanden identische Gesteinsgruppe, welche sonst am Süd- und Ostabfall der böhmischen Masse große Verbreitung hat, das Aufarbeitungsprodukt des kristallinen Grundgebirges darstellt und dabei vorwiegend als Liegendes des Schliers erscheint, tritt hier ausnahmsweise in die Molassezone, unmittelbar am Flyschrande, in tektonisch stark gestörter Lagerung auf. Aber auch hier läßt der Melker Sand infolge Führung von Granitblöcken, Trümmern sowie Geröllen die gleiche Entstehung erkennen. Übergänge des Melker Sandes in Schlier durch Wechsellagerung wurden nördlich des Buchberges beobachtet.

3. Im Schlier kommen als Einschaltungen Nester von schotterigen Konglomeraten vor, welche im wesentlichen fluviatilen Ursprungs sind und lokale Deltaablagerungen darstellen.

a) Das tiefste davon, ungefähr an der Grenze von Melker Sand und Schlier, ausgezeichnet durch zahlreiche Quarz- und Kristallinblöcke und -Geschiebe, ist das „Ollersbacher“ Konglomerat (Ebersberg, Au bei Neulengbach).

b) Die mächtigste und etwas jüngere Einschaltung: „Buchberg“-Konglomerat (Schloßberg, Buchberg, Höhe nördlich von Starzing) besteht vorwiegend aus Flysch-Schottern (darunter vorherrschend kieselige Kalksand-

steine aus der Zerstörung der Inoceramenschichten), vereinzelt Kalkgeröllen und untergeordnet Granitblöcken.

c) In stratigraphisch noch höheren Lagen, gegen die hangenden Oncophorasande, „Dittersdorfer“ Konglomerat, schon außerhalb des Exkursions-terrains, gleichfalls aus Flyschschottern bestehend, mit etwas mehr alpinen Kalkgeröllen.

Jüngere Ablagerungen haben untergeordnete Verbreitung: Einige pliozäne und diluviale Schotterterrassen, etwas Löß und Lehmdecken.

Tektonik. Im Gegensatz zur flachgewellten Lagerung im eigentlichen Tullner Becken sind die Molasseschichten mit Annäherung an den Flyschrand immer stärker aufgerichtet und stehen ersichtlich unter dem Einfluß der jüngsten Faltungsbewegungen der Alpenzone, die über das Mittelmiozän gedauert haben müssen (Oncophoraschichten noch betroffen). Bei der intensiven Verschuppung mit dem Flyschrand entstanden Flyschaufrühe in der Molasse (von größeren Faltschuppen bis zu schmalen „Gleitbrettern“). Das Auftreten des Melker Sandes und zahlreicher kristalliner Scherlinge verrät, daß diese intensive Verschuppung und Verfaltung zwischen Flysch und Molasse nicht bloß durch Anpressung des Flysches an die Molasse zustande kam, sondern eine teilweise Überführung der Molasse durch den Flysch stattgefunden hat, wobei Partien des Untergrundes, also das ursprünglich Liegende der Molasse mit aufgepreßt und emporgerissen worden sind.

Quer zum generellen Streichen der Molassefalten und -schuppen und der Schuppen des Flyschaußenrandes laufen mehrere tektonische Querstörungen: Querbrüche (Au, Johannesberg, Starzing, Kogl), Querschleppungen und sigmoidale Biegungen (Almersberg).

Morphologie: Die Landschaftsformen sind in der Molasse wesentlich abhängig von der Gesteinsbeschaffenheit. Landschaftlich tritt vor allem das Buchbergkonglomerat hervor wegen der Durchlässigkeit und härteren Beschaffenheit des Gesteins; an ihm können die Details der Tektonik mit den Querstörungen gut beobachtet werden. (Buchberg, ein langgestreckter Rücken, Einzelberge: Ebersberg, Schloßberg von Neulengbach.) Der Kamm des Buchberges erreicht dieselbe Höhe wie die benachbarten Flyschrücken im S. Die Zonen des Schliers und der Melker Sande dagegen verursachen weiche, von der Kultur in Besitz genommene Geländeformen, mit Längssätteln und Talzügen. Die Flyscheinfaltungen innerhalb der Molasse treten wegen ihrer geringen Mächtigkeit landschaftlich nicht besonders in Erscheinung.

B. Wegbeschreibung (skizziert).

Westlich bei Station Neulengbach großer Granitscherling, geologisches Naturdenkmal in der Schuppenzone von Melker Sand, Schlier und Ollersbacher Konglomerat an der Aufschiebung des Flysches auf Schlier. Ebersberg: Buchberg-Konglomerat-Rücken, ebenso Schloßberg von Neulengbach. Granitscherlinge mit kleinem Vorkommen von Ollersbacher Konglomerat bei Au, mit Melker Sand und Schlier verquetscht. Querstörung von Au. Galgenberg—Buchberg: Buchbergkonglomeratrücken. Große Querbeugung bei Almersberg, Umbiegung des Konglomeratzuges und der Schuppenzonen. Buchberg Aussicht: Tullner Becken, Flyschrand des Wiener Waldes. — Querstörung von Johannesberg. Vor Starzing Buchberg-Konglomerataufschluß. Er'aa: Neokom-Flyschschubbretter im Melker Sand, aufgearbeiteter mitteltertiärer Granitwall („Comagenischer“ Rücken). Starzing: kohlenführende dunkle Schlierbone mit Melker Sand, Melker Sandaufschluß nahe dem Bach. Alte Schächte bei Hagenau. Querstörung vom Kogl. Von Kronstein nach Rekawinkel: Querprofil durch Rand der Flyschzone: Neokom bei Kronstein, oberhalb Oberkreide (Inoceramenschichten), vor Rekawinkel eozäner Greifensteiner Sandstein.

Literatur:

Abel: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. geol. R.-A., 1903. — Petrascheck: Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jahrb. geol. R.-A., S. 254—272, 1920. — Vettors: Zur Altersfrage der Braunkohlen von Starzing und Hagenau.

Verh. geol. B.-A., S. 115, 1922. — Vettters: Die Braunkohlenvorkommen von Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. Jahrb. d. B.-A., S. 39, 1923. — Götzing er und Vettters: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, sowie Abbauhäufigkeit vom Untergrund in Gesteinsausbildung und Gebirgsbau. Jahrb. geol. B.-A., 1—38, 1923 (Literaturverzeichnis). — Karten: Stursche Geol. Karte d. Umgebung von Wien, Blatt Baden—Neulengbach, 1:75.000, 1894. — Geol. Karte, 1:28.800, in obiger Arbeit von Götzing er u. Vettters. Jahrb. Geol. B.-A., 1923.

Führer zur geologischen Exkursion auf den Laaerberg, Wienerberg, Eichkogel und nach Baden.

Von Artur Winkler.

Diese Exkursion soll den Teilnehmern einen Überblick über die jüngste Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens vermitteln.

Die Fahrt führt vom I. Wiener Bezirke, welcher im wesentlichen auf einer diluvialen Donauterrasse aufgebaut ist (Stadtterrasse), zunächst auf die höhere Terrasse des Arsenal's (beim Süd- und Ostbahnhofe), welcher nach dem Funde von Hippopotamus Pentlandi ein oberpliozänes Alter zugeschrieben wird. Von hier führt im X. Bezirke ein neuerlicher Anstieg zur Höhe des Laaerberges (256 m). Der Besuch des Laaerberges¹⁾ zeigt den Teilnehmern eine, nach der Auffindung von Elephas planifrons in das Mittelpliozän eingereichte, 100 m über der Donau gelegene Schotterablagerung, den „Laaerberg-schotter“, der eine diskordant über die unterlagernden pontischen Schichten ausgebreitete Terrassenbildung darstellt. Der Schotter besteht aus einer Mischung vorherrschender Quarz-, kristalliner Schiefer- und Granitgeschiebe, mit Flyschgeröllen und kieseligen Geröllen, deren Herkunft in den Kalkalpen zu suchen ist. (Hornsteine, Kieselkalke, Buntsandsteine, Porphyre.) Alpine Kalke sind selten. Ich fand einen verkieselten Diploporenkalk. Unter dem altkristallinen Material sind Granite und Granulite häufiger. Genauere Daten über die Geröllzusammensetzung hat auch schon Schaffer mitgeteilt.

Wie ich vor kurzem nachzuweisen versuchte¹⁾, sind die Laaerberg-schotter als Mischung von Donauschotter mit jenem eines aus der Flyschzone kommenden Lokalflusses anzusehen, wobei die kalkalpinen Komponenten des Schotters, wie schon Hassinger vermutet hatte, aus verschiedenen Gründen (primär und sekundär) nur im geringen Maße im Schotter vertreten sind (Restschotter). Es liegen aber nach dem reichlichen Vorhandensein aller, der Lösung widerstehenden Geröllkomponenten aus dem Einzugsbereiche der Nordalpen keine Anhaltspunkte vor, die Herkunft der Laaerberg-schotter aus dem Flußgebiete der Donau (pliozäner Donaulauf) in Abrede stellen zu wollen.

Die Weiterfahrt führt zu der großen Ziegelei am Wienerberg. Hier sollen den Teilnehmern die pontisch-altpliozänen Schichten des Wiener Beckens in typischer Ausbildung gezeigt werden. In mächtigen Wänden sind hier die Congerenschichten, wie schon Schaffer und andere eingehend beschrieben haben, entblößt. Es handelt sich hier um fossilreiche, ältere pontische Schichten (Siehe Schaffer, loc. cit., S. 142—144), welche Cardien (*C. apertum*, *conjugens*, *caruntinum*), *Congeria subglobosa*, Cypridinen und Cytherinen enthalten. Das Gestein ist ein blaugrauer Tegel (Inzersdorfer Tegel der älteren Literatur), mit Sanden und sandigen Tegellagen wechselnd, welche letztere nach oben zu vorherrschend werden. In den tieferen Partien sind Gerölle von Flyschsandstein eingebakken.

Laaerberg und Wienerberg dachen sich gegen Norden gegen das eigentliche, südliche inneralpine Wiener Becken ab. Hier breitet sich, indem wasserhältige Tegelschichten den Untergrund zusammensetzen, eine fruchtbare Land-

¹⁾ Vergl. hiezu und zum folgenden: Schaffer, Geologie von Wien, Wien 1904, und Winkler, „Über neue Probleme der Tertiärgeologie im inneralpinen Wiener Becken“. Centralbl. f. Min. usw., H. 2—5 (spez. H. 4 u. 5), Abt. B, 1928.

schaft, die sogenannte nasse Ebene aus, während die noch weiter südlich gelegenen Teile des Wiener Beckens (Neustädter Steinfeld), infolge ihrer mächtigen Verschüttung mit durchlässigem Diluvialschotter, ein Trockengebiet darstellen. Die Überhöhung des Laaer Berges und des Wieher Berges über die südlich anschließende Ebene ist auf die in ihrem Bereiche ausgebreiteten pliozänen Terrassenschotter (Aufschüttungen der alten Donau), zurückzuführen, die ihre Unterlage vor der Abtragung geschützt haben.

Wurden an den vorgenannten Aufschlüssen die pliozänen Schichten im Innern des Beckens gezeigt, so soll die weitere Exkursion von Mödling nach Baden die jungen Strandbildungen vom kalkalpinen Gebirgsraum den Teilnehmern vor Augen führen.²⁾ Am Eichkogel, einem geologisch viel studierten Punkte, sind über tortonischen und sarmatischen Strandablagerungen und über fossilführenden, pontischen Schichten (Sande und Tegelsande) Süßwasserkalke gelagert, deren Beziehungen zu den übrigen pontischen Bildungen durch die Untersuchungen von Küpper-Bobies klargestellt erscheinen. Sie werden dem Höchststand des pontischen Sees zuzurechnen sein, welchem meiner Meinung nach auch die ausgedehnten, alten Landflächen an der Nord- und Südseite des Anninger-Massivs zuzuordnen sind. Das besonders hohe Hinaufreichen der pontischen Sedimente am Eichkogel ist meiner Meinung nach im wesentlichen auf die konservierende Wirkung der harten Kalkdecke, die die lockeren darunter liegenden Sedimente vor der Abtragung geschützt hat, zurückzuführen. Die prächtige Brandungsplattform, die sich am Ostgehänge des Anningers vom Eichkogel bis gegen Baden hin verfolgen läßt, ist das Werk einer jungpontischen Rückzugsphase, wobei zum Teil eine Wiederaufdeckung einer älteren, marinen Brandungsplattform stattgefunden haben dürfte. Unter dieser gut erhaltenen Terrasse führt die Weiterfahrt die Teilnehmer durch eine Weingartenlandschaft über Gumpoldskirchen nach Baden.

Wichtigste Literatur:

H. Küpper und C. A. Bobies: Das Tertiär am Ostrande des Anningers. Jahrb. der geol. B.-Anst. Wien 1927. 77. Bd., 1. und 2. Heft.

H. Küpper: Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 138. Bd., 1. u. 2. Heft, 1927.

C. A. Bobies: Das Gaadener Becken. Mitt. d. geol. Gesellsch., Wien 1296. XIX. Bd., Wien 128.

P. St. Richarz: Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. geol. Staatsanstalt, 1921.

F. X. Schaffer: Geologie von Wien, II. Bd., Wien 1906. — Geolog. Geschichte und Bau d. Umgebung Wiens. Wien 1927.

A. Winkler: Neue Probleme der Tertiärgeologie im Inneralpinen Wiener Becken. Centralbl. f. Min., 1928, B. Nr. 2—5.

Geologische Karten: Geologische Karte der Umgebung Wiens, 1:75.000, Wien 1928, ferner in den obigen Arbeiten von Bobies, Küpper, Schaffer (1906).

²⁾ Vergleiche zum folgenden Küpper und Bobies: Das Tertiär am Ostrande des Anningers, Jahrb. d. geol. B.-A. 1927, und den Abschnitt über die Entwicklungsgeschichte des Anningerandes in Winkler: Centralbl. f. Min. usw., 1928, Abt. B. H. 4.

Führer zur geologischen Exkursion in das südliche Wiener Becken (Burgenland), an den Ostfuß des Hochwechsels und in das oststeirische Vulkan- und Tertiärgebiet.

Von Artur Winkler.

In den Stamm der Ostalpen greifen zwei große Senkungsbecken ein und schneiden aus der Zentralzone und der nördlichen Kalkzone breite Segmente aus: das inneralpine Wiener Becken und das ausgedehntere steirische Becken. Eine dreitägige Exkursion soll einen Überblick über die junge Entwicklungsgeschichte beider Becken vermitteln.

Der erste Tag führt in den Südteil des Wiener Beckens, in welchem zuerst die marinen und limnischen Ablagerungen am Ostrande der Kalkalpen, dann jene an der Lücke, die in die kleine ungarische Ebene hinüberführt (Wiener-Neustadt—Ödenburger Pforte), besichtigt werden sollen.

In rascher Fahrt führt der Weg von Wiener-Neustadt über das Steinfeld,¹⁾ einer mit zum Teil sehr mächtigen diluvialen Schottern verhüllten Trockenlandschaft,²⁾ nach Bad Fischau am Gebirge. Wir stehen hier an der bekannten, zuerst von E. Sueß hervorgehobenen „Thermenlinie“, dem scharfen östlichen Abbruch der nördlichen Kalkalpen. In dem Graben zwischen Brunn und Fischau sind sehr schöne Aufschlüsse in Schichten, die der jüngsten, unter stehender Wasserbedeckung entstandenen Beckenverschüttung, angehören. Es sind pontische Deltakonglomerate eines großen Schotterkegels, der von einem alten Piestlinglauf in das Becken hinein vorgebaut wurde. Er lagert, wie die Grabungen beim Bau der Wiener Wasserleitung gezeigt haben, auf sarmatischem Tegel.

Die Fahrt geht nun nach Wöllersdorf,³⁾ einer durch seine großen Leithakalksteinbrüche bekannten Örtlichkeit. Hier tauchen aus der Ummantelung vom pontischen Konglomerat, in begrenzten Partien, mächtigere, tortonische Kalkmassen auf, welche in einer tieferen Lage eine schöne Korallenkalkbank enthalten. Die Hauptmasse des Gesteins ist aber aus normalem Leithakalk (Lithotamienkalke und deren Zerreibsel) zusammengefügt. Die Leithakalke zeigen eine nachträgliche Aufrichtung ihrer Schichten, welche früher als Deltaschichtung gedeutet wurde. Schon Stiny hat aber hervorgehoben, daß sie auf jüngere tektonische Bewegungen zurückzuführen ist.⁴⁾ Der Besuch des großen Steinbruches oberhalb des Bahnhofes Wöllersdorf läßt deutlich erkennen, daß tiefe Erosionsrinnen in die Leithakalke eingreifen, welche mit Schotter und Konglomerat erfüllt sind. Es sind Partien des pontischen Deltas, welche hier in die zur Bildungszeit der Leithakalke bereits gestörte Null-

1) Vergleiche Kie b, Geogr. Jahresber. aus Österreich, 10. Jahrg., 1912.

2) Als Beispiel für die Mächtigkeit diene die Angabe, daß ein Brunnen bei St. Egyden noch bei 56.8 m im Schotter verblieb.

3) Vergl. hiezu und zum folgenden: A. Winkler: Über neue Probleme der Tertiärgeologie usw. Centralbl. f. Min. usw., 1928, Nr. 2—5, Abt. B.

4) Wie ich beobachtete, vollzieht sich an den Aufschlüssen nördlich von Wöllersdorf der Übergang aus den horizontal gelagerten Bänken des Leithakalks in die aufgerichteten, unvermittelt, durch das Hinzutreten eines Bruches, der gut aufgeschlossen ist.

porenkalkscholle eingelagert wurden. Aus etwas weiter südlich gelegenen Aufschlüssen läßt sich schließen, daß die tektonischen Bewegungen zu Beginn der pontischen Schotteraufschüttung noch nicht ganz erloschen waren.

Quer über das Steinfeld hinweg führt die Fahrt an die Ostflanke des Wiener Beckens: über Felixdorf, wo eine 95 m tiefe Bohrung geröllführende, sarmatische Schichten in der Tiefe angetroffen hat, und über Ebenfurth nach Neufeld (Zillingdorf). Hier soll in einem großen Tagbau, Eigentum der Elektrizitätswerke von Wien, ein Blick in die produktive Ausbildung der pontischen Schichten geworfen werden. Das Flöz, welches noch dem tieferen Teil der Schichtfolge (im weiteren Sinne des Wortes) angehört, besteht aus Lignit, welcher Ast- und Wurzelpartien und eigentümliche Holzkohlenlagen erkennen läßt. Sehr nahe dem Flöz und teilweise höher oben sind senkrechte Baumstämme im hangenden Sediment zu beobachten.⁵⁾ Die überlagernden Schichten werden von Tonen und tonigen Sanden gebildet. Eine große Verwerfung, deren Sprunghöhe durch Bohrungen mit 220 m und deren Einfallen mit 70° (gegen Westen) ermittelt wurde, verwirft das Flöz gegen Westen hin. Im abgesunkenen Flügel treten hier im pontischen Sediment Sande vorherrschend auf. An der Dislokation ist es zu einer lokalen Faltung gekommen, die sich auch in einer prächtigen, antiklinalen Zusammenpressung des Flözes äußert. Bei ganz ungestörter Lagerung breitet sich die Decke diluvialen Schotters über die dislozierte pontische Schichtfolge aus.

Ein kurze Fahrt führt zu den Steinbrüchen bei Müllendorf am Saume des Leithagebirges. Das letztere ragte als Insel aus dem jungmediterranen (Torton-) Meer auf. Mehrere übereinander angelegte Steinbrüche geben ein gutes Bild der Lagerungsverhältnisse. Zu tiefst sind es Korallkalke (auch mit Nulliporen), die reichlich Fossilien enthalten und nur wenig umgelagerte Riffbildungen darstellen. Darüber folgen detritogene Kalke mit Nulliporenästchen, die eine starke Umlagerung aufzeigen und die von schön geschichteten Nulliporenbänken überdeckt werden. Sie führen höher oben eine Schichte, die reich an Austern und Korallen ist. Mächtiger, schneeweiße, fein zerriebene Kalke, die gelegentlich durch die Brandung losgerissene Grundgebirgsfragmente enthalten, bilden das Hangende. Infolge des gegen WSW gerichteten, mäßigen, aber konstanten Einfallens, ziehen die jüngeren Lagen gegen Westen hin bis zur Talsohle herab, wo sie in einem Werk technisch ausgebeutet werden.

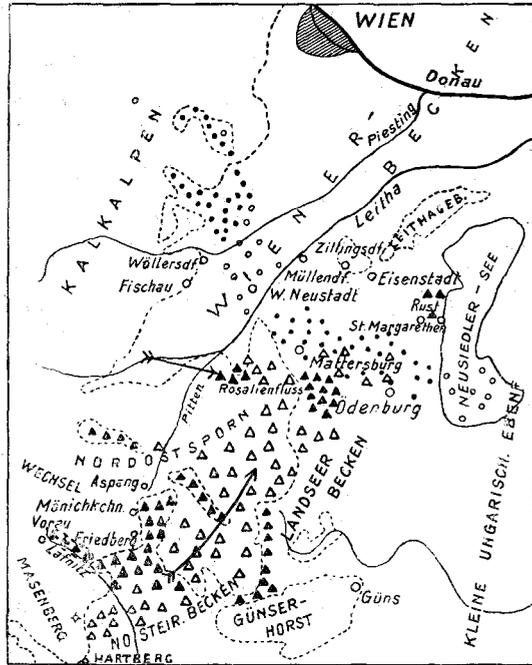
Nun ist Eisenstadt, am Fuße des kristallinen Leithagebirges, auf dessen tertiärer Umhüllung aufgebaut, erreicht. Die Hauptstadt des Burgenlandes mit ihren netten, alten Bauten und Kulturschätzen, inmitten einer schönen Landschaft gelegen, soll den Teilnehmern bei einem kurzen Mittagsaufenthalte vor Augen geführt werden.

Nachmittags führt die Autofahrt über den breiten — nach den häufigen Erdbeben zu schließen — noch in weiterer Senkung begriffenen Alluvialboden des Vulkatals nach St. Margarethen, im Ostteil der Ödenburger Pforte. Hier sind am Kogl (224 m) ganz gewaltige Steinbrüche im Leithakalke angelegt, die seinerzeit viel Baumaterial für Wien geliefert haben. Das Liegende der Leithakalke bildet eine nordöstlich und östlich von St. Margarethen weiter verbreitete Decke groben Flußschotters aus kristallinem Geröllmaterial.⁶⁾ Das Meer ist hier also über eine Schotterlandschaft vorge drungen. In den Steinbrüchen bei St. Margarethen ist eine prachtvolle antiklinale Wölbung auf mehrere hundert Meter Länge entblößt, welche an ihrer Ostflanke von einem 60° Nordwest einfallenden Bruch durchsetzt erscheint. An der Westflanke des Leithakalkgewölbes legen sich diskordant — bereits nach dessen erfolgter Zusammenbiegung — sarmatische Geröllschichten und auflagernde, zum Teil oolithische Lumachellen auf, welche an Cerithien, Modiola usw. enthalten. Als Gerölleinschlüsse sind Quarze, kri-

⁵⁾ Vergleiche hiezu auch F. X. Schaffer, Bau und geologische Geschichte der Umgebung Wiens, Wien 1927.

⁶⁾ Roth v. Telegd hielt den Schotter irrtümlich für jünger.

stallines Material, aufgearbeitete Leithakalke und Mergel, vielleicht bereits altsarmatischen Alters, anzutreffen. Die Aufschlüsse geben einen Hinweis für eine im Sarmat eingetretene Bewegungsphase.



- Grenze zwischen Grundgebirge und Tertiär
- ▲▲▲ mittelmiozäne Schuttkegel (festgestellte Reste)
- △△△ „ „ (abgetragene u. verdeckte Teile)
- Sarmatischer Delta-(Schutt-)kegel (festgestellt)
- „ „ (verdeckte und abgetragene Teile)



Abb. 1.

Wenige Minuten oberhalb des Steinbruchs enthüllt sich ein prächtiger Blick auf den Neusiedlersee, der nach Hassinger einer versenkten Flußschlinge auf der Niederterrasse der Donau seine Entstehung verdankt. Eine alte Landoberfläche (jungpontisch?) bricht hier mit deutlichem Abfall gegen den See ab. Wir stehen hier an der letzten, schwachen alpinen Hebungswelle vor dem tiefen pannonischen Senkungsfelde.

Die Rückfahrt erfolgt nun im raschen Zuge nach Wiener-Neustadt, wobei — falls die Zeit dazu reicht — die bekannten Aufschlüsse beim Bahnhof Wiesen-Sigless im Obersarmat, welches nebst typischen sarmatischen Formen auch Melanopsiden, Liobaikalien usw. enthält, besichtigt werden sollen. Es sind geröllreiche Ablagerungen, die nach meinen Studien einem in der Wiener-Neustadt—Odenburger Pforte weit verbreiteten, mächtigen Deltakegel angehören, der aus den Kalkalpen und der Flyschzone quer über das heutige südliche Wiener Becken über die Odenburger Pforte hinaus ins sar-

matische Meer vorgebaut wurde. Die Bahn führt die Teilnehmer von Wr.-Neustadt nach Aspang.

2. Tag: Wir stehen in Aspang inmitten des Nordostsporns der Zentralalpen, welcher sich als trennende Schwelle zwischen das Wiener und das steirische Becken legt. Eine Autofahrt führt die Teilnehmer in der Frühe auf die wasserscheidende Höhe zwischen den beiden Beckenbereichen, nach Mönichkirchen am Hochwechel (980 m). Inmitten der aus Gneis und Granit bestehenden Landschaft erscheinen einzelne Kuppen und Höhenzüge, aus mächtigem tertiären Blockschutt zusammengefügt (Sinnersdorfer Konglomerate), ohne sich vom Grundgebirge in der Landschaft zu unterscheiden. Die ausgezeichneten Studien Mohrs anlässlich des Bahnbaues Aspang—Friedberg haben den Aufbau und die Zusammensetzung dieser fluviatilen Ablagerungen genauer kennen gelehrt.⁸⁾ Die Schotter enthalten vielfach sehr grobes Geröllmaterial (bis über Kubikmetergröße), welches auf ein starkes Gefälle der zubringenden Gewässer hinweist. Andererseits ist das Material zum Großteil gut gerollt und deutet immerhin auf eine gewisse Transportlänge hin. Die Ablagerungen sind noch stark gestört und ihre Grenzen gegen das Grundgebirge sind vielfach, wie Mohr gezeigt hat, bruchförmige.

Eigene Studien^{8 a)} anlässlich des Bahnbaues Friedberg—Pinkafeld und weiter ausgreifende Begehungen haben mich zur Auffassung geführt, daß die Sinnersdorfer Konglomerate ein mächtiges Basalglied der mittelmiozänen Schichtfolge darstellen. Sie sind nur ein Element aus einer Reihe am östlichen Zentralalpensaum weit verbreiteter Grob- und Blockschotterablagerungen, deren Aufschüttung der Überflutung des jungmediterranen (Torton-)Meeres vorangegangen ist. Diese Sinnersdorfer Konglomerate sind sonach meiner Meinung nach jünger als die bekannten, kohlenführenden Schichten des „Pittener Horizont“ (bzw. als die Eibiswalder Schichten).

Der Nordostsporn der Zentralalpen, der gegenwärtig ein Mittelgebirgsrelief aufweist, lag im Mittelmiozän noch unter einer mehr oder minder zusammenhängenden Schotterdecke begraben. Diese letztere bestand im Nordteil aus einem kalkalpinen Schuttkegel (Rosalienfluß), der an seinem Geröllmaterial noch im Brennergebirge, westlich von Ödenburg, kembar ist, im übrigen war sie aber von einem zentralalpinen Schuttkegel gebildet. Der letztere hat sein Material nicht nur aus dem Bergland des Hochwechels, sondern, wie aus seiner Geröllzusammensetzung hervorgeht, auch aus dem gegenwärtigen nordoststeirischen Becken und dessen Umrahmung (Masenbergmassiv, Vorauberbecken) bezogen.⁹⁾ Es bestand also damals noch eine einheitliche, breite Flußverbindung aus dem nordoststeirischen Becken — über den Nordostsporn der Zentralalpen hinweg — in das Gebiet des Brennerbergs (westlich von Ödenburg) am Südostausgang des Wiener Beckens. In der mächtigen und groben Blockschotter sedimentation dieser Zeitepoche prägen sich jedenfalls gleichzeitige Gebirgsstörungen aus. (Stilles „steirische Phase“.)

Nachher drang das Meer von Nordosten (auch von Südosten?) her vor und hinterließ am Südsaum der Neustadt—Ödenburger Pforte zuerst grobe, fossilreiche marine Schotter, dann aber Schlierablagerungen, im tieferen Teile noch mit Kieseinschaltungen versehen, während weiter im Südwesten, näher der Herkunftsregion der Schuttkegel, schottrig-sandige Flußablagerungen niedergelegt wurden. Diese letzteren entsprechen im wesentlichen dem seinerzeit von Mohr als „Friedberger Schichten“¹⁰⁾ hervorgehobenen

⁸⁾ Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., 1912 (Geologie der Wechselbahn).

^{8a)} Verh. d. geol. B. A., Wien, 1926.

⁹⁾ Daraus erklärt sich auch der zum Teil gute Abrollungszustand des Geröllmaterials am Ostabfall des Hochwechels.

¹⁰⁾ Mit welchen ich allerdings auch den oberen weniger grob ausgebildeten Teil der Sinnersdorfer Konglomeratserie Mohrs vereinigen möchte.

Komplex. Durch den Fund mariner Säugerreste im Hochstraßentunnel, südlich von Friedberg, welche von schlecht erhaltenen marinen Konchylien begleitet waren, ist dargetan, daß die ihrer Struktur nach typisch fluviatilen Bildungen der Friedberger Stufe zeitweise unter marinem Einflusse gestanden sind. Ich halte die hiedurch und durch normale Marinabsätze bei Pinkafeld, südöstlich von Friedberg, angezeigte Meerestransgression für jene der Tortonepoche. Dieser jungmediterranen Verschüttung ist auch die Auskleidung der Bucht von Vorau und vielleicht jene einer Mulde am Grundgebirge des Masenberg, westlich von Grafendorf,¹¹⁾ zuzuzählen.

Die gegenwärtige Verteilung der Ablagerungsreste am Nordostsporn der Zentralalpen ist durch junge tektonische Bewegungen bedingt, die in das oberste Miozän zu stellen sind. Hiefür spricht die starke, bruchförmige Zerstückelung der Friedberger Schichten und des marinen Jungmediterrans von Pinkafeld, die Anteilnahme auch noch des Sarmats an der Brennerantiklinale bei Ödenburg und die steilere Aufrichtung sarmatischer Schichten bei Rohrbach, südwestlich von Friedberg. Zur Annahme eines im wesentlichen vorpliozänen (vorpontischen) Alters der Störungen nötigen das bei Rohrbach feststellbare diskordante Übergreifen flachlagernden Ponts über aufgerichtetes Sarmat, die unabhängige transgressive Lagerung des Ponts in der Umrahmung des Nordostsporns überhaupt und die morphologischen Verhältnisse. Es ist also die ins oberste Miozän zu setzende attische Phase Stilles, welche die letzten großen Störungen am Nordostsporn der Zentralalpen hervorgerufen hat.

In morphologischer Hinsicht läßt sich am „Nordostsporn“ eine wunderbare, als Vorstufe des höheren Wechselmassivs ausgebildete Landoberfläche feststellen, die am Südsaum des Wechsels in Talterrassen auch in das Gebirge eindringt. Sie greift gleichmäßig über Grundgebirge, tertiäre Schotter und jüngere Störungen hinweg, erweist sich also den letzten, maßgebenden tektonischen Bewegungen gegenüber als jünger. Sie ist ins Pont zu stellen. In ihrer Gesamtheit wurde allerdings auch noch diese Landschaft am Nordostsporn der Zentralalpen, gegenüber dem steirischen und dem Wiener Becken, in jungpliozäner Zeit in flacher Aufwölbung emporgehoben.

Die Höhenlage der pontischen Landoberfläche schwankt zwischen 700 und 800 m. Östlich von Mönichkirchen erhebt sich der Höhenrücken des Mühl- und Hartberges (930 m bis 940 m), als ein noch älterer Rücken über dieselbe aus tertiären Schottern zusammengefügt. Er trägt bei Mönichkirchen Reste eines höheren (940 m hohen), jedenfalls älteren Niveaus. (Altpont-Obersarmat?) Bei günstiger Witterung wird sich ein prächtiger Überblick über die am Zentralalpensaum fast einzigartige, pliozäne Vorstufenlandschaft mit den im Südosten darüber aufragenden Bernsteiner Serpentinhöhen (Härtlingen) ergeben. Beim Orte Mönichkirchen und tiefer unten beim Bahnhof kann die Ausbildung der Blockschotter besichtigt werden.

Nachmittags: Von Mönichkirchen führt die Bahnfahrt durch das nordoststeirische Becken, das erst im Sarmat (oder im Verlaufe des Tortons?) dem steirischen Becken eingefächert wurde, und dann über Hartberg in die eigentliche Oststeiermark.¹²⁾ Die Bahn strebt weiter durch das Tal des Safenbaches, durch ein Gebiet, das von pontischen Schichten eingenommen wird, dem Fürstenfelder Becken zu; einer jugendlichen, dem Anscheine nach noch in Weiterbildung begriffenen, tektonischen Depression. Die Entstehung der letzteren hat erst in jungpliozäner Zeit die am Ende des Pontikums und unmittelbar nachher bestandene, ursprünglich gegen Osten und Südosten gerichtete Entwässerung durch die Ausbildung vorherrschend nord-südlicher, zentripetal gegen die Fürstenfelder Senke zu gerichteter Gerinne

¹¹⁾ Deren weitere Verbreitung durch W. Brandl festgestellt wurde. Verh. d. geol. B.-A., Wien 1928.

¹²⁾ Vergl. hiezu und zum folgenden: Geol. Spez.-Karte 1:75.000, Blatt Gleichenberg, samt Erläuterungen von A. Winkler, ferner „Die morph. Entw. d. Steir. Beckens, Mittlg. d. geogr. Ges. Wien, 1926, H. 10—12, und „Die sarmatisch-pont. Schichten usw., Jahrb. d. geol. B.-A., 1927.

völlig umgestaltet, wovon die jungen Schotterablagerungen auf dem wasser-scheidenden Rücken zwischen den gegenwärtigen Tälern Zeugnis ablegen. Die heutige Entwässerung ist also nicht ein Erbe jener, welche sich auf der pontischen Landoberfläche entwickelt hatte. In der charakteristischen Tal-assymetrie (Verteilung von Steilhängen und flachen Gleithängen, nur letztere mit Terrassenschotterbedeckung) prägt sich das gleichsinnige, jugendliche Fort-wirken der Talverlegung in der heutigen Landschaft noch deutlich aus¹³⁾.

Eine Autofahrt führt die Teilnehmer von Fürstenfeld durch ein gleich-förmiges, pontisches Hügelland (meist mittelpontische Sande und Tone auch mit Lignitflözchen) zur Burgfeste Riegersburg (481 m), einer isoliert aus dem Hügelrande steil aufragenden Ruine eines basaltischen Tufftrichters. Die Riegersburg ist eine der nördlichsten Vorposten des Gleichenberger pliozänen basaltischen Eruptivgebietes.¹⁴⁾

Am Ende der pontischen Zeit gelangte auf der zum großen Teil von mächtigeren Flußschottern bedeckten, altpliozenen Landoberfläche der Ost-Steiermark ein basaltischer Vulkanismus zum Ausbruch, der etwa 45 Erup-tionspunkte aufweist. Um ein Zentralgebiet, welches die etwa 8 km lange Basaltdecke des „Hochstradens“, den Stratokegel und die Caldera von „Klöch“, die Basaltspalte von „Risola“ und das Maar- und Tuffneck von „Gleichenberg“ umfaßt, zieht ein mit 25 Ausbruchpunkten be-setzter Bogen, der mit gegen NO gerichteter Konvexität von Oberlimbach (im jugoslawischen Übermurgebiet) über Neuhaus (südliches Burgenland) nach Fehring und Kapfenstein bis Feldbach hinüberführt. Er bildet durch seinen Verlauf ersichtlich eine jungpontische Verbiegungszone ab, an welcher das Sarmat unter das Pont hinabtaucht. Ein zweiter Bogen, dessen Kon-voxität gegen Norden gerichtet ist, scharf sich mit dem ersteren bei Feldbach und führt von dieser Stadt über Riegersburg und Fürstenfeld ins südliche Burgenland hinein. In den beiden Bögen herrschen Aschenaufschüttungen, die in Explosionstrichtern abgelagert wurden, bei weitem vor. An mehreren Stellen ist es zur zeitweiligen Existenz von Maarseen gekommen, deren Böden jetzt längst entleert, dem normalen Landschaftsrelief eingegliedert wurden.

An der Riegersburg, einer durch besondere Regelmäßigkeit der reinen Aschenausbrüche gekennzeichneten Örtlichkeit (keine nennenswerten seitlichen Schlotverlegungen während der Ausbrüche), lassen sich im Tuff immerhin an schönen Diskordanzen, mehrere Eruptionsphasen erkennen. Auch eine durchgreifende, jüngere Tuffspalte ist sichtbar.

Von den einstigen, über der alten Landoberfläche aufgeschütteten vul-kanischen Aschen ist nichts mehr erhalten geblieben; nur die harte Tuff-füllung des Schlotes hat, mit steilen Wänden aus ihrer lockeren, sandig-tonigen Umhüllung herauspräpariert, der Denudation widerstanden: ein prächtiges Bei-spiels für eine Umkehrung des Reliefs. Dies ist auch einer von den zahlreichen Beweisen für die große Bedeutung jugendlicher (postpontischer) Abtragung, die im Sedimenthügelland durchschnittlich auf 250 bis 300 m geschätzt werden kann.

Die Autofahrt führt von Riegersburg über pontisches Gelände ins Raab-tal und, an dem Wasserschloß von Hainfeld vorbei, nach Mühldorf bei Feldbach, welcher Ort am Fuße des größten Basaltausbruchpunktes der peripheren Bögen, dem Steinberge, gelegen ist.

Der Steinberg ist offenbar aus zwei, später miteinander verschmol-zenen Ausbrüchen hervorgegangen. Zuerst wurde durch eine raumschaffende Explosion ein Becken geschaffen, in das Aschentuffe eingelagert wurden. (Ältere Tuffe.) Dann füllte sich dasselbe mit mächtigerem, basaltischem Lava-fluß, der zu einer im großen Steinbruch aufgeschlossenen, an die 50 m hohen Basaltmasse erstarrt ist. Innerhalb der stagnierenden Lavamasse ist es an-scheinend zu magmatischen Differentiationen gekommen, welche sich in

¹³⁾ Vergl. Winkler: Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1926, Abh. Nr. 4.

¹⁴⁾ Vergl. Winkler: Der Vulkanismus im steirischen Becken. Zeitschr. f. Vulkanol., 1927, Bd. XI, Die Eruptiva am Ostrande der Alpen, ebendort, 1914, Bd. I.

der lagenweise verschiedenen, petrographischen Zusammensetzung des Gesteins äußern. Als den zuletzt erstarrten Magmarest möchte ich den von Stiny genau beschriebenen,¹⁵⁾ als Säulenbasalt ausgebildeten Trachydolerit auffassen, der Anzeichen von Eutektstruktur aufweist. Zum Teil liegt ein mächtiger Schlackenhut über dem Basalt.

Ein zweiter Ausbruch hat dann, mehr gegen Süden gerückt, zum Teil ein neues Becken geschaffen, als dessen erste Füllung ich jene Tuffe ansehe, die den Basalt der nördlichen Masse teilweise überdecken. Nahe der Südostecke des Steinberges sind die Reste eines Aschen- und Schlackenkegels sichtbar, welcher den Tuffen aufruht. Die Beobachtungen sprechen dafür, daß die jüngeren Lavaströme (Nephelinbasalte), die das südliche Becken, zum Teil auch auf das nördliche übergreifend, aufgefüllt haben, von hier aus ausgeflossen sind.

Die Weiterfahrt von Mühldorf gegen Fehring führt an der Südseite des Raabtals, an dem Tuffgebiet von Pertlstein vorbei, welches in seinem Innern Ablagerungen eines Kratersees (Sande und Tone) birgt. Die einseitig von Feldbach bis nach St. Gotthardt, nur auf der Südseite der Raab, entwickelten Terrassen geben Zeugnis von einer jungpliozänen-quartären, fortschreitenden, nordgerichteten Verlegung der Talachse des Raabbodens, als deren Ursache ein Fortwirken schwacher, tektonischer Aufwölbungen im Süden des Flusses angesehen werden muß.

Vor Fehring gegen Süden einbiegend, wird bald die Wasserscheide zwischen Mur und Raab, auf der Hofleithen bei Kapfenstein, erreicht. Bei letzterem Orte erhebt sich ein Tuffhügel im pontischen Hügellande, ähnlich wie die Riegersburg ein aus der lockeren Umgürtung herauspräparierter Schlot (Trichter). Es liegen hier Anzeichen für drei Eruptionsphasen vor. Die letzte hat die älteren Tuffe stärker gestört. Ihre an Sedimentschollen reichen Tuffe überlagern die älteren vulkanischen Aufschüttungen mit ausgesprochener Diskordanz. Kapfenstein ist auch durch seinen Reichtum an Tuffeinschlüssen bekannt. Unter den endogenen Einschlüssen sind die Olivinbomben (aus Olivin, Bronzit und Chromdiopsid), die Bronzitfelsstücke und losen Hornblendekristalle hervorzuheben, während ungezählte Granitbrocken, seltene Leithakalke, viele fossilreiche sarmatische und sandig-tonige, pontische Schollen, vor allem aber die zahllosen aus zerstäubten Schotterebenen stammenden jungpontischen Quarzgerölle die exogenen Einschlüsse ausmachen.

3. Tag: Ein Überblick über die Morphologie und Geologie der oststeirischen Landschaft von der durch seine schöne Aussicht bekannten Höhe von Kapfenstein, soll die Exkursion am dritten Tage einleiten. Außer den bereits kurz geschilderten, pliozänen basaltischen Ausbrüchen, die von Kapfenstein aus fast vollzählig zu überblicken sind, liegt vor den Augen der Beschauer das miozäne Trachyt-Andesitmassiv von Gleichenberg und die in südöstlicher Richtung aus dem tertiären Sediment auftauchenden, paläozoischen Höhen des Stadlberges und des Roten Berges an der österr.-jugoslawischen Grenze. In morphologischer Hinsicht verdient die Aufmerksamkeit auf die völlige Unabhängigkeit der gleichmäßigen Hügellandoberfläche vom Schichtenbau und dessen Störungen (nach Art einer Gipfflur im kleinen) gelenkt zu werden. Ein einheitliches Denudationsniveau überzieht die aus altmiozänen-altpliozänen Sedimenten aufgebaute Landschaft, so die Jugendlichkeit der Landformung beweisend! Nur die älteren und jüngeren vulkanischen Massen ragen als Härtlinge aus der gleichartigen mit Kette an Kette sich aneinanderreihenden Hügellandschaft auf.

Die Weiterfahrt führt beim Dorf Kapfenstein an einer Schottergrube vorbei, in der die Ablagerungen eines, in den zeitweise trocken gelegten altpontischen See einmündenden Flusses (Kapfensteinerflusses) aufgeschlossen sind. Dann wird die Sattelhöhe zum Gleichenberger Sulzbachtal erreicht. Hier sind fossilführende Congerientegel des Unterpontikums, entlang der Straße, aufgeschlossen. Unter letzteren tauchen die sarmatischen Schichten hervor,

¹⁵⁾ Verhdlg. der geol. B.-A., Wien 1924.

aus denen, oberhalb von Bayrisch-Kölldorf, Gleichenberg sein Trinkwasser aus einer neu angelegten Wasserleitung bezieht.

Zwischen Bayrisch-Kölldorf und Bad Gleichenberg zieht sich, einem Maulwurfsrücken vergleichbar, ein etwa 2 km langer, nordsüdstreichender Rücken hin, der einem sehr interessanten, der pliozänen Basaltphase angehörigen Eruptionsvorkommnis zugehört. Es ist eine breite Spalteneruption, die unter fortwirkenden vulkanischen Erscheinungen zeitweise einen länglichen Kratersee beherbergt hat. Dessen feinsandig-tonige Sedimente wechseln, wie speziell die Aufschlüsse im Südteil dieses Höhenrückens (Wirberge) zeigen, dreifach mit vulkanischen Tuffen und Explosionsprodukten ab. Unter letzteren sind die gewaltigen, ungeschichteten Trümmerbreccien hervorzuheben, die chaotisch durcheinander gewürfelte Schollen älterer Tuffe, Trachyte und Andesite aus dem tieferen Untergrund, und fossilreiche sarmatische und pontische Schichten (letztere aus dem gegenwärtig bereits abgetragenen Hangenden hereingefördert) enthalten. Die sarmatischen Schichten, welche die Wandungen dieser Eruptionsspalte bilden, sind, fossilführend, bei der alten Ziegelei von Gleichenberg, hart neben den Tuffen, erschlossen.

Ein Abstecher zur Station Trautmannsdorf, an der im Bau befindlichen Gleichenbergbahn, soll, falls die Aufschlußverhältnisse im September dies noch zulassen, einen Einblick in das Fossilreichtum der sarmatischen Schichten gewähren, die hier in Gestalt fossilreicher Sande und sandiger Tegel (mit Cardien, Austern, Tapes, Cerithien, Bullen usw.) auftreten. Die Schichten gehören an die Basis des Obersarmatikums. Die Geländeformen zeigen hier — und in weiter Verbreitung im oststeirischen Vulkangebiet — die große Bedeutung jugendlicher Rutschungen für die Landschaftsformung an,¹⁶⁾ welche auch dem Bahnbau viel zu schaffen machten.

Bad Gleichenberg liegt teils auf sarmatischen Schichten, teils auf den vorerwähnten, jungvulkanischen Basalttuffen, teils auf einer aus dem Sarmat auftauchenden Scholle von Trachyt, einem Ausläufer der Gleichenberger Kogeln. Wie meine Untersuchungen ergeben haben, ist die Ausdehnung der andesitisch-trachytischen Laven unter der jüngeren Sedimentdecke eine sehr ausgedehnte. In den Gleichenberger Kogeln ragen diese älteren Eruptivgesteine nur als Zinne eines versunkenen Vulkangebirges aus der Schwemmlandüberdeckung auf. Der Ausbruch der Trachyte und Andesite ist in das ältere Miozän zu verlegen. Das jungmediterrane (ortonische) Meer hat bereits an dem Eruptivkörper gebrandet; das sarmatische Meer hat ihn größtenteils eingehüllt, der pontische See die weitersinkende Vulkanscholle dann völlig mit seinen Ablagerungen zugedeckt. Erst nachpontische Denudation hat diesen harten Felskern wieder aus seiner Sedimenthülle herausgeschält und inmitten der tiefer abgetragenen, sandig-tonigen Hügellandschaft ein Mittelgebirgsrelief geschaffen.

Der Weg führt von Gleichenberg über das Plateau der Bärnreith — eine mittelsarmatisch angelegte, übersarmatisch zugeschüttete Brandungsplattform — zum Schaufelgraben, woselbst, an der Südostecke des miozänen Eruptivkörpers, quarztrachytische Laven aufgeschlossen sind. Nach ihrer ausgesprochenen Fluidalstruktur und nach den vorhandenen Einschaltungen von Fladenlava muß es sich hier um einen oberflächlichen Ausfluß gehandelt haben. Ich halte ihn für den jüngsten Eruptionsakt, dessen Lava sich an der Flanke des Vulkankörpers den Weg zur Oberfläche gebahnt hat. (Einschlüsse von Andesit im Quarztrachyt.) Zahllose im Gestein auftretende, gründliche kristallreiche Einschlüsse möchte ich für mitgenommene Brocken vom Quarztrachyttuff halten.

Der Weiterweg führt an der Südflanke des Eruptivkörpers über die normalen Trachyte (mit großen Sanidineinsprenglingen) zur Höhe des Mühlsteinbruchs, einer schon von L. von Buch 1819 beschriebenen Stätte. Hier liegen Reste verkieselten, oberpontischen Schotters in 460 bis 470 m

¹⁶⁾ Vergl. hiezu Winkler: „Rutschungen und ihre Bedeutung für die Landwirtschaft“, aufgezeigt an Beispielen aus der Ostmark. Fortschritte der Landwirtschaft, Jahrg. 1927.

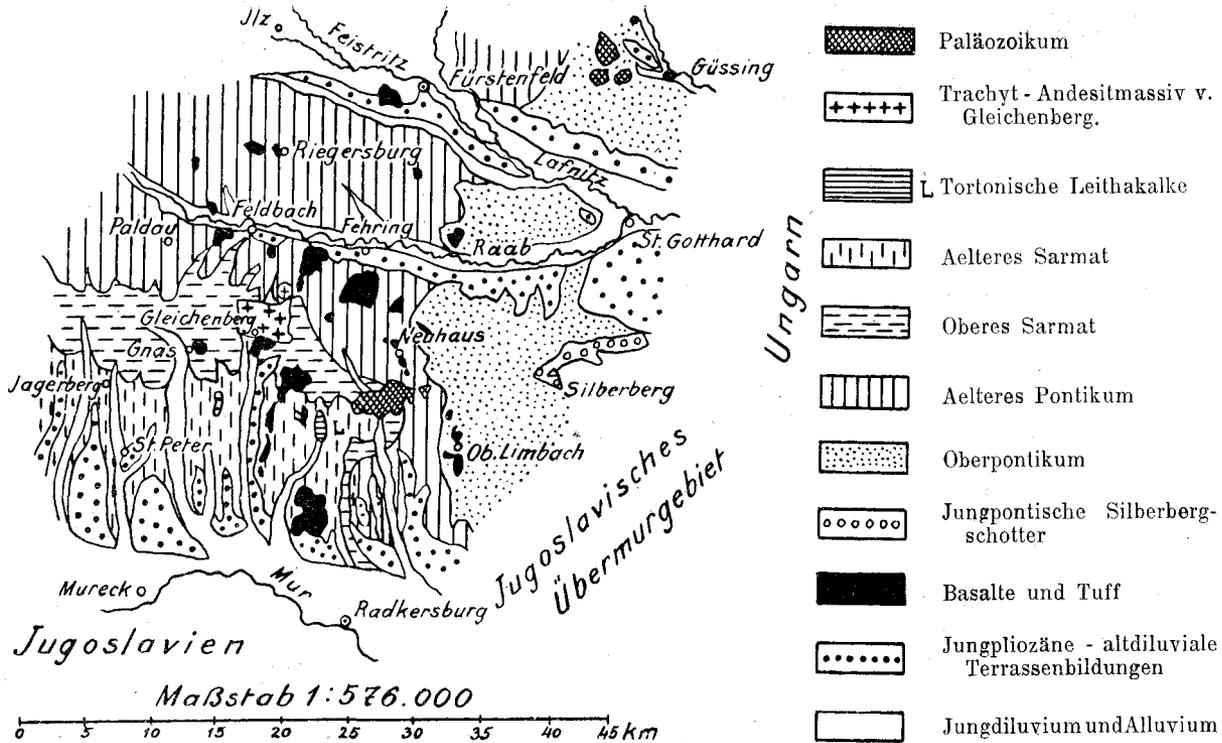


Abb. 2. Übersichtsskizze des oststeirischen Vulkangebietes.

Höhe auf einer Terrasse dem Trachyt auf, Reste der einst vorhandenen Verhüllung des Eruptivkörpers. Sie haben die berühmte, seinerzeit von Unger beschriebene Flora von Gleichenberg geliefert.

Beim Abstieg gegen Südwesten werden die schwarzgrauen Trachyte im Steinbruch Marienberg besichtigt, dann am Weiterwege nach Dorf Gleichenberg, die mit großen Trümmern versehenen Eruptivbreccien (trachytische Blocktuffe) am Südwestfuß des Gleichenberger Kogels angesehen. Diese sanidinreichen (Andreas-Zwillinge!) Explosivprodukte bilden eine Zwischenlage in der Lava.

Num wird die „Klausen“ erreicht, welche das Massiv in seinem Westteil seiner Gänge nach durchschneidet. An ihrem Süden befindet sich ein größerer Steinbruch in Andesitgesteinen, deren Bänke gegen Süden (SSW) einfallen. Das rote und grünliche Gestein zeigt eine Einlagerung einer Eruptivbreccie, die aus zum Teil schlackigen Andesitbrocken zusammengebacken erscheint. Noch höher oben — schon über der Wand des Steinbruchs — ziehen die Trachyte herab. An dieser und zahlreichen anderen Stellen läßt sich die Auflagerung des Trachyts auf den Andesit exakt feststellen. Auf den Lavaerguß, bzw. auf das vielleicht teilweise staukuppenartige Ausbrechen des andesitischen Magmas folgte der Ausfluß mächtiger, trachytischer Lava nach, die sich mantelförmig nach Süden und Südwesten, aber auch — wie die isoliert aus dem Sediment bei Gossendorf aufragende Trachytkuppe zeigt — nach Norden hin ergossen hat.¹⁷⁾ Der Ausbruchpunkt der trachytischen Magmen lag wahrscheinlich an der Nordabdachung des (östlichen) Gleichenberger Kogels.

Der Weg durch die Klausen schließt diese tieferen Andesitmassen auf, die starke Zersetzungserscheinungen und Halbopal-Neubildungen aufzeigen. In dem Seitengraben, der von der Stahlqueile aus der Klausen nach Osten hinaufführt, sind an der Nordflanke der Gleichenberger Kogel dunkelgraue Andesite aufgeschlossen, die bei ausreichender Zeit besichtigt werden sollen. Aus dem interessantesten epigenetischen Durchbruchtal der Klausen bringt eine Autofahrt die Teilnehmer über den aus sarmatischen Schichten bestehenden wasser-scheidenden Sattel ins Raabtal nach Feldbach.

Wichtigste Literatur:

A. Südliches Wiener Becken.

R. Hörnes: Über sarmatisch-miozäne Konchylien aus dem Ödenburger Komitate. Jahrb. d. geol. Reichs-Anst., 1897.

L. Roth v. Telegd: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungar. Krone: Umgebung von Kismarton. Budapest 1905.

H. Hassinger: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks geographische Abhandlungen. VIII/3, Wien 1905.

F. X. Schaffer: Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. II. Teil. Berlin: Verlag von Gebr. Bornträger, 1908. Exk.-Nr. 6.

H. Hassinger: Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Bibliothek geographischer Handbücher. Festband A. Penck, Stuttgart 1918.

W. Petrascheck: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, VII. 2. Die Kohlenlager im inneralpinen Wiener Becken und seiner nördlichen Fortsetzung, dem Gödinger Revier. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb., 73. Band.

G. Roth-Fuchs: Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XIII. Band, 1926.

L. Kober: Geologie der Landschaft um Wien. Verlag Springer, Wien 1927.

F. X. Schaffer: Geol. Gesch. und Bau der Umgebung Wiens. Wien 1927.

¹⁷⁾ Winkler, Zeitschr. f. Vulk., Bd. XI, 1927.

A. Winkler: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit (Fortsetzung). Geologische Rundschau, Band XVII, 1926, Heft 3, S. 202 bis 204. — Über neue Probleme der Tertiärgeologie im inneralpinen Wiener Becken. Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B., 1928, H. 2—5.

Geologische Karten: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Wiener-Neustadt, von F. Kozmat und H. Vetter. Wien 1918 (1:75.000). Geologische Spezialkarte der Länder der ungar. Krone. Umgebung von Eisenstadt (Kismarton), Budapest 1905. (1:75.000.)

Topographische Karten: Österreichische Spezialkarten (1:75.000). Wr.-Neustadt und Eisenstadt.

B. Ostabdachung des Hochwechsels.

A. Aigner: Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. I, 1925, S. 150.

H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (Niederösterreich). Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 1910, Bd. III. — Geologie der Wechselbahn. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., LXXXII. Bd., Wien 1913. — Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., LXXXVIII. Bd., 1912. — Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz: Verlag Leuschner u. Lubensky, Graz, 1919. — Über den vermeintlichen Fund von Karbonpflanzen bei Mariensee im Wechselgebiet (Niederösterreich). Verhdl. d. geol. B.-A., Wien 1922.

J. Sölch: Das Semmeringproblem. Festschrift für Prof. Heiderich. Verlag von L. W. Seidl u. Sohn, Wien 1923.

L. Kober: Die tektonische Stellung des Semmering—Wechselgebietes. Festschrift für F. Becke. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 38. Wien 1925, S. 265.

A. Winkler: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geologische Rundschau, Bd. XVII, 1926, Heft 1, S. 63 bis 65; Heft 4, S. 291 bis 294. — Die geologischen Aufschließungen beim Bau der Bahnlinie Friedberg—Pinkafeld und der geologische Bau des nordoststeirischen Tertiärbeckens (vorläufige Mitteilung). Verhandlungen der geol. Bundesanstalt, Wien 1927, Nr. 4.

Geologische Karten: In Mohr, 1912, 1913.

Topographische Karten: Österreichische Spezialkarte (1:75.000), Blätter Neunkirchen—Aspang und Hartberg—Pinkafeld.

C. Oststeirisches Vulkan- und Tertiärgebiet.

A. Sigmund: Die Basalte der Steiermark. Tschermaks Min.-petr. Mitt., XVI. Bd., Heft 3—4. Wien 1896. — Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tschermaks Min.-petr. Mitt., XXI. Bd., Heft 4, 1902.

J. Stiny: Die Lignite von der Umgebung von Feldbach. Bergbau und Hütte, Heft 10—11. Mai 1918. — Gesteine vom Steinberg bei Feldbach. Verhandlungen d. geol. Bundesanstalt, Wien 1923. S. 132—140. — Die Schlammförderung und Geschiebeführung des Raabflusses. Mitt. d. geogr. Gesellschaft, Wien 1920.

A. Winkler: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. Jahrb. d. geol. Reichs-Anst., 1923, Bd. 63. — Die Eruptiva am Ostrande der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehungen zu tektonischen Vorgängen. Zeitschr. f. Vulkanologie, Berlin, Bd. I, 1914. — Das Abbild der jungen Krustenbewegung im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Berlin 1926, Abh. Heft 4. — Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Gleichenberg (Nr. 5256), Wien 1927. Verlag d. geologischen Bundesanstalt, Wien III., Rasumofskygasse 23. — Der junge Vulkanismus im steirischen Becken. Zeitschrift f. Vulkanologie, Band XIII, Berlin 1927. — Die sarmatischen und pontischen Schichten im Südostteil

des steir. Beckens. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1927, Heft 3—4. —
Über Bodenverhältnisse in der Oststeiermark. Fortschr. d. Landwirtsch., 3. Jahr-
gang, 1928, H. 6.

A. Marchet: Der Chemismus der Eruptivgesteine von Gleichenberg
(Steiermark). Zeitschr. f. Kristallographie, 76. Bd., Heft 3—4, S. 494—495.

Geologische Karten: Geologische Spezialkarte Blatt Gleichenberg
(1:75.000), von A. Winkler. Wien 1927.

Topographische Karten: Österreichische Spezialkarte, Blatt
Gleichenberg und Blatt Fürstenfeld (1:75.000).

Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmisches Grundgebirge im Donautal.

a) Umgebung von Linz.

Von Hermann V. G r a b e r.

Von Vilshofen oberhalb Passau bis Krems durchströmt die Donau den südlichen Rand der moldanubischen Scholle; das Tal ist so nahe am Saume der miozänen Riasküste angelegt, daß an zwei Stellen solche alte Meeresbuchten, die durch das Kap des Nürnberger Forstes getrennten Becken von Eferding und Linz, das Strombett bilden. Der malerische Donaudurchbruch von Ottensheim bis Linz durchsägt dieses Vorgebirge und verbindet die beiden ehemaligen Meeresräume.

Über das nach der Intrusion der Granite zum Kratogen gewordene Moldanubikum ist nach den tektonischen Ereignissen des mittleren Tertiärs (Spätoligozän?), die das System der Störungen (Andorferlinie, herzynischer Donaubruch, Kleinzellerlinie, bayrischer Pfahl) schufen, die Burdigaltransgression hinweggegangen; sie und die vormiozäne Abtragung haben das Land zu der Fastebene des oberösterreichischen Granitplateaus gestaltet, deren innere Struktur und petrographisches Gefüge typische moldanubische Intrusionstektonik aufzeigen.

Die Landschaft um Linz bauen vorwiegend die granitdurchwobenen Körnelgneise, polymetamorphe makrogranoblastische Katamischgneise auf, die stromaufwärts bis über Passau hinaus besonders den Massivrand am rechten Donauufer beherrschen. Das sind die bojischen Gneise G ü m b e l s, die wir als Katakontakt- und Mischfazies der herzynischen Gneise (im Sinne von G ü m b e l) auffassen. An jungen Störungen (im oberen Donautal, im Haselgraben und Rodeltal bei Linz) sind die Körnelgneise stellenweise bis zu Phylloniten ausgewalzt, die neben pfahlschieferartigen Gesteinen und anderen Myloniten charakteristische Quetschzonen bilden.

*

Wir treten vom Linzer Brückenkopf stromaufwärts wandernd in den Durchbruch ein. Der kulissenartige Mauervorsprung des „Urlaubersteins“ (km 1) ist ein schmaler Lagergang von Granit in biotitreichen NW streichendem und steil NO fallendem Körnelgneis mit eckigen Einschlüssen von Schiefergneis. Er bildet die Fortsetzung der mächtigen Gänge von Mauthausner Granit im Steinbruch des linken Ufers (s. u.). Das Gestein ist von Harnischen durchzogen, die mit dem unmittelbaren Talabschnitt der Donau parallel orientiert sind, die Strömungen fallen flach, 15° ONO.

Die verlassenen Steinbrüche an der Straße bestehen aus dunklem Körnelgneis, Almandin-führenden Arteriten und Cordieritgesteinen in gegenseitigem schlierigem Verband mit Granit.

Gleich hinter der Anschlußmauer (bei der Telegraphenstange Nr. 46) sind stichflammenartig Granitgänge in dunklen, biotitreichen Körnelgneis eingedrungen. Fünfzig Schritte weiter (zwischen den Telegraphenstangen 47 und 48) sind in einem kleinen verlassenen Steinbruch granitdurchäderte Körnelgneise mit flachem Einfallen (20 bis 25° SW) aufgeschlossen. Die Wandabstürze bei der Telegraphenstange 56 bestehen aus almandinführendem Kinzigit, der bald lagengneisartige, bald mehr massige (granitähnliche) Struktur besitzt und von Gängen eines biotitarmen grüblischen Granits durchzogen

wird. Bei der Telegraphenstange 62 pegmatitähnlicher Granit als stark zertrümmerte Gangmasse in hornfelsartigem Almandin-, Cordierit-, Sillimanit-Kinzigit, der auch zum Teil nebulitische Einschlüsse bildet. Anschließend ein heller, großkörniger Pegmatitgang mit bis 7 cm großen Orthoklasen, durch Stoffaufnahme aus den Kinzigiten randlich beiderseits auf einen Meter und darüber in einen dunklen, sehr großkörnigen Almandin-Cordieritkarn umgewandelt. Etwa 120 Schritte stromaufwärts (beim Stromkilometer 2139) spitzrundlich gefalteter, wohlgeschieferter, grober Kinzigitgneis, mit einer biotit- und granatarmen Randzone in grobfaserigen und ebenfalls, wenn auch undeutlich gefalteten Mischgneis und schließlich in Granit übergehend.

Zurück bis zur Rollfähre (eine Viertelstunde) und hinüber aufs linke Stromufer. Die Felsen an der Straße bestehen aus den gleichen Körnelgneisen wie am rechten Ufer. Eine ONO streichende glatte Querkluft zeigt schöne 20° nach ONO fallende Rutschstreifen.

Im Steinbruch Hagen instruktiver Aufschluß: Zwei Granitgänge von je 5 und 8 m in steil NW fallendem Körnelgneis, Einschlüsse von arteritischen Gneisen mit Cordierit und Almandin, Nebuliten und „Glimmernüssen“.

Zur Bergbahn und mit dieser auf den Pöstlingberg (Körnelgreis), mit herrlicher Fernsicht auf die Alpen. Beim Abstieg Besuch der miozänen Brandungszone in der Urfahrer Sandgrube mit Taschenbildung und anderen Brandungsphänomenen. Blick auf die miozäne Strandplatte des Römerberges, die Brandungskehle und auf das Kliff des Freinbergs. Gesamtdauer der Fußwanderung 7,5 km ohne Steigungen.)

b) Dornach—Grein—Melk.

Von Alexander Köhler.

Von Linz gegen Osten fließt die Donau nur in jüngeren Ablagerungen. Erst im Strudengau bei Grein hat sie ihr Tal wieder im Grundgebirge tief eingesenkt. Und von Grein bis Melk bieten sich dem Geologen und Petrographen eine Fülle lehrreicher Aufschlüsse.

Das malerische Städtchen Grein, der Ausgangspunkt unserer Exkursion, liegt auf einem grobporphyrtigen Granit (Kristallgranit Gumbels); dieser Typus ist der weitaus herrschende im südöstlichen Teile des südböhmischen Granitbatholithen, wird aber öfter von einem jüngeren feinkörnigen Granit durchbrochen (Mauthausner Typus), dessen Steinbrüche das Pflastermaterial für die Straßen Wiens liefern. In einem solchen Bruch in Dornach (5 km westlich von Grein) ist nebst dem Granit ein kleiner Quarzdioritstock aufgeschlossen. An den Schiefergneiseinschlüssen im Granit lassen sich die mannigfachsten Stadien der Durchtränkung und Durchaderung beobachten. An anderen Stellen sind wieder Einschlüsse von harten, splittig brechenden Hornfelsen oder biotitreichen Kontaktgesteinen häufig. Als jüngste Bildungen durchdringen Pegmatite alle übrigen Gesteine. Auf dem Wege nach Grein (eine Stunde) herrscht grobkörniger Granit mit Apophysen des feinkörnigen Typus.

Nächtigung in Grein. Nächsten Tag früh Abfahrt mit Bahn nach Persenbeug. Die Bahnstrecke führt zunächst durch den Granit, dann durch die einige Kilometer breite Kontaktzone mit Cordierit- und Kinzigitgneisen, Perlgneisen usw., wie wir sie am Vortage bei Linz gesehen haben. In Persenbeug bietet der Felsenklotz, auf dem das Schloß thront, einen instruktiven Aufschluß; an Ganggesteinen gibt es mehrere Kerantite sowie einen mylonitischen Quarz-Glimmer-Syenitporphyr. Helle, aplitische Gneise (Alsbachite H. Limbrocks) durchsetzen den älteren Seyberergneis (stark injizierte Schiefergneise mit Einlagerungen kleiner granatführender Amphibolitlinsen).

Hernach besichtigen wir die künstlichen Aufschlüsse entlang der Bahnstrecke westlich von Persenbeug, die eine große Mannigfaltigkeit an Gesteinen aufweisen, die zum Teil petrographisch noch nicht genau untersucht sind und deren Deutung daher noch problematisch ist. Dies gilt vor allem für die aplitischen Granitgneise, die H. Limbrock als Alsbachite und Malchite

beschrieben hat. Es sind nach anderer Auffassung ältere Lagergänge eines aplitgranitischen Magmas, die mit dem gesamten Gneiskomplex (Seyberergneis wie am Schloßfels) noch mitverfaltet und verschiefert wurden. In diesen wirr verfalteten Gneisen brechen eine große Anzahl von Ganggesteinen durch: Syenitporphyre, dichte, verschieferte Quarzsyenitporphyre, hellere und dunklere Dioritporphyrite — Glimmerdioritporphyrit und Hornblendedioritporphyrit. Unter den zahlreichen Lamprophyren herrschen Pilitkersantite vor; Übergänge zu Minetten oder Hornblende-führenden Typen sind nur mikroskopisch zu erkennen. Von allen Gesteinen können frische Proben gesammelt werden. Hernach zurück nach Persenbeug — 20 Min. — zur Mittagsrast.

Nachmittag Fußmarsch in die Loja (3 km), ein kleines Tal zur Donau, woselbst in einem großen Bruche folgende Gesteine aufgeschlossen sind: Schiefergneise, zum Teil stark pegmatitisch durchtränkt, Granat-Sillimanitgneise, Granatamphibolite, Marmore mit Graphit und Phlogopit, kalksilikatreiche Marmore (Salit, Kalkgranat, selten Wollastonit), sowie an mächtigen Gängen Quarzsyenitporphyre, Dioritporphyrite und Pilitkersantite. Eventuell kann die moderne technische Einrichtung der Brech- und Waschanlage besichtigt werden.

Von hier Weitermarsch entlang der Bahn nach Marbach (3,5 km). Zunächst werden die gleichen Gesteinstypen wie im Lojatale angetroffen, dann wird ein mächtiger Amphibolitzug schräg durchquert; dieser liegt unmittelbar unter der großen Granulitmasse von Erlauf, die bei Granz und Marbach mit ihrem nördlichen Rande über die Donau reicht und in guten Aufschlüssen studiert werden kann. Besonders das Problem der Mischgneisbildung wurde hier von mehreren Seiten diskutiert, insbesondere von H. Limbrock. Von hellen, richtigen „Weißsteinen“ führen alle möglichen Typen bis zu unzweifelhaft erkennbaren Paragneisschollen und -schlieren über. Manche Typen, die anderwärts oft in größerer Verbreitung zu finden sind und durchaus den Eindruck eines einheitlichen Gesteines erwecken, können hier mit großer Wahrscheinlichkeit als hybride Typen erkannt werden. Den besten Einblick gewährt der öfter beschriebene Steinbruch bei Granz. Diese Granulitaufschlüsse finden sich bis Marbach. Ganggesteine schlagen auch hier noch reichlich durch, doch sind Dioritporphyrite und Syenitporphyre fast gänzlich verschwunden, Lamprophyre, in der Hauptmasse wieder Pilitkersantite, herrschen allein. An einer Stelle liegt eine Scholle von Plagioklaseklogit im Granulit.

Von Marbach Bahnfahrt nach Melk. Eventuell können vorher die kaolinisierten Granulite bei Krummnußbaum gegenüber Marbach besichtigt werden.

c) Wachau.

Von Leopold Kölbl.

Von Melk führt die Exkursion durch die an landschaftlichen Schönheiten reiche „Wachau“. Die Gesteine sind auch hier mit Ausnahme des Quarzdiorites von Melk durchwegs kristalline Schiefer der moldanubischen Scholle. Das allgemeine Streichen ist N 30° O; bei Spitz dreht es sich gegen Nord und westlich von Dürnstein ist es allgemein N—S gerichtet. Das Fallen ist in dem ganzen Gebiete nach SO, bzw. nach Osten gerichtet.

Die Stütsfels)en von Melk, die zuerst besichtigt werden, bestehen aus einem Quarzdiorit. Dieses Gestein ist ziemlich zersetzt und durch eine junge Störung stark kataklastisch verändert worden. Diese Störung, der bei Melk der Lauf der Donau folgt, durchschneidet geradlinig den Dunkelsteiner Wald, quert bei Krens die Donau und setzt sich fort in die Diendorfer Störung nördlich der Donau.

Wir übersetzen nun die Donau und fahren mit der Bahn bis Schwallenbach. Längs der Bahnstrecke stehen bis Schwallenbach geaderte Schiefergneise an, zwischen denen Lagen von Amphiboliten auftreten. Die Felsteilen, die am linken Donauufer unter der Ruine Aggstein durchziehen, gehören solchen Amphiboliten an.

Bei der Fußwanderung von Schwallenbach bis Spitz werden zuerst Schiefergneise angetroffen, dann Augitgneise, die in großen Brüchen gewonnen

werden. Diese fleckig grünlichen Gesteine, silikatreiche Marmore, bestehen aus hauptsächlich Kalzit, diopsidischem Augit, Skapolith, etwas Plagioklas, Quarz, gelegentlich auch etwas Orthoklas. Sie werden von Apliten und Pegmatiten durchsetzt und haben häufig Zwischenlagerungen von Amphiboliten. Besonders bemerkenswert sind hier die Zerbrechungserscheinungen, die an den Apliten und Amphiboliten zu beobachten sind. Diese Zwischenlagen sind in eckige Stücke zerbrochen, die aneinander verschoben wurden. Reaktionsräume, besonders aus lichtgrünem Augit und Plagioklas bestehend, sind an den Grenzen der Bruchstücke gegen den Augitgneis häufig zu beobachten. Vollkommen ohne jede Andeutung einer rupturrellen Störung umfließt stetig der Augitgneis die Bruchstücke; all dies läßt erkennen, daß die Kristallisationsvorgänge länger angedauert haben, als die Zerbrechungen.

Im Liegenden der Augitgneise tritt ein Granodioritgneis auf. Mit ihm vergesellschaftet kommen fleckige Amphibolite vor, die „Fleckamphibolite“, die sich ungezwungen als basische Differentiationsprodukte deuten lassen. Die Flecken waren ursprünglich große Individuen von basischem Plagioklas, von denen gelegentlich noch Relikte zu beobachten sind.

Von Spitz bis Dürnstein benützen wir wieder die Bahn. Es sind vornehmlich Schiefergneise, die hier zu beiden Seiten der Donau anstehen, bei Dürnstein selbst der Gföhler Gneis und der unmittelbar an ihn grenzende Seyberer Gneis. Letzterer ist ein sehr stark durchaderter Paragneis, der alle Anzeichen stärkster Durchbewegung erkennen läßt. Die verschiedenartigsten Faltenbilder sind an den Aufschlüssen längs der Straße zu beobachten, in ihm treten abgeschnürte Linsen von Augitgneis und Amphiboliten auf, die von dem schmiegsamen Schiefergneis umflossen werden. Trotz der unregelmäßigen Faltenbilder im Kleinen, zeigt sich im Großen doch ein Drängen der Falten gegen Osten.

Bei Dürnstein selbst werden die zackigen Formen des Schloßfelsens von Gföhlergneis gebildet. Dies ist ein Orthogneis granitischer Zusammensetzung, aber ein echter kristalliner Schiefer und nicht etwa eine schieferig erstarrte Granitintrusion. Mikroklinmikroperthit, etwas Plagioklas, Quarz, kleine Fasern von Biotit, sind die wesentlichen Gemengteile. Pegmatitische Schlieren mit unscharfen Grenzen gegen das Nebengestein sind häufig zu beobachten und geben Zeugnis davon, daß das Magma des Gföhler Gneises reich an fluiden Stoffen war. Beobachtungen im Felde und im Schriff, dann chemische Analysen, führten in neuerer Zeit zur Erkenntnis, daß Teile des Gföhlergneises nicht als reine Orthogesteine aufzufassen sind, sondern daß sie durch Mischung mit Schiefergneisen entstanden sind.

Im Liegenden des Gföhler Gneises werden in dem Steinbruche Olivinfels und Amphibolit beobachtet. Der Olivinfels ist gegen den Gföhlergneis zu in einzelne Schollen aufgelöst, die zum Teil auch von Gföhlergneis eingehüllt werden. Jede dieser Schollen wird von einer starken Hülle von Anthophyllit umgeben. Bei den kleineren Schollen ist ein Kern von Olivinfels nicht mehr zu beobachten. Diese sind entweder ganz in ein Aggregat von Biotit umgewandelt, oder sie enthalten einen Kern von Strahlstein außen und Anthophyllit innen.

Von Dürnstein wird die Fahrt nach Wien angetreten. Bis Krems sind noch die Schiefergneise längs der Donau anstehend zu beobachten, die auch hier zum Teil starke Durchaderung zeigen. Südlich von Krems sieht man die Ausläufer des großen Granulitmassivs des Dunkelsteiner Waldes, von denen einer das Stift Göttweig trägt und dann versinkt das Grundgebirge unter der mächtigen Bedeckung von Tertiär, Löß und jüngeren Schottern des Tullner Beckens.

Literatur:

H. V. Graber: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermanns Geogr. Mitt., 1902. — Der herzynische Donaubruch, I. Verhandl. d. geol. Bundesanst., 1927. — Das Alter der herzynischen Brüche. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, 19/1926.

R. Grengg: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Donautales zwischen Ardagger—Dornach (bei Grein, Niederösterreich). Internationale Zeitschr. für Bohrtechnik, Erdölbau und Geologie, Wien, 1926.

A. Köhler: Bericht über den Fortgang der petrographisch-geologischen Untersuchungen im südwestlichen Waldviertel. Anz. d. Wiener Akad., 1926. — Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Min.-petrogr. Mitt., 39/1928.

H. Limbrock: Der Granulit von Marbach-Granz an der Donau. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 74/1923. — Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein an der Donau. Jahrb. d. geol. Bundesanst., Bd. 75/1924.

L. Kölbl: Die Stellung des Gföhlergneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tschemm. min. petr. Mitt., 38/1925. — Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Verhandl. d. geol. Bundesanst., 1926. — Der Südrand der Böhmisches Masse. Geol. Rundschau, 18/1927.

F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschemm. min. petr. Mitt., 4/1882.

F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold, R. Görgey: Das niederösterreichische Waldviertel. Tschemm. min. petr. Mitt., 32/1913 mit geol. Übersichtskarte.

A. Marchet: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschemm. min. petr. Mitt., 36/1924.

F. E. Sueß: Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1904. — Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Wr. geol. Ges., 1909. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926, mit geol. Karte.

H. Tertsch: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Tschemm. min. petr. Mitt., 34/1917, 35/1922.

F. Reinhold: Pegmatit und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschemm. min. petr. Mitt., 29/1910.

Geologische Karten: Geol. Spez.-Karte von Österreich 1:75.000, Bl. St. Pölten von F. E. Sueß u. O. Abel, Wien, 1907.

Topographische Karten: Österr. Spez.-Karte 1:75.000: Linz, Ybbs, Krems, St. Pölten,

Führer zur geologischen Exkursion (Tagesausflug) auf den Semmering und den Sonnwendstein.

Von Franz Eduard S u e ß und Hans M o h r .

Die Semmeringgegend gehört zu den bedeutsamsten Schlüsselgebieten im alpinen Bau. Ein System mit eigenartiger Faziesfolge mit spärlichem Mesozoikum erscheint hier in der Nachbarschaft des reichgliederten Mesozoikums der Ostalpen. Es unterteuft die Grauwackendecken und die kristallinische Unterlage des ostalpinen Baues und erläutert mit wunderbarer Klarheit die Deckennatur der gesamten östlichen Kalkalpen einschließlich ihrer paläozoischen und kristallinischen Basis.

Das Mesozoikum als einzige fossilführende Formation der im Fenster auftauchenden Semmeringdecken ist maßgebend für deren Eingliederung in die alpine Deckenfolge. Die Schichtfolge mit dem serizitischen Semmeringquarzit an der Basis (Permo-Trias?), darüber Diploporendolomit der Trias, fossilführendes Rhät, Lias und vermutlich dem Jura (Tithon) angehörige Kalke, kennt man seit langem einerseits aus den unterostalpinen (Grisoniden-) Decken der Radstädter Tauern und des Brennergebietes, und andererseits aus der hochtatratischen Fazies der Karpathen. Träger der Semmeringdecken ist nach M o h r ein Grundgebirge bestehend aus Augengneis, bzw. porphyrisch entwickeltem Granit, der in eine Glimmerschieferhülle mit Amphiboliten intrudiert. Vor allem rechnet M o h r auch das südlich anschließende kristallinische Massiv des Wechseis, mit den bemerkenswerten Albitgneisen, zur Unterlage der Semmeringdecken. Im Vergleich zu seiner Überlagerung ist dieses Deckensystem als parautochthon aufzufassen.

Unmittelbar an die mesozoischen Kalkfelsen der Semmeringdecken schließen die Schieferberge der paläozoischen Grauwackenzzone. Sie gehört zu den ostalpinen Decken und bildet auf der ganzen Erstreckung von Landeck bis zum Alpenrande bei Gloggnitz den Träger der Kalkmassen des ostalpinen Mesozoikums. Beide zusammen bilden das mehrfach gegliederte System der ostalpinen Decken oder Tiroliden. Innerhalb der Grauwackenzzone ist die großzügige Deckengliederung der Tiroliden in einer durchgehenden Zweiteilung der paläozoischen Schichtgruppen ausgedrückt. Im Semmeringgebiete enthält die tiefere Decke zunächst pflanzenführendes Karbon der Schatzlarer Stufe, darüber serizitisch-quarzitische Konglomerate und Grauwacken (Silbersberggrauwacken) und Tonschiefer mit reichlichen Grünschiefern und Porphyroiden. Außerdem enthält sie phyllitische Sandsteine, Tonschiefer und Bändermarmore, das ist der Horizont der Magnesite der Grauwackenzzone (auf dem Eichberg—Kobermanns-Rücken größtenteils durch Spatmagnetitstöcke vertreten, welche nach M o h r durch „Elektogenese“ aus dolomitischen Kalksteinen entstanden sind). Die obere Decke besteht im W hauptsächlich aus dem sog. erzführenden Kalk, sie ist im Semmeringgebiete nur spärlich vertreten (Floriani-Kogel N von Potschach), und enthält dort gut erhaltene Radiolarite. Sie dürften silurisch-devonischen Alters sein.

Es ist die obere Grauwackendecke mit dem marinen Altpaläozoikum, welche die mächtigen Kalkmassen der hochalpinen Decken trägt und mit K o b e r d a r f man annehmen, daß die weniger mächtige voralpine Deckengruppe mit dem Landkarbon zu einer Decke verbunden war und von dieser Unterlage abgeschürft und nach Norden zusammengestaut worden ist.

Die Unterlage der hochalpinen Trias über die Grauwackenzone besteht aus einer roten Transgressionsbreccie („Verrukano“), sie liegt auf einem bereits metamorphisierten, variszisch gefalteten Grundgebirge. Diese Erkenntnis von H. Mohr (1922) ist seither durch neue Befunde von E. Spengler wesentlich erhärtet worden.

Die auffallendste Linie im ostalpinen Bau, der Steilabfall der Kalkhochalpen zur Grauwackenzone ist keine Deckengrenze, sondern ein Erosionsrand. Gerade hier, in den klotzigen Massen der Rax und des Schneeberges, erreicht die mesozoische Schichtfolge die vollständigste und mächtigste und am reinsten marine Entwicklung. Sie bekundet damit die größere Landferne ihres Bildungsraumes und ihre Abstammung aus dem fernen Süden jenseits der Zentralalpen. Zwischen der Faziesreihe der Semmeringdecken und der hochostalpinen Decken steht in bezug auf Mächtigkeit und Vollständigkeit der Schichtreihe die Gruppe der voralpinen Decken. Auch sie ist aus dem Süden über die Zentralalpen gefördert worden und hatte ihren ursprünglichen Bildungsraum zwischen den beiden anderen Deckengruppen.

*

Die Bahn führt zunächst entlang der sog. „Thermenlinie“, das ist an dem Abbruch, der in nord-südlicher Richtung das NO-Streichen der Kalkvoralpen durchschneidet. Die Ausfüllung des Beckens mit Tegeln und Sanden des Jungtertiär (II. Mediterranstufe, Sarmatische und Pontische Stufe) wird schon bei Vöslau an der Oberfläche abgelöst durch altquartäre Schotterflächen, deren reichlicher Grundwasserstrom in zahlreichen Quellbächen bei Wiener-Neustadt sichtbar wird. Der karge Boden über dem tief versenkten Grundwasserspiegel des „Steinfeldes“ läßt hauptsächlich nur die Schwarzföhre gedeihen. Bei Neunkirchen tritt unter dem Scheitel dieses Schotterfächers ein älterer (pontischer) Deltakegel hervor. Vor der Station Ternitz durchschneidet die Bahnlinie seine verfestigten Bänke. Inzwischen sind die triadischen Kalk- und Dolomitberge der Kalkvoralpen nach Norden zurückgetreten und vor uns liegen die bewaldeten Schieferberge der so bedeutungsvollen „Grauwackenzone“.

Der im entfernteren Süden sichtbare Rücken des Rosaliengebirges ist die in die Alpen eintretende Fortsetzung der Kleinen Karpathen und des Leithagebirges am Ostrand des inneralpinen Einbruchsbeckens. Auch die auflagernde Semmeringtrias schließt an die hochalpine Entwicklung der Kleinen Karpathen und der Kerngebirge.

Das grüne Gelände, durch das sich die Bahn von hier an bewegt, verdeckt die mannigfaltigen Gesteine der Grauwackenzone. Nördlich des Bahnhofes von Gloggnitz erhebt sich der Silbersberg, fast ganz aus der von ihm benannten Quarzserizitgrauwacke bestehend. Von dem großen Bahnviadukt hinter der Station Payerbach-Reichenau genießt man einen herrlichen Überblick über die Vorberge des Wiener Schneeberges und einen guten Teil der Grauwackenzone. Die in mehrere Schuppen zerlegten triadischen Kalkwände der Gahns oberhalb Payerbach werden vom Werfener Schiefer unterlagert (sanft geböschter Sockel). Sie enthalten einen Zug mylonitisierter Rauchwacken, die einen alten Gips-horizont vertreten. Vor der Station Kùb gegen Nord blickend, gewahrt man in den bewaldeten Hängen nördlich der Schwarza Halden, welche dem von K. A. Redlich bearbeiteten Siderit- und Eisenglimmerschiefer-Bergbau Grillenberg zugehören. Es sind echte Gänge.

Nahe der Station Klamm öffnet sich der Blick auf die Semmeringdecken mit ihren felsigeren Kalk- und Dolomitbergen. Über dem Kessel von Schottwien erhebt sich die Dolomitmasse des Sonnenwendstein-Otterzuges.

Im Wagnergraben westlich der Station Klamm befindet sich der von Toulou entdeckte Fundort von Pflanzenkarbon. Unmittelbar unter dem Klammer Karbon, demnach in dessen stratigraphisch Hangendem, folgen bereits die Semmeringquarzite. Die kühn in den Nordwänden der Adlitzgräben geführte Bahn durchsticht in den Tunnels der Weinzettel- und der Polleruswand die Kalkmassen, welche steil unter das hangende Quarzitband einfallen.

Nach der Übersetzung der „Kalten Rinne“ gewinnt man einen lehrreichen Ausblick auf die Pollerusswand. Man sieht sie von steilen ausgewaschenen NW-Klüften (Blättern) durchsetzt, welche nach Mohr wahrscheinlich als Projektionen der Untergrundtektonik (Schwächeflächen) auf die jüngere Überlagerung zu deuten sind.

Nach dem Gartner Kogel bietet sich ein herrlicher Ausblick gegen Osten. Der tief eingeschnittene Mörtengraben eröffnet einen Antiklinalaufbruch in der Semmeringquarzitgruppe: Man beobachtet Stollenanlagen und Halden, welche die Gipsabbaue verraten.

*

Die Station Semmering liegt ganz in dem Quarzit-Schiefergebirge. Von hier Anstieg auf den Sonnwendstein. (Bequemere wählen den Weg über das Hotel Erzherzog Johann und den Dürr-Biegel.) Der steilere Weg (Führung Mohr) führt zunächst abwärts zum Mörtengraben, quert die Quarzit-Kalkgrenze und trifft an der Straßenbrücke auf dunkle, schwarzblaue Tropimarmore (Lithodendronbänke? Rhät?), Aufstieg durch den Mörtengraben: mächtige Masse des rauchgrauen Diploporendolomits, der eine gegen N offene Synklinale bildet. Vor dem Gipfel überschreiten wir neuerdings die von Bänderkalken gebildete Quarzit-Kalkgrenze.

*

Der prächtige Rundblick vom Gipfel des Sonnwendstein offenbart mit bestimmten Umrissen die großzügige Gliederung des Gebirges. Im Süden liegt das Waldgebirge des Wechsel mit den anschließenden Höhen der Buckligen Welt und des Rosaliengebirges, hier herrschen die breiten flachen Kuppen und Rundberge der zentralalpinen Landschaft. Ihm gegenüber erheben sich steilwandige Felsklötze der Kalkhochalpen, über der Staffel der Gahns die randlich scharf abkanteten, unebenen Hochflächengebiete des Schneeberges und der Rax. Zwischen beiden, am Sonnwendstein, befindet man sich im Gebiete der Semmeringdecken. Zusammen mit den Dolomitbergen der Ottergruppe gehört er zu einer südlichen überstürzten Falte, eingehüllt in den Serizitquarzit der südlich vom Kamme und im Norden bei Mariaschutz am Fuße des Berges entlang zieht. An den Umrissen der hellen Kalkbank, die mit steilen Felsmauern über den Adlitzgraben emporsteigt, kann man klar erkennen, wie das System der Semmeringdecken mit seiner nördlichsten Schuppe unter die bewaldete Grauwackenzone hinabtaucht. Zu diesem Deckensystem gehört das mächtige und vollständige Mesozoikum der den Hintergrund umrahmenden Kalkhochalpen. Mancherlei zum Teil noch ungeklärte Verwickelungen des tektonischen Baues stören nicht den überzeugenden Gesamteindruck, den die großzügige Übereinanderstaffelung von zwei aus verschiedenen Gesteinsreihen gleichen Alters aufgebauten Gebirgen darbietet.

*

Die Teilnehmer kehren von hier zurück zur Semmeringhöhe, um dort zu verweilen oder schließen sich den Teilexkursionen A (Führung Mohr — vorwiegend stratigraphisch-tektonisch) oder B (Führung Himmelbauer — vorwiegend petrographisch) an.

A. Verquerung in das tektonisch Hangende der Semmeringtrias — die Grauwackenzone des Kobermann-Eichbergrückens — und Besuch der Karbonaufschlüsse im Wagnergraben bei Klamm. Rückfahrt von der Station Klamm.

B. Die Teilnehmer begeben sich zurück zur Station Semmering und fahren von dort zur Station Klamm. Von hier aus Querung der Grauwackenzone im Abstiege nach Gloggnitz. Insbesondere Besuch der Magnesitbrüche bei Eichberg und des Forellensteines (Ortho-Riebeckit-Porphyröid). Rückfahrt von Gloggnitz.

Wichtigste Literatur:

- Graf Hermann Keyserling: Der Gloggnitzer Forellenstein. Tschermarks Min.-petr. Mitteilungen, Bd. XXII, S. 109.
- F. T o u l a: Führer für die Exkursionen auf den Semmering. IX. Internationaler Geologenkongreß, Wien 1903.
- E. S u e ß: Antlitz der Erde, Bd. III, 2. Hälfte, S. 176, 184, 189, 195, 220.
- V. U h l i g: Über die Tektonik der Ostalpen. Verhandlungen d. Ges. deutscher Naturforscher und Ärzte, Wien 1909.
- H. M o h r: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mittlg. der geol. Gesellsch., Wien, Bd. 3, 1910. — Versuche einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., 88. Bd. (mit Übersichtskarte). Wien 1912. — Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus „Veitsch“. Tschermarks Min.-petr. Mittlg., 38. Bd. (Becke-Festschr.) — Ist das Wechselfenster ostalpin? Verlag Leuschner u. Lubensky, Graz, 1919. — Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (Niederösterreich). Denkschrift d. Akad. Wien, math.-nat. Kl., 98. Bd., Wien 1922.
- K. A. R e d l i c h: Die Eisensteinbergbaue in der Umgebung von Payerbach—Reichenau. Bergbaue Steiermarks, 8. Bd., Leoben 1907. — Das Karbon des Semmerings und seine Magnesite. Mittlg. der geol. Gesellsch., Wien, VII. Bd., Wien 1914.
- F. H e r i t s c h: Geologie der Steiermark. Verlag Ulrich Moser, Graz 1922.
- L. K o b e r: Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. der Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1912. — Bau und Entstehung der Alpen. Verl. Gebrüder Bornträger, Berlin 1923. — Die tektonische Stellung des Semmeringsystems. Tschermarks Min.-petr. Mittlg., 38. Bd., Wien 1925. (Becke-Festschrift.) — Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1927.
- J. S ö l c h: Das Semmeringproblem.
- Geologische Karte: In H. M o h r, 1910.
- Topographische Karten: Österr. Spezial-Kartenblätter, 1:75 000, Müzzzuschlag und Neunkirchen—Aspang.

Führer zur geologischen Exkursion in das moldanubisch-moravische Grundgebirge.

Von Franz Eduard Sueß, Alfred Himmelbauer und Leo Waldmann.

Die Exkursion soll den Teilnehmern den Gegensatz erläutern zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge am Ostrand der böhmischen Masse. Die moldanubische Scholle gehört zur Zone der Intrusionstektonik, die in der ganzen Erstreckung von Mähren bis zum französischen Zentrplateau dem variszischen Faltenbau im Süden angeschlossen ist. Die reiche Mannigfaltigkeit von Schiefen der Katazone der Metamorphose (Ortho- und Paragneise mit Biotit, Granulite, mannigfaltige Amphibolite, Eklogite, Marmore und Kalksilikatgesteine, Graphitlager, Olivinfelse u. a.) weist auf eine posttektonische Kristallisation bei hoher Temperatur in dem ganzen Gebiete. Im Vereine mit der Struktur der Gesteine und deren Lagerung im Großen führt sie zu dem Schlusse, daß in diesem Gebiete die Intrusion der großen granitischen Batholithen der letzte gestaltende Vorgang gewesen ist.

Die moldanubische Scholle wurde als Ganzes über das moravische Gebirge geschoben, das nun in zwei durch Abtragungsränder umgrenzte Aufwölbungen, das Schwarzawa-Fenster im Norden und das Thayabatholith-Fenster im Süden, zutage tritt. Das moravische Gebirge zeigt mit seiner über einen Granitkern gewölbten Deckenfolge und in der durch eine Streckung der Gesteinskörper bedingten metamorphen Fazies eine volle Analogie zum tieferen alpinen Baue, wie er etwa die penninischen Decken im Tauernfenster kennzeichnet. Ein granitischer Kern, der Thayabatholith im südlichen Fenster, wurde von der großen Überschiebung der moldanubischen Masse überwältigt und in seinen Hangendteilen mit Deformationsverglimmerung verschiefert. Darüber hin breitet sich eine mehrfach verfaltete Schieferhülle mit Staurolith- und Granat-führenden Glimmerschiefen, Garbenschiefen, kristallinischen Kalken, Biotit- und Serzitzphylliten, Chloritschiefen usw. Die höchste und beharrlichste unter den moravischen Decken besteht aus dem Bittescher Gneis, das ist ein zu einem muskovitischen Augengneis verschieferter porphyrischer Granit. Ehemalige Kontaktgesteine wurden bei der Deckenbildung beispielsweise in feinkörnige sogenannte Fugnitzer Kalksilikat-Schiefer umgewandelt.

Der den moravischen Kuppeln zunächst auflagernde Anteil der moldanubischen Gneise ist durch die Bewegung zu granatreichen Glimmerschiefen umgebildet worden und bildet nun die moldanubische Glimmerschieferzone. Die zahlreichen Einlagerungen von krist. Kalk usw. haben gleichzeitig entsprechende Umwandlungen erfahren.

Die Wanderung am ersten Exkursionstage quert ein Profil durch den stark verschmälerten südlichen Ausläufer der Thayakuppel von dem granitischen Kerne bei Eggenburg, durch die zu verfalteten Decken umgeformte Schieferhülle bis in die moldanubische Auflagerung bei Gars. Am zweiten Tage sollen die Teilnehmer einige bezeichnende Typen der moldanubischen Gesteine und deren Lagerungsverhältnisse kennen lernen.

1. Tag (23. September): Fahrt von Wien nach Eggenburg. In der Nähe des Bahnhofes, unter der Bahnbrücke Granit des Thayabatholithen; mittelkörnig, hellfarbig, mit weißen oder blaßbrötlichen Orthoklasen und blaßgrünlichen Plagioklasen, Biotit.

(Unmittelbar beim Bahnhofe auf der unebenen Granitoberfläche schönes Profil durch faziesreiches Burdigal; auf Tegel folgen Muschelsande und Mytilusbänke der Gauderndorfer Schichten, darüber Sande und mürbe Sandsteine der Eggenburger Schichten mit Pectines, Echiniden, Balanen u. a.)

Auf dem Wege nach Kühnring verwandeln sich die Granite mit zunehmender Verschieferung in zerdrückte Adergneise. Angeschlossene geaderte Schiefergneise sind mit dem Granit konkordant verschieferte Reste des Kontaktmantels. Daneben Kalksilikatfelse, die in der gleichartigen Brünner Intrusivmasse auftreten; sie sind hier teilweise zu einer den Fugnitzer Kalksilikatfelsen ähnlichen Fazies verschiefert.

(Beim sogenannten Judenfriedhof an der Straße Bank mit sehr großen Austern; *O. crassissima*, *O. gingensis*.)

Am Wege nach Reinprechtspölla moravische Phyllite, ziemlich einförmige, feinschuppige Biotitphyllite mit gelegentlichen Einlagerungen von Porphyroiden. Vor dem Orte wieder verschieferte Granitstreifen eingefaltet in Phyllite, und jenseits von Harmansdorf die bemerkenswerten Tonalitgneise, der südlichen moravischen Zone, hochgradig verschieferte Massengesteine mit Oligoklas, Biotit, Hornblende und Epidot der Floitit-Serie nach Becke. — Innige Verfallung bewirkt ein neuerliches Auftauchen der Phyllite, Porphyroide und Tonalitgneise auf dem Wege gegen Buttendorf. Bei Kotzendorf erscheinen die kennzeichnenden moravischen Kalksteine (grau, kristallin, mit Quarz, Glimmer und Albit, spärlich Hornblende, aber ohne eigentliche Kalksilikatminerale); wegen der Verbandverhältnisse weiter im Norden sind sie mit größter Wahrscheinlichkeit nach zum Devon zu stellen. Der anderwärts ihren angeschlossenen Fugnitzer Kalksilikatschiefer ist in diesem Profile an der Straße nicht sichtbar.

Oberhalb Kotzendorf quert man die Zone des Bittescher Gneises, das ist die höchste unter den Decken des moravischen Systems; mit wunderbarer Gleichförmigkeit umhüllt sie den tieferen Kuppelbau in seiner ganzen Erstreckung bis zu seinem Eintauchen unter die moldanubische Umhüllung im Tunnel von Swojanow am Nordende der Schwarzawa-Kuppe. Ähnliche Gesteine erscheinen wieder als Kepernik-Gneise im silesischen Bau. Die Zone ist hier stark verschmälert, zeigt aber doch alle bezeichnenden Abarten dieses biastomylonitisch verschieferten, porphyrischen Granites. Zerdrückte Feldspatlagen (meist Orthoklas, seltener Plagioklas) und streifig verschleifte, und zerstoßene Biotiti sind protogene Reste. Derselbe Serizit überkleidet besonders die knötigen Schieferungsflächen. Typomorphe Täfelchen von Muskowit, scheinbar posttektonischer Entstehung, wurden, wie man annehmen darf, aus Restlösungen beim Stillstande der Bewegung ausgeschieden. Zum Haupttypus gesellen sich feingebänderte Abarten und zerdrückte Pegmatite.

Die einzelnen Gesteinsbänke sind durch verschieferte Gleitflächen voneinander geschieden. Man beachte die durchgreifende Harmonie, mit der die Umformung im Kleinen der Großtektonik angepaßt ist. Die Zerdrückung der Feldspatkörner, die Schieferung und die Banking sind Teilbewegungen korrelat, der Umknutung des massigen Gesteinskörpers zur gestreckten und verschieferten Decke. Eine das ganze Gestein beherrschende lineare Streckung verdankt ihre Entstehung einer jüngeren erneuerten Streckwirkung, der den bereits eingestauten Faltenbau in seiner Gesamtheit ergriffen hat.

Über dem Bittescher Gneis gelangt man bereits in die Zone der Granatglimmerschiefer, das ist die verschieferte Basiszone der aufgeschobenen moldanubischen Scholle. Sie ist hier größtenteils durch Lehm und tertiäre Schotter verhüllt und bei Gars im Kamptale befindet man sich bereits in typischen moldanubischen Paragneisen und Amphiboliten, die dem Ostflügel des breiten Zuges moldanubischer Sedimentgneise angehören. Abends Bahnfahrt von Gars nach Horn; dort Nachtquartier.

2. Tag (24. September): Bei der Gesamtheit der moldanubischen Gesteine beachte man den Mineralbestand der Katazone, die im großen Ganzen intakte posttektonische Kristallisation und mannigfache Durchäderung. Auch diese Gesteine sind durch wechselvolle Geschehnisse, zum Teil unter

Ausbildung von Kafamyloniten und mit nachträglich erneuerter Kristallisation in den gegenwärtigen Zustand übergeführt worden.

Am Galgenberg östlich der Stadt Horn stehen Orthogneise an, in denen Paragneise, teils noch als Fremdkörper deutlich unterscheidbar, zum Teile aber stofflich vermischt, enthalten sind.

Weiter gegen Süden sind in Taffatale stark durchbewegte Mischgneise aufgeschlossen, dann Kalksilikatgneise (Augitgneise, analysiert von Görgey) und Amphibolite. Alle diese Gesteine gehören dem Ost—West streichenden Nordflügel der von F. Becke als Seyberer Gneise bezeichneten Zone an, die unter die Hauptmasse der südlich des Kampflusses gelegenen Orthogneises fallen. In dem tiefeingeschnittenen Kampitale selbst sind zunächst die (körnig-streifigen) Amphibolite in mächtigen Felspartien aufgeschlossen, weiters folgen im Hangenden — die Gesteinszüge streichen schief über den Kamp — eine schmalere Zone von Granitgneis, Pyropserpentin und eine flach muldenförmige größere Partie von Granulit, die auf dem Plateau südlich des Kamps bei Wanzenau in einem Steinbruch gut aufgeschlossen ist (analysiert von Görgey). Auf dem Wege gegen Rosenberg in das Liegende werden auf dem Plateau die Orthogneise und schließlich die Paragneise nochmals gequert.

Mittagessen in dem Burggartenhofe, eventuell kurze Besichtigung der Burg, die zu den schönsten Burgen Niederösterreichs gehört (großer Turnierhof). Auf dem Abstiege in das Kampthal nochmals gute Aufschlüsse in den Paragneisen und Amphiboliten, mit starker Durchaderung von Apliten und Pegmatiten. Abfahrt abends von Rosenberg nach Wien.

Literatur:

Becke F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 4, Nr. 1, 1882.

Becke F., Himmelbauer A., Reinhold F., Görgey R.: Das niederösterreichische Waldviertel. Tscherm. min.-petr. Mitt., Bd. 32, 1914.

Kölbl L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterr. Waldviertel. Jahrbuch d. geol. Bundesanst., Wien 1922, S. 81. Der Südrand der Böhmisches Masse, Geol. Rundschau, 18, 1927.

Marchet A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterr. Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 36, 1924, S. 169.

Preclik K.: Geol. Rundschau, Bd. 17/1928.

Sueß F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. d. Math.-Nat. Kl. d. Wissensch. Wien, Bd. 78, 1912, S. 541. — Ders.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin: Bornträger, 1926.

Waldmann L.: Das Südende der Thayakuppel. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1922, S. 183. — Ders.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südl. d. Bahnlinie Eggenburg—Siegmundsherberg. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., Wien, 1924, Nr. 5. — Ders.: Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg—Pernegg—Theras. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-Nat. Kl., 1925, Nr. 1, S. 2.

Geologische Karten: In Becke-Himmelbauer-Reinhold, 1914. — — Sueß: 1912, 1926.

Topographische Karten: Österr. Spez.-Karte: 1:75.000: Bl.: Horn.

Führer zur geologischen Exkursion in die Südtiroler Dolomiten.

Von Maria M. Ogilvie-Gordon.

Der Nordhang des Langkofels.

Das als Ausgangspunkt der Exkursionen gewählte Dorf St. Christina liegt in einer Höhe von 1427 m im Grödental (Val Gardena). Die Eisenbahnlinie setzt sich talauf nach SO noch bis zur Ortschaft Plan (1620 m) am Fuß des Grödner Jochs weiter fort. Das Tal ist hier in die ältere Trias und auf eine kurze Strecke in den permischen Bellerophonkalk eingeschnitten.

Ein bewaldetes und begrüntes Hügelland erhebt sich südlich des Tals gegen die hohe Dolomitwand des Langkofels zu. Dasselbe vertritt den Südflügel der Grödner Antikline und besteht aus Werfener Schichten, unteren, alpinen Muschelkalk, Mendola-Dolomit und Buchensteiner Kalk, in welche mehrere Lagergänge eingeschaltet sind und in den höheren Lagen mit dunklen Tuffen, Tuffkalkkonglomeraten und Mandelsteinlaven wechsellagern.

Die ganze Schichtenmasse zeigt Faltungen in WNW—OSO-Richtung. Zwei auffallende Kniebiegungen treten hervor, die von Längsbrüchen zerschnitten sind.

Am Westhang des Hügellandes stehen diese Brüche vertikal und verlaufen W—O. Gegen O zu ändern sich ihre Ausstriche in NW—SO-Richtung. Zugleich nehmen die Brüche eine steile Neigung gegen SW an, während die Schichten der Südschollen im allgemeinen nach N und NO gedrängt und überschoben sind. Diese ungleichmäßigen Schleppungszonen weisen auf spätere Deformation der ursprünglichen Falten hin.

Der südlichste Teil dieses Hügellandes wird vom hervorragenden Felsrücken des Ciamp da Pinoi (2263) gebildet, der aus Mandelsteinlava besteht. Am Südhang folgen konkordant darauf die Wengener Schiefer mit *Daoneilla lomelli*, und darauf an einer Stelle die Cassianer Mergel. Das Vorkommen dieser Schichten ist gleich südlich von den Mendola-Dolomit-Felsen des Piz de Sella (2248 m) abgeschnitten. Letztere sind nach S auf die Wengener und Cassianer Schichten überschoben. Das Hangende des Mendola-Dolomits sind zum Teil Buchensteiner Tuffe und Kalke, zum Teil Andesitlava, der von Wengener Schichten überlagert wird.

Zwischen Piz de Sella und Ciamp da Pinoi entspringt der Ampezzanbach, der nach W durch einen tiefen Kessel („Lampicaner Kessel“) verläuft, dann nach N umbiegt und in den Grödenbach mündet.

Der Lampicaner Kessel fällt also mit dem Faziestübergang zusammen, indem er zwischen der Eruptivfazies des Ciamp da Pinoi und der Dolomitfazies des Langkofels liegt. Der Kessel ist gänzlich verschüttet. Das anstehende Gestein im S ist erst am Fuß der Langkofel Steilwand und in einzelnen Felsrunsen gleich daneben sichtbar.

Letztere bestehen aus Mendola-Dolomit, der nach oben von einem steil S-geneigten Bruch getroffen wird. Im östlichen Teil der Steilwand stehen entweder stark gefalteter, dunkler Dolomitschiefer und bituminöse Schiefer der nächstjüngeren Schichten oder typischer „Schlern-Dolomit“ südlich des Bruches an.

Diese Störung ist nach W unterbrochen.

Im allertiefsten Teil der Steinwand zeigen sich aber an zwei Stellen gute Aufschlüsse von südlich geneigten Schubflächen. Das vollkommenste Profil gewinnt man an der zweiten Stelle.

Der Mendola-Dolomit ist unterhalb der Schubflächen ganz mylonitisiert und bildet eine steile Kniebiegung gegen N. Darüber sind stark gefaltete, überschobene Werfener Schichten und darauf eine Reihenfolge von unterem alpinen Muschelkalk, dann von gebanktem Dolomit, Breccienkalk, bituminösem Kalk und Kalkschiefer des oberen alpinen Muschelkalkes. Diese Reihenfolge ist von zwei wenig geneigten, unbedeutenden Schubflächen zerschnitten. Darüber folgt eine dünne Entwicklung von knolligem Dolomit mit Einlagerungen und Flecken von „Pietra verde“ des Buchensteiner Alters, durch welche eine sehr flache, wellige Schubebene verläuft. Der Ausschnitt der Schubfläche ist meistens haarfein, und die Kontaktzone teils in pulverigen Mylonit, teils in einem marmorartiges Gestein umgewandelt. Der überschobene Fels besteht aus dem typischen Schlerndolomit der Steilwand (vergl. Abb. 1).

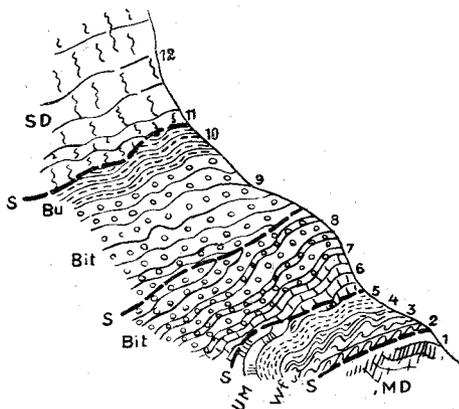


Abb. 1. Langkofel-N-Wand.

Maßstab zirka 40 m von Horizont I bis Horizont II.

S = Schubflächen, Wf = Werfener Schichten, UM = Unterer Muschelkalk, MD = Mendoladolomit, Bit = Bituminöse Kalke und Mergelkalke (Diplopora annulatissima-Zone), Bu = Buchensteiner Dolomit, SD = Schlerndolomit.

Diese Schubfläche kann auf weitere Strecken am Fuß der Nord-Steilwand des Langkofls verfolgt werden; sie ist aber öfters von vertikalen Schrägbrüchen in NW—SO-Richtung durchschnitten und seitlich verschoben. Am Westhang des Plattkofls geht die flache Störungszone in zwei steil O geneigte Schubflächen im Schlerndolomit über.

Wenn auch die Exkursion nicht so weit führt, genügen schon die Aufschlüsse oberhalb des Lampicaner Kessels für den Nachweis, daß hier wie an den Abhängen gegen das Grödental, eine Aufsattelung der älteren Trias, später noch von mehreren komplizierten Schleppungen getroffen worden ist. Hier sind nun damit große, gleitende Bewegungen der massigen Entwicklung des hangenden Schlerndolomits in Verbindung zu bringen, der sich mit flacheren oder steileren Abspaltungen verschuppt hat.

Beim Übergang vom Lampicaner Kessel südlich zwischen Langkofl und Piz de Sella zum Sella-Haus, geben sowohl die Felse von Sa Cöul wie die NO-Ecke und der Osthang des Langkofls gute Einblicke in die Art und Weise des Fazieswechsels von Schlerndolomit mit den Cipit-Kalken und Cassianer Mergeln östlich vom Langkofl. Das breite Wiesentand des Sellajochs besteht beim Sella-Haus aus typischen Cassianer Schichten mit allgemeinem NO-

Einfallen. Südlich davon lagern konkordant darunter die Wengener Pflanzentuffe, die den begründeten Nordhang des Rodellaberges bilden.

Rodellagipfel und Südhang.

Der Rodellberg bietet für den Geologen stratigraphisch und tektonisch ein großes Interesse als isoliertes Vorkommen von Marmolatakalk, der den Gipfelkamm (2486 m) bildet. Dieser Kalk ist als eine jüngere Schichtenmasse von oberem Buchensteiner Alter, samt lokalen Resten von darunter liegenden Buchensteiner Knollenkalken mit Andesit-Einschaltungen, auf unteren Muschelkalk und untere Trias überschoben. Die Schubfläche streicht O—W. Östlich vom Gipfelkamm liegen die Wengener Pflanzentuffe an der Schubfläche direkt auf unterer Trias. Westlich des Gipfels liegen Keile von Wengener und obere Buchensteiner Eruptivtuffe, sowie von einem auffallenden Mylonit von Marmolatakalk flach überschoben auf den stark gefalteten, unteren Muschelkalk und Werfener Schichten.

Diese Schubfläche zieht gegen W in NW-Richtung schräg zur O—W-Streichung der überschobenen Wengener Schiefer durch. Sie tritt bei Rafreider in die hangenden Cipitkalk und Cassianer Mergel ein, die nach N in den Schlerndolomit der Südsteilwand des Plattkofls auskeilen. Die Schubfläche setzt sich nach NW in den Schlerndolomit des Plattkofls weiter fort. So kommt es, daß diese Störungszone im Südhang des Langkofl- und Plattkofl-massivs oberhalb Rafreider und Fassa-Joch, die schon oben erwähnten steilen Schubflächen im Schlerndolomit am Westhang des Plattkofls trifft.

An dieser Schubfläche sind überall jüngere Horizonte der Trias auf ältere überschoben worden. Sie bildet die höchste Schubfläche des Rodellabergs und zugleich die Südgrenze der Langkofl- und Plattkofl-Schubmasse.

Gleich westlich des Rodellagipfels, beim Abstieg vom Forzellaübergang nach Campitello, kommen hellgraue Kalke an der Basis der Schubmasse vor, die mit Algenresten von *Diplopora annulatissima* wie an der Basis der Langkofl-Nordwand erfüllt sind.

Beim alten Steig gleich in der Nähe sieht man die überschobene Masse und deren Unterlage miteinander verfaltet. Ein wenig weiter westlich sind diese Faltungen beim Pozzatesbach steiler. Lokale Verschiebungen sind auch vorhanden. Dem Pozzates-Bacheinschnitt liegt ein kleiner Rest von steil aufgerichtetem Werfener Kalkschiefer auf einer hervorragenden Felskuppe von Mendola-Dolomit, in welchen ein Lagergang eingeschaltet ist. Der Dolomit ist selbst auf Werfener Schichten flach überschoben.

Im Bacheinschnitt sind diese liegenden Werfener Schichten bei etwa 2020 m oberhalb „Strentures“ auf Agitandesit und Tuffe überschoben. Es gibt also hier zwei hohe Schubkeile von überschobenen Werfener Schichten.

Der Südhang des Rodella-Gipfelkamms liegt nun östlich des Pozzates-Bacheinschnitts, und hier sind die Werfener Schubschollen viel mächtiger und fast auf dem ganzen Hang verbreitet. Bei „Gabbia“ (2160 m) kommen darauf mehrere Schubreste von unterem Muschelkalk und Mendoladolomit vor.

Bei „So Rodella“ und „Sora Sass“ zieht sich mitten darin eine Wand aus Mendola-Dolomit und unterem Muschelkalk, unterhalb der höchsten Überschiebung der Werfener Schichten durch. An einigen Stellen dieser Wand ist eine Kniebiegung nach S erkennbar, während die überschobenen Werfener Schichten im wesentlichen den Oberschenkel vertreten.

Weiter unten, bei etwa 1960 m, trifft der Abstieg nach Campitello die tieferliegende „Strentures“-Schubfläche, wo der Weg unterhalb „Ren“ plötzlich aus den Werfener Schichten in unteren Muschelkalk kommt.

Dieser liegt wieder auf Werfener Schichten, die hier den ganzen unteren Teil des Abhanges bilden. Dieser Zug ist in der Nähe des Tales wieder auf mylonitisierten Mendola-Dolomit überschoben (vergl. Abb. 2).

Diese Schubflächen im Südhang der Rodella haben offenbar eine schon vorhandene Faltenreihe durchschnitten. In ihrer westlichen Fortsetzung oberhalb des Durontales weisen diese Falten ein ursprüngliches N 80° W-Streichen auf. Im Rodellahang ist das Streichen mehr nach NW—SO gedreht, und das

Einfallen, bzw. nach NO gerichtet. Das Deformationssystem im Rodellahang deutet also auf eine lokale, starke Zusammenpressung der älteren Falten nach SW hin.

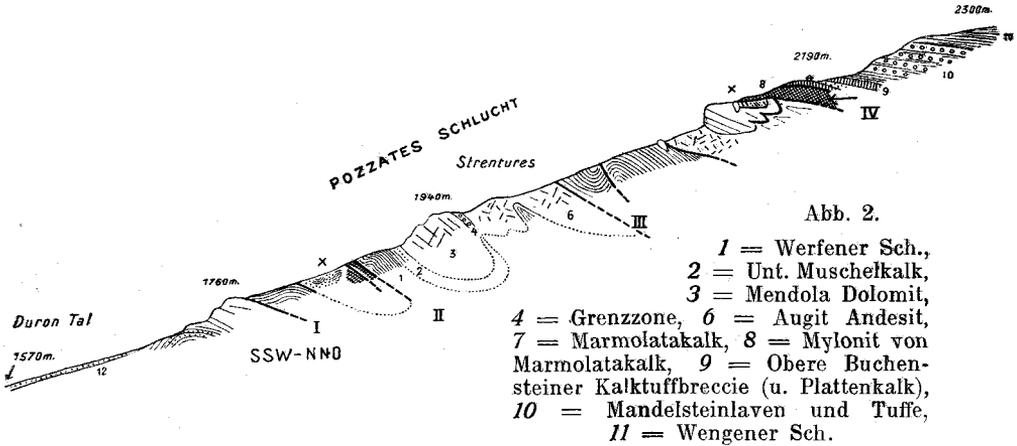


Abb. 2.

- 1 = Werfener Sch.,
- 2 = Unt. Muschelkalk,
- 3 = Mendola Dolomit,
- 4 = Grenzzone, 6 = Augit Andesit,
- 7 = Marmolatakalk, 8 = Mylonit von Marmolatakalk,
- 9 = Obere Buchensteiner Kalktuffbreccie (u. Plattenkalk),
- 10 = Mandelsteinlaven und Tuffe,
- 11 = Wengener Sch.

Die höhere Schubmasse des Gipfelkammes gehört dagegen tektonisch zur Langkofl- und Plattkofl-Schubmasse. Sowohl die steilere Stellung der Schubflächen am Plattkofl im westlichen Teil dieser Masse wie die Anhäufung der Schubkeile nach W läßt schließen (1), daß der Schub nach W gerichtet war (2), daß infolge der Zunahme des Widerstandes am Stirnrand die Spannungen durch seitliche Bewegungen gegen NW, SW, N und S, im Sinne von Abb. 3, ihre Auslösung fanden.

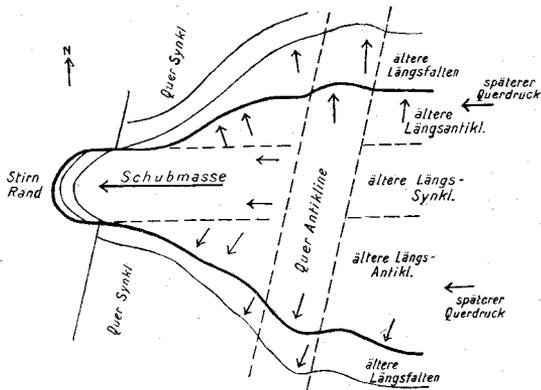


Abb. 3. (Schematisch.)

Detormation eines älteren Faltensystems (infolge von späterem Querdruck) durch die Ausbildung einer nach W gerichteten Überschiebung mit seitlicher Verschiebung sowohl der Schubmasse hinter dem Stirnrand wie des Faltengebirgs N und S davon. ↓ = Lokale Druckresultante.

Die Faltenreihe der Rodella hat wegen des Querdrucks auch ähnliche Ausweichungen nach SW gemacht, während die Faltenreihen am Nordhang des Langkoflgebirges nach N, bzw. NW und NO verschoben worden sind.

Fassatal.

Das Fassatal südlich von Campitello (1421 m) ist das Hauptgebiet der Eruptivgesteine in den westlichen Dolomiten. Diese bilden östlich des Tales das breite Massiv des Buffaure-Gebirges mit Sass da Saliceng (2582 m) als höchsten Gipfel. Westlich des Tales bilden die Werfener Schichten, der untere Muschelkalk und der Mendola-Dolomit den Hauptteil der steilen Abhänge des Mt. Dona-Gebirges gegen das Fassatal. Die obere Terrasse und der Gipfelkamm des Ponsins (2356 m) besteht aus der gleichen Reihenfolge der Eruptivgesteine wie am Buffaure (Abb. 4). Das basale Eruptivgestein und einige höhere Lagen enthalten mehr weniger Fragmente von Buchensteiner Kalken und älteren Triashorizonten. Zum größten Teil sind die Buchensteiner Kalke, die zu Beginn der submarinen Eruptionen den Meeresboden bildeten, aufgebrochen und mit den Tuffen und Laven in fragmentierten Zustand eingebettet worden. Die obersten Horizonte des Buchensteiner Alters kommen in beiden Gebirgen zuweilen in Wechsellagerung mit Tuffen und Laven vor.

Auf den Kammhöhen sind in den beiden Gebirgen noch mächtige Tuffe vorhanden, mit denen mehrere Lager von Wengener Pflanzenschiefer und Daonella-Lommeli-Kalkschiefer wechsellagern. Es gibt hier keine jüngeren Schichten und kein Vorkommen von typischen Versteinerungen des Cassianer Alters. Dagegen gehen in der Fortsetzung des Fassa-Tuffgebietes nach NO in die Cima di Rossi die Pachycardien-Tuffe und Cassianer Kalke nach O in fossilere Tuffbreccien und Konglomerate über, die sich im Belvedere-Zug nach O fortsetzen.

Es ist also anzunehmen, daß die vulkanische Tätigkeit, die hier in der oberen Buchensteiner Zeit ihre erste Phase hatte, periodisch während der Wengener und Cassianer Zeit fort dauerte. Mojsisovics hat die Hauptmasse der Eruptivgesteine ins Wengener Alter gestellt. In der Tat aber kommen die „Daonella-Lommeli“-Schiefer erst in den Kammhöhen des Buffaure- und Mt. Dona-Gebirges vor.

Die Eruptivfolge läßt sich in eine Reihe von Hauptgruppen oder „Zonen“ gliedern:

1. Eine liegende Gruppe von groben oder feineren Eruptivbreccien und Tuffen, die öfters mit zertrümmerten Lagen von Sedimentärkalken und größeren Schollen darin begleitet und von vielen Gängen infiltriert sind.
2. Gruppe der früher als „Augitporphyrit“ bezeichneten Laven, die meistens feldspatreiche Andesite sind. Lagergänge dieses Gesteins sind häufig.
3. Gruppe der Palagonittuffe und feineren Tuffkalkbreccien. Diese sind im Westhang vom Buffauremassiv besonders reichlich.
4. Gruppe der Mandelsteinlaven (Melaphyre), die weit verbreitet sind.
5. Eruptivgesteine der Wengenergruppe, im Fassa als schwarze, grobe Tuffbreccien und Tuffe mit dünnen, augitreichen Andesitlaven in Wechsellagerung. Meistens ist die Grundmasse stark eisenhaltig und führt Olivin.
6. Jüngere Gänge und Lagergänge.

Während nun diese Reihenfolge auf beiden Seiten des Tales bestätigt werden kann, lohnt es am meisten, dieselbe am Westhang von Buffaure zu studieren. Gelegentlich sieht man auch an diesem Hang in mehreren Stellen, so zum Beispiel auf beiden Seiten der Drio le Palle-Schlucht, eine Schubfläche, steil nach O oder OSO geneigt, auf welche mit einer hohen Auffaltung der Mendolakalk und die Eruptivbreccien westlich auf die Tuffe überschoben worden sind. Diese Schubfläche hat ihren Ausstrich in NO—SW-Richtung. Im SW-Hang gegenüber Perra am Fassatal gibt es mehrere steil geneigte Schub- und Schlepplagenzonen.

Am Mt. Dona-Abhang gegen das Fassatal verläuft ungefähr in mittlerer Höhe eine flach geneigte Schubfläche, deren Ausstrich auch NO—SW ist. Diese ist nach NW geneigt. An mehreren Stellen (zum Beispiel auf dem „Cerpei“-Weg) liegen Werfener Schichten auf Mendola-Dolomit. Eine parallele Schubfläche kommt höher oben im Mendola-Dolomit vor. Der Weg von Campestrin nach Val Dona geht über die Cerpei-Schubfläche, aber die höhere ist hier von einem späteren NO—SW-Bruch („Foscaz“-Bruch) abgeschnitten.

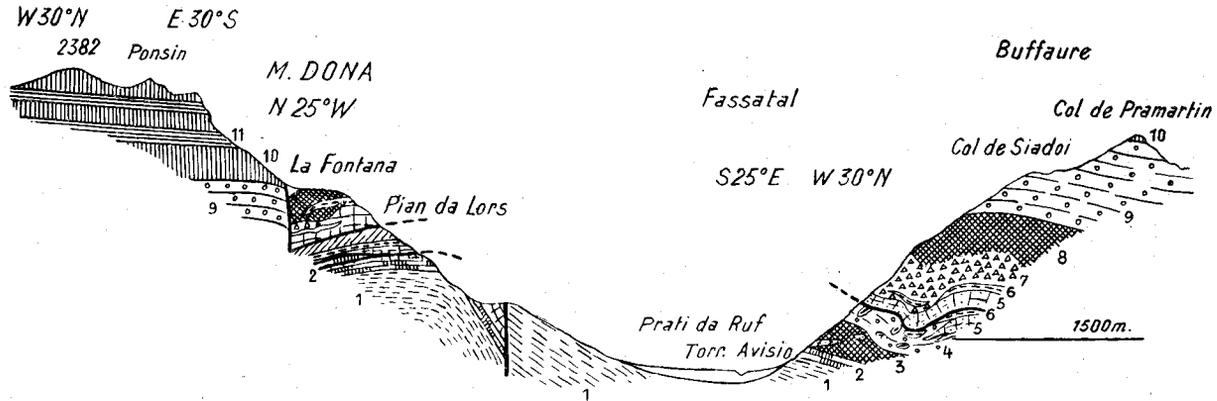


Abb. 4. Profil durch das Fassa-Tal zwischen Fontanazza und Campestrin.
1 = Werfener Sch., 2 = Unt. Muschelkalk, 3 = Andesit, 4 = Tuffe mit Einschlüssen, 5 = Mendolakalk, 6 = Buchensteinerkalk, 7 = Tuffbreccien und Andesite, 8 = Andesite, 9 = Palagonittuffe, 10 = Mandelsteinlaven, 11 = Wengener Schiefer.

Von Val Dona kann man den Südkamm des Hochplateaus erreichen und im S das Transgredieren der Tuffe auf dem Schlerndolomit von Duronpaß und Mantello besichtigen.

Vom Fassatal ins Ennebergtal.

Eine lange Autofahrt führt vom Fassatal über das Pordoijoch nach Arabba ins Livalongo (Buchenstein-) Tal, von dort über Campolungo-Joch nach Corvara, dann das Ennebergtal herunter bis nach Bruneck im Pustertal. Eine Übersicht über einige Hauptzüge der Geologie kann bei dieser Fahrt gewonnen werden.

Pordoi-Joch.

Im N liegt das breite, schöne Sella-Massiv, meistens aus Schlern und Dachsteindolomit aufgebaut. Im W liegt das besuchte Gebiet der Rodella und das Hauptgebiet der Eruptivgesteine im Fassatal. Im O sieht man den tiefen Einschnitt des Cordevole-Tales, wo der Bach nach O bis zum Pieve (Buchenstein) fließt. Auf beiden Seiten setzen sich die Eruptivgesteine nach O fort. Der Kamm von Sass di Capello und Belvedere im O, der hier die Täler der Cordevole- und Fedaja-Bäche trennt, besteht aus einer mächtigen Entwicklung von Tuffen und Tuffkonglomeraten. Südlich des Fedaja-Tals erhebt sich der Marmolatakalk der riesigen Marmolatakette. Nördlich des Cordevole-Tals streicht die Tuffazies des Col di Lana durch, und geht nördlich davon in die typischen Wengener Schiefer und Cassianer Kalke und Mergel des klassischen Gebiets von Prelongei und Stuoeres über.

Campolungo-Joch.

Die Fahrt über das Campolungo-Joch bietet eine Gelegenheit, den gestörten Osthang des Sella-Massivs sowie die Grenze der Cassianer Schichten und des Schlerndolomits zu sehen.

Corvara.

Diese Ortschaft liegt am Südflügel der Grödner-Joch-Antikline, wo eine Hauptquelle des Ennebergtals entspringt. Dem Tal nach O folgend, sieht man südlich einen hohen Kamm aus Werfener- und Muschelkalk, Mendola- und Buchensteiner Schichten bestehen, während im N, von einem O—W-Bruch getrennt, Wengener und Cassianer Schichten am Osthang des Gardenzazgebirges, bis zu Tal herab anstehen. Der Bruch überquert das Tal, so daß unterhalb Stern die Wengener Schichten beide Talseiten aufbauen. Dann biegt die Straße nach N um, wo sich unterhalb St. Cassian die Quellen von Stuoeres und Valparola im Süden mit dem Corvara-Bach von W vereinigen. Der „Gader“-Bach fließt dann N durchs Abteital (Enneberg), das hier als Erosionstal in den Wengener Schichten eingeschnitten ist.

Pedrares.

Unterhalb Pedrares schneidet der Gaderbach durch ältere Schichtgruppen. Es sind Tuffe und Laven auf Buchensteiner Kalcken liegend, die mit Tuffgängen und Eruptivbreccien infiltriert sind.

Diese Gruppen sind in zwei liegende Falten gelegt, die nach S überkippt sind. Es folgt bei Costisella in sehr gestörter Lage die ältere Schichtfolge der Trias, die hier als die Fortsetzung der Villnöser Antikline nach O aufgeschlossen sind. Sie haben auch eine Überkipfung nach S erlitten. Der Mendolahorizont zeigt sich hier nur als dünne Kalkfazies.

Es folgt nun eine stark gefaltete Serie von fossilreichen unteren Trias- und Bellerophonkalcken bis zur Brücke von Pederoa, wo ein O—W-Bruch durchzieht und die Wengener Schiefer, Eruptivtuffe und Buchensteiner Kalk im N absenkt.

Der Kamm des Tals zwischen Costisella und Pederoa weist das Vorhandensein von NNO—SSW-Brüchen auf, die steil östlich geneigt sind. Dadurch kommt eine Wiederholung der Schichtfolge gegen O zustande. Die hohe Gebirgskette im O besteht aus Dachsteindolomit.

Pederoa-Piccolein.

Die Schichtfolge von Buchensteiner zu Werfener Schichten folgt talab mit SO-Einfallen bis zur Ortschaft Palestrang, wo ein W—O-, bzw. WSW—ONO-Bruch das Tal überquert. Dieser Bruch ist steil nach S geneigt, und die Süd-scholle ist nördlich überschoben. Die östliche Fortsetzung führt über den Rittberg ins St. Vigiler Gebirge hinein.

Im Ennebergtal wiederholen sich N des Bruchs die Werfener Schichten, sind dann oberhalb Preromang von Bellerophonkalk mit S-Einfallen gefolgt. Oberhalb Piccolein kommen die stark gefalteten, gipsführenden Bellerophon-schichten zutage.

Bald darunter stehen die Grödner Sandsteine an, die mit mehreren Dis-kordanzen auf den kristallinen Schiefen und Quarzphylliten liegen. Letztere bilden das Tal von Piccolein nach N.

Östlich und westlich vom Ennebergtal erheben sich in der Pederoa—Piccoleingegend hohe Berge aus Schlerndolomit. Man sieht im W den Peitler-kofl und im O den Piz da Pieres.

Die Grenze zwischen den Perm- und Triasgesteinen und dem kristallinen Gebirge, die hier WSW—ONO verläuft, ist überall eine tektonische Grenze. Die Sedimentärgesteine zeigen hier starke Schieferung im horizontalen Sinne, sowie überkippte Faltungen und Schubbewegungen nach W.

Wichtigste Literatur:

E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

W. Penck: Die Melaphyerausbrüche von Buffaure. Mitteilungen der Wiener Geologischen Gesellschaft, 1912, S. 20.

H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani: Über die Tek-tonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Min., 1926.

M. M. Ogilvie-Gordon: Das Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1927, Bd. 24.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1927

Band/Volume: [20](#)

Autor(en)/Author(s): Tornquist Alexander

Artikel/Article: [Führer zur montangeologischen Exkursion in die Salzburger Alpen und Kärnten. 120-201](#)