

VERHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Sonderheft A

1950—51

GEOLOGISCHER FÜHRER ZU DEN EXKURSIONEN

aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier
der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951.
Als Festgabe den an den Exkursionen teilnehmenden
Geologen von den Mitarbeitern der Geologischen
Bundesanstalt gewidmet

*

- A. Exkursion in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken
- B. Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete
- C. Alpenexkursion

*

Wien, im Mai 1951

EIGENTUMER, HERAUSGEBER UND VERLAG: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT,
WIEN, III., RASUMOFSKYGASSE 23, ÖSTERREICH
GESELLSCHAFTSBUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLINEK

Geologischer Führer zu den Exkursionen

anlässlich der Feier des 100jährigen Bestandes der Geologischen Bundesanstalt

Redaktion: W. Heiße! und Ch. Exner

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	5
A. Exkursion in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken. R. Grill. Mit einem Beitrag von R. Janoschek über die Umgebung von Zistersdorf	7
1. Geologische Übersicht	7
2. Wien — Korneuburg; der Teiritzberg im Korneuburger Becken (Helvet)	8
3. Wegstrecke bis Pyrawarth; Oberpannon bei Wolkersdorf	11
4. Der Steinbergbruch bei Pyrawarth	13
5. Pyrawarth—Maustrenk; Steinberg und Zistersdorf	14
6. Nexing (Sarmat)	18
7. Niedersulz—Hohenruppersdorf	18
B. Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete H. K ü p p e r	21
1. Rauchenwarth	21
2. Baden (Alexandrowitsch-Anlagen)	22
3. Peilstein	22
4. Wiener Neustädter Pforte—Eisenstadt	24
C. Alpenexkursion	26
I. Alpenvorland und Südrand der Böhmisches Masse. R. Grill und L. Waldmann	26
1. Geologische Übersicht	26
2. Wien—St. Pölten	27
3. St. Pölten—Amstetten	29
4. Amstetten—Linz	33
5. Linz—Lambach	35
II. Helvetikum und Flysch. S. Prey	38
1. Geologische Übersicht	38
2. Lambach—Gmunden	39
3. Gmunden—Gmundner Berg	40
4. Gmunden—Rehkogelgraben	41
5. Gmunden: Steinbruch Hatschek und Museum Nußbaumer	45
III. Nördliche Kalkalpen (zwischen Traun und Salzach)	49
1. Das Salzkammergut. J. Schädler. Mit einem Beitrag von W. Medwenitsch	49
a) Name und Geschichte	49
b) Landschaft	49
c) Übersicht des Gebirgsbaues	49
d) Gmunden—Ischl—Lauffen	52
e) Lauffener Erbstollen (Ischler Salzberg)	55
f) Lauffen—Gosaumühle	56
g) Hallstätter Erbstollen (Hallstätter Salzberg). W. Medwenitsch	57
h) Gosaumühle—Gosau. J. Schädler	63
2. Gosau—Golling. B. Plöschinger	64
3. Golling—Werfen. W. Heiße!	68

	Seite
IV. Grauwackenzone der Salzburger Alpen.	
W. Heißel	71
1. Gesteinsbestand	71
2. Tektonik	72
3. Werfen—St. Johann i. P.	73
4. Liechtensteinklamm	75
5. St. Johann—Lend	76
V. Tauernfenster (Gastein—Mallnitz). Ch. Exner. Mit einem Beitrag von S. Prey	76
1. Geologische Übersicht	76
2. Lend—Bad Gastein	81
3. Bad Gastein	82
4. Stubner Kogel	82
5. Radhausberg—Unterbaustollen	85
6. Tauerntunnel—Durchfahrt	85
7. Umgebung von Mallnitz	85
8. Mallnitz—Obervellach	85
9. Ausblick von Obervellach nach Westen. S. Prey	86
10. Rote Wand-Gneisdecke bei Kleindorf. S. Prey	86
11. Obervellach—Möllbrücke. Ch. Exner	87
VI. Drautal. N. Anderle. Mit einem Beitrag von S. Prey	88
1. Geologische Übersicht	88
2. Möllbrücke—Dölsach	92
3. Ausblick auf die Lienzer Dolomiten vom Iselsberg. S. Prey	94
VII. Tauernfenster (Großglockner Straße). S. Prey. Mit einem Beitrag von W. Heißel	95
1. Geologische Übersicht	96
a) Gesteinsbestand und Schichtfolge	96
b) Grundzüge des geologischen Baues	97
c) Zur Metamorphose der penninischen und unterostalpinen Gesteine	100
2. Iselsberg—Pasterze	101
3. Die Pasterze. W. Heißel	105
4. Pasterze—Zell am See. S. Prey	106
a) Pasterze—Hochtor—Edelweißspitze	106
b) Rundblick von der Edelweißspitze	107
c) Edelweißspitze—Zell am See	109
VIII. Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen.	
W. Heißel	110
Zell am See—Paß Thurn—Kitzbühel—St. Johann i. T.	110
IX. Das Kaisergebirge. W. Heißel	113
1. Geologische Übersicht	113
2. St. Johann i. T.—Kufstein	115
X. Das Unterinntaler Tertiär. W. Heißel	116
1. Geologische Übersicht	116
2. Kufstein—Häring—Gratenbergl bei Wörgl	118
XI. Inntal (Wörgl—Innsbruck). O. Schmidegg	119
1. Südseite des Inntales (bis Mündung des Zillertales)	119
2. Nordseite des Inntales (bis Mündung des Zillertales)	120
3. Südseite des Inntales (Zillertalmündung—Innsbruck)	121
4. Nordseite des Inntales (Zillertalmündung—Innsbruck)	122
XII. Patscher Kofel bei Innsbruck. O. Schmidegg	123
1. Fahrt von Innsbruck auf den Patscher Kofel	123
2. Geologischer Überblick vom Patscher Kofel	124
a) Die Stubai- und Ötztaler Alpen	124
b) Die Zillertaler Alpen und ihre Vorberge	127
c) Die Nordtiroler Kalkalpen	128

Vorwort








Die Geologischen Exkursionen sollen einen Gesamteindruck vermitteln von der Arbeit österreichischer Geologen und zugleich von heute aktuellen geologischen Problemen, die sich im Rahmen der Landschaft der Alpen und ihres Vorlandes zwischen Eisenstadt und Innsbruck bieten. Gesicherte Erkenntnis und noch einer sicheren Deutung Harrendes liegen nebeneinander. So, wie die Exkursion manche an sich auch interessante geologische Erscheinungen nur im Vorbeifahren streift und nur einzelne besondere Punkte aus der Vielzahl der Probleme herausgreift, so gibt auch der Führer zu diesen Exkursionen kein monographisches Ganzes. Einzelne derzeit gerade im Vordergrund der Forschung stehende Fragen werden stärker hervorgehoben, andere schon ältere Untersuchungen neu aufgezeigt und mehrfach auch noch bisher unveröffentlichte Arbeitsergebnisse hinzugefügt. Vor allem war der Wunsch leitend, auch dem Fernerstehenden, mit den Fragen der Ostalpengeologie weniger Vertrauten eine übersichtliche Einführung zu geben.

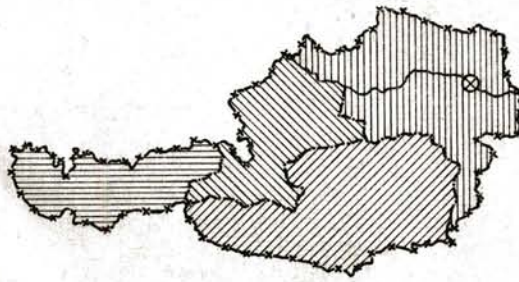
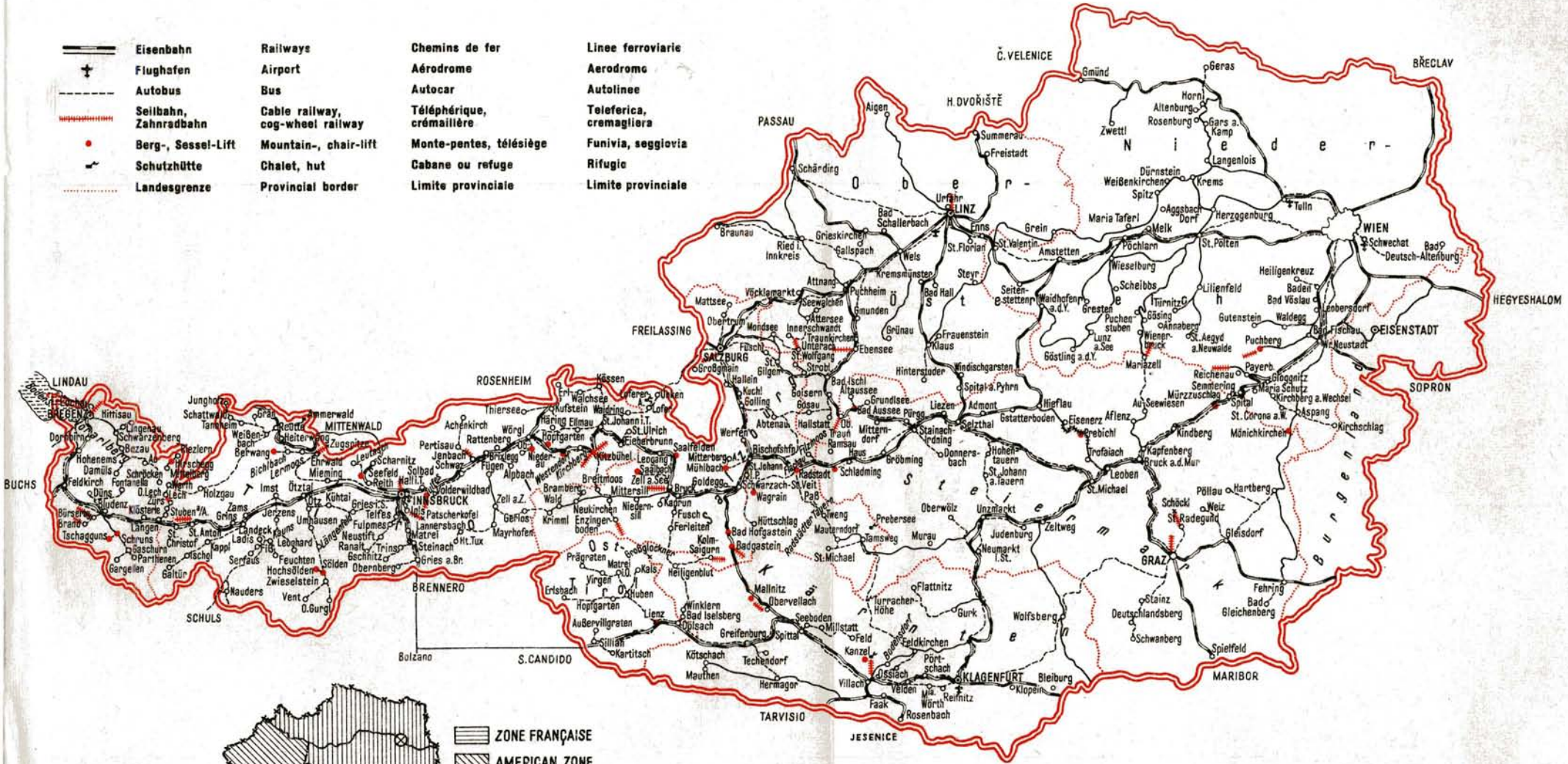
KARTE VON ÖSTERREICH




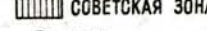

MAP OF AUSTRIA

CARTE DE L'AUTRICHE

CARTA DELL'AUSTRIA

	Eisenbahn	Railways	Chemins de fer	Linee ferroviarie
	Flughafen	Airport	Aérodrome	Aerodromo
	Autobus	Autocar	Autocar	Autolinee
	Seilbahn, Zahnradbahn	Cable railway, cog-wheel railway	Téléphérique, crémaillère	Teleferica, cremagliera
	Berg-, Sessel-Lift	Mountain-, chair-lift	Monte-pentes, télésiège	Funivia, seggiovia
	Schutzhütte	Chalet, hut	Cabane ou refuge	Rifugio
	Landesgrenze	Provincial border	Limite provinciale	Limite provinciale



-  ZONE FRANÇAISE
-  AMERICAN ZONE
-  BRITISH ZONE
-  COBETCKAR ZONA
-  WIEN

A.

Exkursion in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken

Rudolf Grill

Mit einem Beitrag von **Robert Janoschek** über die Umgebung von Zistersdorf.

Geologische Karten:

Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000, 1951.

G. Göttinger, R. Grill, H. Küpper, H. Vetter [†].

1. Geologische Übersicht.

Für die geologische Erforschung der tertiären Ebenen Österreichs wurden in den letzten Jahrzehnten die Bestrebungen zur Auffindung von Erdöllagerstätten außerordentlich bedeutungsvoll. Die erdölgeologischen Forschungen konnten auf einer langen Reihe glanzvoller Arbeiten älterer und neuerer Autoren aufbauen, durch die die österreichischen Tertiärbecken zu klassischen Tertiärgebieten Europas geworden waren. Dies gilt im besonderen Maße auch für das Wiener Becken. Durch die erdölgeologischen Untersuchungen in diesem Raume gelang es, ein schon recht detailliertes stratigraphisches und tektonisches Bild des Gesamtbeckens, vor allem auch seiner inneren Teile zu erlangen, die früher mangels geophysikalischer Messungen sowie einer entsprechenden Anzahl von Schurf- und Tiefbohrungen kaum zugänglich waren. Es bewegten sich die älteren Arbeiten doch mehr in den Randgebieten des Beckens, in deren Bereich die tieferen Schichtglieder austreichen.

Im Rahmen dieser Exkursion soll durch den Besuch einer Reihe ausgewählter, leicht zugänglicher Aufschlüsse in charakteristischen Schichtgliedern ein Überblick über den geologischen Aufbau des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens ermöglicht werden. Da die helvetischen Bildungen im engeren Exkursionsbereich nicht austreichen, wurde auch ein Besuch des Teiritzberges im Korneuburger Becken mitaufgenommen, das sich ausschließlich aus Grunder Schichten des Helvets aufbaut. Schließlich wird auch noch verschiedentlich auf quartärgeologische Erscheinungen hingewiesen, soweit sie von allgemeinem Interesse sein mögen.

Auf dem reliefierten alpin-karpatischen Untergrunde des Wiener Beckens ruht als ältestes Jungtertiärglied das Helvet, das in der Fazies von Schlier, vielfach mit basalen Blockmergeln (Schierbasisschutt), oder der sandigen Fazies der Grunder Schichten entwickelt ist. In

Aderklaa wurden limnische Schichten angetroffen. Durch Bohrungen wurde das Helvet bislang in einer Maximalmächtigkeit von etwa 800 m festgestellt. Das Torton, welches das Helvet überlagert oder dem Beckenuntergrund direkt aufliegt, wurde bislang in Maximalmächtigkeiten von 1200 m angetroffen. Das Sarmat steht dem mit 1100 m nicht viel nach und im Pannon bewegte sich eine Sonde durch 1250 m. Bei diesen Mächtigkeiten sind feinstratigraphische Gliederungen der Serien unentbehrlich geworden.

Der Steinbergbruch ist der markanteste unter den Verwürfen, an denen das Inneralpine Wiener Becken durch lange Zeiträume hindurch abgesunken ist. Bei Pyrawarth ist derzeit die einzige Stelle, an der er obertags direkt eingesehen werden kann. Das Oberpannon, das an einigen Lokalitäten studiert wird, ist zum weitaus größeren Teil nur im Bereich der Tiefscholle östlich des Steinbergbruches als jüngstes Glied der Beckenfüllung entwickelt. Tieferes Pannon, Sarmat und Torton werden auf der Hochscholle oder Mistelbacher Scholle, wie sie genannt wird, die zwischen Steinberg- und Schratzenberger Bruch liegt, studiert. Am Steinberg ergibt sich die Gelegenheit, etwas näher auf einige Strukturtypen im Wiener Becken einzugehen.

Die über die neueren Arbeiten im Wiener Becken erschienene Literatur ist im Vergleich zur Masse der vorhandenen, nicht veröffentlichten Berichte nicht als umfangreich zu bezeichnen. Ein vollständiges Verzeichnis findet sich in der Arbeit von R. Janoschek: „Das Inneralpine Wiener Becken“, in der von F. X. Schaffer herausgegebenen Geologie von Österreich, 2. Auflage, Wien, 1951. Auf diese zusammenfassende Arbeit sei bezüglich aller Einzelheiten über das Wiener Becken verwiesen, die im Rahmen eines kurzen Exkursionsberichtes doch nicht zur Darstellung gelangen können. Vom Steinberggebiet und dem ältesten österreichischen Ölfeld, dem Götting Feld, liegt von K. Friedl eine monographische Darstellung aus dem Jahre 1936 vor. Weitere Literatur ist in dem am Schlusse gegebenen Verzeichnis nur in kleinerer Auswahl vertreten.

2. Wien—Korneuburg; der Teiritzberg im Korneuburger Becken (Helvet).

Nach Querung des Donaukanals und der Donau mit den dazwischen gelegenen, auf jungen Ablagerungen erbauten Stadtteilen geht die Fahrt, in Floridsdorf am Spitz abzweigend, die Prager Bundesstraße gegen Korneuburg entlang. Bald endet die geschlossene Häuserzeile und es eröffnet sich ein schöner Blick in den Donaudurchbruch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg. Die südliche Verlängerung des N—S-streichenden Bisambergbruches, der die Bisambergkulisse im Osten begrenzt und an dem sich das Inneralpine Wiener Becken absenkt, muß etwa östlich des südlich der Straße gelegenen Trauzlwerks durchstreichen, denn im genannten Werk wurde bei einer Bohrung schon in einer Tiefe von etwa 10 m unter den jungen Donauablagerungen der Flysch angetroffen. Dieses Ergebnis wurde auch durch verschiedene neuere Brunnenbohrungen nördlich des Trauzlwerks bestätigt. Zwischen Leopoldsberg und Bisamberg sind

also die Flyschablagerungen nur von einer dünnen Schotterdecke verhüllt.

Dem Leopoldsberg vorgelagert ist der Nußberg, der sich ebenfalls aus Flyschablagerungen aufbaut, an die sich tortonische Ablagerungen anlagern. Beim „Grünen Kreuz“ in Nußdorf am Südfuße des Hügels sind auch heute noch Leithakalkbildungen aufgeschlossen, und aus den Amphislegimenmergeln stammt ein Teil des von A. d'Orbigny in seiner berühmten Foraminiferen-Monographie (1846) beschriebenen, von J. v. Hauer gesammelten Materials. Die morphologisch auffälligste Erscheinung am Nußberg ist die in etwa 360 m Seehöhe gelegene Ebenheit, die in der Gipffläche des Bisamberges ihr Gegenstück findet. Es ist dies eine jener Ebenheiten, die mit dem etappenweisen Rückzug des pannonischen Sees in Zusammenhang gebracht werden. Höher liegt die Kobenzterrasse (ca. 390 m), tiefer die Burgstallterrasse (ca. 310 m; siehe F. X. Schaffer, 1906). Erst in 250—260 m absoluter Höhe (100 m über der heutigen Donau) folgen Schotterflächen, die nach endgültigem Rückzug des pannonischen Sees von Vorläufern des heutigen Donausystems abgelagert wurden. In der engsten Umgebung von Wien folgen auf diese Laaerbergterrasse die Arsenalterrasse (200—210 m über dem Meere, ca. 50 m über der heutigen Donau), die diluviale Stadt-, bzw. Simmeringer-Terrasse (170 m über dem Meere, 12—15 m über der Donau) und schließlich die alluviale Praterterrasse. Nördlich der Donau werden noch weitere Terrassen angetroffen werden.

Knapp südöstlich von Langenzersdorf ergibt sich ein schöner Blick in den am Südrande des Bisambergstockes eingefurchten Klausgraben, in dessen Bereich tortonische Blockschichten anstehen. Flyschschotter, in tieferen Lagen auch Blockschichten, stehen weiters im Gipfelbereich des Bisamberges an und wurden im Verlaufe der Jahre sehr verschieden gedeutet. Nach neuerlicher Untersuchung der Vorkommen ist eine Trennung derselben in einen höheren pliozänen und einen tieferen mittelmiozänen Anteil, wie dies Fr. J. Langer (1938) durchführte, doch recht unwahrscheinlich geworden und es dürfte das gesamte Vorkommen als eine tortonische Strandhalde anzusprechen sein. Diese Feststellung besagt aber noch nichts bezüglich des Alters der Oberflächenform.

Von Langenzersdorf zieht gegen Nordosten eine Talfurche, die vom eigentlichen Bisamberg den Lanerberg abtrennt. Diese Talfurche wird durch einen Zug bunter Flyschschiefer des Eozäns mit Einlagerungen von Glaukonit sandsteinen bedingt, während Bisamberg und Lanerberg aus Oberkreideflysch aufgebaut sind. Dieser kann am besten im großen Steinbruch im Rehgraben unmittelbar nördlich Langenzersdorf studiert werden. Es liegt eine Wechsellagerung von meist mehrere Dezimeter starken Bänken von Kalkmergelstein, Mergelstein, Ruinenmarmor, Tonschiefer, dichtem, kieseligem Sandstein und Mühsandstein vor. Vereinzelt erreichen die Bänke auch Meterstärke. Chondriten und andere Lebensspuren vervollständigen das für die oberkretazischen Kahlenberger Schichten der Kahlenberger Teildecke charakteristische Bild. Aus den Tonschiefern konnte auch eine kleine Foraminiferenfauna gewonnen werden.

Bei der Weiterfahrt längs des Bisambergfußes zeigen sich noch einige von der Straße aus leicht einblickbare aber schwer zugängliche Steinbrüche in der Oberkreide. Bald ist aber der Westrand der Bisambergkulisse erreicht und es öffnet sich das Korneuburger Becken, das zwischen Rohrwald und Bisambergzug eingesenkt und durchaus von helvetischen Sedimenten erfüllt ist. Scharf ist besonders der Westrand des Beckens, und es kommt dem westlichen Randbruch eine größere Bedeutung zu als dem östlichen. Das Becken ist eine einseitige, westgeneigte Bruchsenke, und es wurden diese Feststellungen auch durch die Ergebnisse der durch H. Reich überwachten refraktionsseismischen Aufnahmen bestätigt.

Durch die Bohrung Korneuburg 1, die in den Jahren 1943—1944 abgeteuft wurde, und zwar NW Tresdorf knapp am westlichen Beckenrande, wurde nach 11·85 m Quartär eine wechsellagernde Serie von Tonmergeln, Tonen und Sanden der Grunder Fazies durchfahren und bei 450 m Tiefe der Greifensteiner Sandstein des Beckenuntergrundes angetroffen, der bis zur Endteufe von 912·20 m anhielt. Eine ältere, nur 344 m tiefe Bohrung war in den Grunder Schichten steckengeblieben (F. X. Schaffer, 1907).

Das Korneuburger Becken läßt sich nordwärts bis in die Gegend S Pürstendorf E Ernstbrunn verfolgen, wo es durch den Klein Ebersdorfer Querbruch auf das schmale Teilbecken von Helfens eingengt ist, dessen nördliche Begrenzung wieder ein Querbruch sein dürfte. Der Rahmen dieser nördlichsten Teile des Korneuburger Beckens wird von Auspitzer Mergel der dem Flysch vorgelagerten Waschbergzone gebildet, dem als Zeugen der Überschiebung einzelne Deckschollen vom Greifensteiner Sandstein auflagern. Die markanteste dieser Deckschollen liegt in dem von einer Wallfahrtskirche gekrönten Karnabrunner Kirchberg vor. Erst weiter südlich stellt sich auch im Rohrwald eine größere Flyschkulisse ein, welche die in den Jahren 1879—1906 nach den alten Plänen wiederaufgebaute Burg Kreuzenstein trägt und im markanten Schlieflberg ihr südliches Ende findet. Schlieflberg und Kreuzensteiner Burgberg bauen sich aus Greifensteiner Sandstein auf, der am Südabhang des erstgenannten Berges gut aufgeschlossen ist. Die gelb verwitternden massigen Mürbsandsteine zeigen zahlreiche Einsprenglinge von erbsengroßen Quarzen und auch einzelnen Kalkgeröllen usw., die bei der Verwitterung dem Gestein ein löcheriges Aussehen verleihen. Ein grüner Tonschiefer im Hangenden des Aufschlusses erbrachte eine schöne agglutinierende Foraminiferenfauna.

Am Außenrande der Schlieflberg—Kreuzensteiner Kulisse folgt noch etwas Oberkreide und schließlich Gault mit bunten Schiefem, feinkörnigen Glaukonitsandsteinen und gebänderten Quarziten, die mit Sandkalken des Neokoms innig verschuppt sind. Schließlich folgt gegen Westen zu der überschobene Auspitzer Mergel, der weiterhin den Waschbergzug im wesentlichen aufbaut, während die mit ihm verschuppten Jura-Kreide- und Alttertiärgesteine als Klippen morphologisch vielfach sehr markant heraustreten (Waschberg und Michelberg mit Nummulitenkalk, Juraklippen), der Verbreitung nach aber durchaus zurücktreten.

Der Südrand des Korneuburger Beckens wird durch den NW—SE-streichenden Donaubruch gebildet (F. X. Schaffer, 1907), der in jüngster Zeit auch durch die refraktionsseismischen Aufnahmen bestätigt wurde. Jenseits der Donau wurde in der Kritzendorfer Au der Flyschuntergrund schon in 6 m Tiefe unter den Donaualluvionen festgestellt.

Am Nordrande des breiten Alluvialstreifens der Korneuburger Donauebucht hebt sich ein flacher, aber markanter Hügel heraus, der Teiritzberg (Seehöhe 199 m), in dessen Bereich die helvetischen Bildungen des Korneuburger Beckens aufgeschlossen sind. Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse gegenüber früher sehr viel schlechter geworden, da die beiden Ziegeleien schon seit Jahren außer Betrieb sind. Die nördlicher gelegene Ziegelgrube ist nahezu ganz verwachsen, doch an den wenigen offenen Stellen können noch Fossilien gesammelt werden. Die südlicher gelegene Grube ist besser aufgeschlossen und gibt einen ganz guten Einblick in die wechsel-lagernde Folge von Tonmergeln und gelben Feinsanden, die mit etwa 20° gegen W einfallen. In der nördlichen Ziegelei war früher auch ein Verwurf aufgeschlossen von 30—40 m Sprunghöhe, und ungefähr N—S-Streichen und E-Fallen.

Diese Verhältnisse wurden von M. F. Glaessner (1926) sehr genau beschrieben und dieser Autor gibt auch eine Conchylien-Liste von 105 Arten und Abarten an, die dadurch gekennzeichnet ist, daß Formen, die im Torton häufig oder ausschließlich gefunden werden, fehlen, während aber eine ganze Anzahl von kennzeichnenden Arten des Helvets vertreten sind. Aus den Tonmergeln wurde auch eine Mikrofauna geschlämmt, die durch *Rotalia beccarii* und Elphidien gekennzeichnet ist, wozu noch *Cytheridea aff. mülleri*, Seeigelstacheln und andere Fossilreste kommen. *Rotalia beccarii* und *Elphidium* div. spec. sind auch sonst für die Ablagerungen des Korneuburger Beckens typisch, diese als leicht brackisch kennzeichnend, und es ließen sich diese Faunen auch im Bereiche der Mistelbacher Scholle des Inneralpinen Wiener Beckens unter dem Torton wiedererkennen. Sie verzahnen sich dort mit Schlierablagerungen. Daraus kann man den Schluß ziehen, daß die Ablagerungen des Korneuburger Beckens und ihre Äquivalente im Wiener Becken zu den jüngsten Teilen der nach den neueren Untersuchungen als recht umfangreich anzunehmenden helvetischen Stufe zu rechnen sind.

Über den helvetischen Bildungen des Teiritzberges liegt eine Decke von Terrassenschottern, die westlich der Straße in einigen Gruben gut aufgeschlossen sind. Im unteren Teil der Gruben streichen die helvetischen Bildungen aus.

3. Wegstrecke bis Pyrawarth; Oberpannon bei Wolkersdorf.

Wegen des schlechten Zustandes der Straßen über den Bisamberg-rücken empfiehlt es sich, ein Stück zurückzufahren und die Brünner Bundesstraße bei Stammersdorf zu erreichen. Knapp nördlich Stammersdorf wird ein Terrassenabfall erreicht, der Wagram, der zur Deckenschotterplatte emporführt, auf deren Höhe Schloß und Gast-

haus „Rendezvous“ in etwa 190 m Seehöhe stehen. Der Schotter trägt hier eine Lößkappe, während die weiter nordöstlich gelegenen Teile der Platte lößfrei sind und etwa 180—186 m hoch liegen. Einige große Sand- und Schottergruben gewähren einen guten Einblick in die Schichtentwicklung. In zwei Gruben SE des „Rendezvous“ ist unter den Schottern noch das Oberpannon aufgeschlossen, das vorzüglich als kreuzgeschichteter gelber, rescher Sand (Schleifsand) entwickelt ist. Im Aufschluß unmittelbar westlich der Bundesstraße, am Terrassenabfall, ist derzeit das Oberpannon nicht aufgeschlossen, wurde aber etwa 2 m unterhalb der jetzigen Grubensohle angetroffen. Die Grenze Oberpannon—Schotter liegt bei ca. 175 m Seehöhe, doch ist die Pannonoberfläche deutlich reliefiert. Hinsichtlich der Schotter ist das lokale Auftreten sehr grober, bis 1½ m großer Blöcke von Granit, Gneis, Flysch usw. in deren tieferen Lagen bemerkenswert. H. K ü p p e r (1950) hat diese sich mehrfach wiederholenden Erscheinungen im Bereiche der Schotterstufen im Gebiet von Wien genau studiert und die Verfrachtung der Blöcke durch Eistransport erklärt.

Durch eine Schottergrube 800 m NE der Kirche von Stammersdorf, am Weg zum „Rendezvous“, sind wieder die Deckenschotter mit einer Blockpackung ähnlich den oben erwähnten Vorkommen aufgeschlossen. Das Liegende bilden hier fossilführende Mittelpannonsande (siehe Fr. J. Langer, 1938).

Nordwestlich des „Rendezvous“ ist eine höhere Terrasse entwickelt. Ihre Oberkante liegt in etwa 220 m Seehöhe und ca. 65 m über dem Strom und entspricht damit Schotterflächen, die auch westlich des Donaudurchbruches durch die Flyschausläufer entwickelt sind. Schließlich ist hinter dieser Fläche der Bisambergrücken mit seiner 360 m Ebenheit sehr schön einzusehen.

Gegen Osten zu bietet sich ein schöner Blick auf die weiten, jüngeren Terrassenflächen des Marchfeldes. An die ältere Deckenschotterfläche schließt noch westlich Seyring ein Streifen jüngerer Deckenschotter an, und darauf folgt ostwärts die breite Niederterrassenfläche, die mit dem nördlich Gerasdorf, bei Deutsch Wagram usw. durchziehenden Wagram zur Stromebene abfällt, die im Gegensatz zu den höheren Terrassen nicht das in deren Bereich vielfach prächtig entwickelte Phänomen der Brodelböden zeigt. Charakteristisch für die tiefste Ebenheit ist aber die vielfach mehrere Meter mächtige Auehmdecke über dem Schotter. Wie weit die tieferen Profilanteile dieser Schotter noch diluvial sind, ist noch nicht endgültig geklärt.

In Eibesbrunn wird der Südrand des Weinviertler Hügellandes erreicht. Knapp nordöstlich des Wolkersdorfer Berges wird bei der Rochuskapelle haltgemacht und der unmittelbar westlich davon gelegene große Aufschluß im Oberpannon besichtigt. Graubraune, resche, glimmerige Sande mit reicher Kreuzschichtung sind etwa 7 m hoch aufgeschlossen. Die Sande sind lagenweise zu Mürbsandstein verfestigt und besonders bemerkenswert sind dünne Schotterlagen, die auch zahlreiche Tegelgerölle führen und nicht selten Knochenreste. Durch eine unweit südlich dieser Sandgrube gelegene Counterflush-

bohrung der Rohöl-Gewinnungs Aktiengesellschaft wurde in 66-70 m Tiefe die „blaue Serie“ angetroffen, wie das etwa 200–350 m mächtige tiefere Oberpannon zufolge seiner vorwiegend blau gefärbten Sande, Tonmergel und Tone benannt wurde (R. Janoschek, 1951). Die in der Grube aufgeschlossenen Sande liegen im Bereich der „bunten Serie“, wie der höhere etwa 100 m mächtige Teil des Oberpannons zufolge der bunten Farben der reichlich wechsellagernden sandigen, mergeligen und tonigen Schichten bezeichnet wird.

Etwa 25 km NE des obigen Aufschlusses erreicht die Bundesstraße die Höhe des als „Kaserne“ (280 m) bezeichneten Berges, der einen schönen Ausblick nach N gewährt. Im Straßeneinschnitt auf der Höhe stehen noch oberpannonische Sande und Kiese an. Am Nordfuße des Berges zieht ein NW–SE-streichender Querbruch durch, der den Steinbergbruch um etwa 800 m gegen SE versetzt. Dieser verläuft von hier an damit ostwärts der Brünner Straße. Das Kasernwirthshaus am Nordfuße des Kasernberges liegt bereits im Bereiche des Unterpannons, das in nächster Nähe auch reichlich fossilführend ist.

4. Der Steinbergbruch bei Pyrawarth.

Etwa $\frac{1}{2}$ km SE des Südausganges von Bad Pyrawarth ist die einzige Stelle, an der der Steinbergbruch oberflächlich aufgeschlossen ist. In Kollnbrunn zweigt man von der Bundesstraße ab und fährt durch Pyrawarth bis zum Bahnhof am Südennde der Ortschaft. Am nordöstlichen Steilhang des Weidenbaches beißt von Kollnbrunn bis Pyrawarth Sarmat aus, unter anderem auch unterhalb der Kirche des letztgenannten Ortes. Dieser war besonders in älterer Zeit ein nicht unbeliebter Badeort, worauf auch die geräumigen Kuranlagen hinweisen. Starke Eisenquellen treten unmittelbar beim Kurhause aus.

Es dürfte wohl keinem Zweifel unterliegen, daß diese Quellen an den Steinbergbruch geknüpft sind, wie auch die Schwefelquelle von St. Ulrich N Zistersdorf.

Vom Bahnhof gelangt man auf einem Feldweg zum Freibad am östlichen Gehänge des Weidenbachtals. Längs der Südostplanke des Bades führt in nordöstlicher Richtung ein Feldweg den Hang hinauf. Längs dieses Weges sind oberpannonische Feinsande mit Schotter- und Konglomeratlagen aufgeschlossen. Nur etwa 200 m NE des Weidenbaches zweigt von diesem Weg ein weiterer Feldweg gegen NW ab, der sich zunächst an den Rand des Wäldchens hält. Die oberpannonischen Bildungen sind nur wenige Meter von der erwähnten Abzweigung gegen NW hin zu verfolgen; sodann setzen, wie man schon mit dem Hammer leicht ermitteln kann, schlagartig graue und grünliche feinsandige Tonmergel und Tonsande ein, die reichlich *Congeria hoernesii* führen (Unterpannon, Zone C), die zeitweise massenhaft im Acker unterhalb des Weges gefunden werden kann. Es streicht hier der Steinbergbruch durch, der auch morphologisch insoweit heraustritt, als das Oberpannon mit einer deutlichen Gehängekulisse gegen SW vortritt.

5. Pyrawarth—Maustrenk; Steinberg und Zistersdorf.

Bei der Weiterfahrt, zunächst zurück nach Kollbrunn, bietet sich nach Passierung von Gaweinstal am Schrickler Berg (272 m) ein schöner Rundblick. Im Westen ist auf einem Höhenrücken die Ortschaft Neubau zu sehen, in deren Bereich die letzten Flyschausläufer des Ostsporns des Bisambergrückens liegen. Gegen NE sinken sie unter die miozänen Ablagerungen des Mistelbacher Beckens ein.

In Hobersdorf am Rande des Zayatales zweigt gegen Osten die Straße nach Maustrenk und Zistersdorf ab. In Maustrenk ist der Westfuß des Steinbergrückens erreicht. Mit einigen Kehren gewinnt die Straße rasch an Höhe. In einer Schottergrube sind unter etwas Löß bis 5 m rostrot gefärbte Schotter aufgeschlossen, die einer als Oberpliozän gedeuteten Terrasse in etwa 225—235 m Seehöhe angehören. Der Tortonaufruch des Steinberges selbst weist keine Schotterüberdeckung auf, vielmehr finden sich Terrassenschotterreste nur an den Flanken desselben (K. Friedl, 1936).

Der Tortonaufruch des Steinberges inmitten des nördlichen Wiener Beckens hat schon lange die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Nach der Kartierung von K. Friedl (1936) baut sich das anstehende Torton vorzüglich aus Nulliporengrus auf, dem durch konkretionäre Verfestigung zahlreiche Leithakalkblöcke eingelagert sind. Diese Bildungen eines seichten Meeres sind aber nur ca. 20—30 m mächtig. Darunter folgen Tonmergel und Sande, wie durch die verschiedenen Bohrungen in sehr schöner Weise festgestellt wurde. Die Tonmergel führen eine reiche und großwüchsige Foraminiferenfauna, die durch die Gattungen *Robulus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Vaginulina*, *Frondicularia* usw. ausgezeichnet ist, die im Wiener Becken ganz allgemein für das tiefere Torton kennzeichnend sind (Lagenidenzone, R. Grill, 1943). Die hangenden Leithakalkbildungen enthalten die Seichtwasserforaminiferenfauna, wie sie durch d'Orbigny auch schon aus Nußdorf bekannt gemacht wurde, mit *Amphistegina hauerina*, *Elphidium crispum*, *Asterigerina planorbis*, *Heterostegina costata*, *Rotalia beccarii* usw. Während sich anderwärts über die Lagenidenzone noch mächtiges mittleres und oberes Torton lagern, so liegen am Steinberg nur die erwähnten 20—30 m Leithakalkbildungen vor, und es muß daraus auf bedeutende Schichtflächen im Bereiche des höheren Torton geschlossen werden. Aber auch das Sarmat in der Umrandung des Torton ist reduziert. Durch eine Anzahl von Counterflushbohrungen, die von der Rohöl-Gewinnungs Aktiengesellschaft am Südrande des Steinbergdomes abgeteuft wurden, konnte nach Untersuchungen von R. Grill festgestellt werden, daß hier über den Leithakalkbildungen direkt oberes Sarmat der Zone mit *Nonion granosum* liegt. Es ist dieses Sarmat hier nur 10—20 m mächtig und wird noch von etwas Pannon überlagert. Das tiefere Sarmat gelangte in diesem Randgebiete also nicht zur Ablagerung, es stellt sich vielmehr erst flankenwärts ein.

Der Steinberg war also durch lange Zeit hindurch Hochgebiet und spiegelt ein sehr betontes Flyschrelief des Untergrundes wider, das durch geophysikalische Messungen und zahlreiche Bohrungen schon

recht gut bekannt ist. Ganz allgemein zeigte es sich, daß für die Lagerung der Schichten im Wiener Becken das Untergrundrelief von hoher Bedeutung ist, und daß begrabene Berge sehr verbreitet sind. Ihnen stehen die Schlepplstrukturen längs der große Brüche gegenüber.

In die am Steinberg anstehenden Leithakalkbildungen gewähren zwei Aufschlüsse unmittelbar neben der Straße 1,5 km SW Neusiedl einen leidlich guten Einblick.

Vom Gipfel des Steinberges, dessen Leithakalkbildungen morphologisch markant hervortreten, bietet sich den Exkursionsteilnehmern ein besonders schöner Blick. Die Leithakalkplatte des Steinberges wird im E von dem fast geradlinig NE—SW-streichenden Steinbergbruchsystem abgeschnitten, welches in der Umgebung von Zistersdorf durch eine in der Landschaft klar in Erscheinung tretende Steilstufe gekennzeichnet ist.

Wenige Meter östlich des Blickpunktes zieht der westliche Steinbergbruch durch, welcher Sarmat gegen Torton verwirft und eine Sprunghöhe von etwa 100 m aufweist. Von einigen Forschern wird die Existenz dieses Bruches geleugnet und die fast geradlinig verlaufende Sarmat/Torton-Grenze als eine Brandungskehle des sarmatischen Meeres gedeutet.

Die zwischen den beiden Steinbergbrüchen liegende Zwischenstüffel wird obertags von sarmatischen Tonmergeln, Sanden, Sandsteinen und in unmittelbarer Bruchnähe von groben Strandbildungen mit bis m³-großen Leithakalkblöcken aufgebaut. Die sarmatischen Ablagerungen werden teilweise von unterpannonischen Sedimenten, Tonmergeln, Sanden und Schottern überlagert, von welchen die Schotter eine von H. Zapfe (1948) beschriebene unterpliozäne Säugetierfauna geliefert haben.

Der östliche Steinbergbruch, der Hauptbruch, verwirft Oberpannon gegen Sarmat, bzw. Unterpannon mit einer Sprunghöhe von mehr als 1000 m, — für die Oberkante Torton beträgt diese sogar mehr als 2000 m. Er bildet die Grenze zwischen der Hochscholle und der Tiefscholle, deren Tektonik auf Grund der in den letzten beiden Jahrzehnten durchgeführten erdölgeologischen Untersuchungen weitgehendst geklärt werden konnte.

An den östlichen Steinbergbruch eng angeschmiegt ist die sogenannte Zistersdorfer Hochzone, aus einer Reihe von perlschnurartig aneinandergereihten Schlepplstrukturen aufgebaut, auf deren Ölführung im folgenden hingewiesen werden soll.

Gegen E folgt dann die Göstinger Muldenzone, in deren Bereich das Städtchen Zistersdorf liegt. Der östlich Zistersdorf gelegene Höhenrücken gehört bereits der Hochzone Eichhorn—Matzen—Aderklaa an. Über den flachwelligen östlichen Teil des Wiener Beckens gleitet der Blick bis zu den Kleinen Karpaten mit der 754 m hohen Visoka.

Gegen W zu breitet sich das Mistelbacher Becken aus, an dessen W-Rand die Kulisse der Leiser Berge mit dem großen Steinbruch, im Tithonkalk und dem 492 m hohen Buschberg, dem höchsten Berg des Weinviertels, austritt. In der NE-Fortsetzung sind deutlich die Falkensteiner Berge und schließlich die Pollauer Berge zu sehen

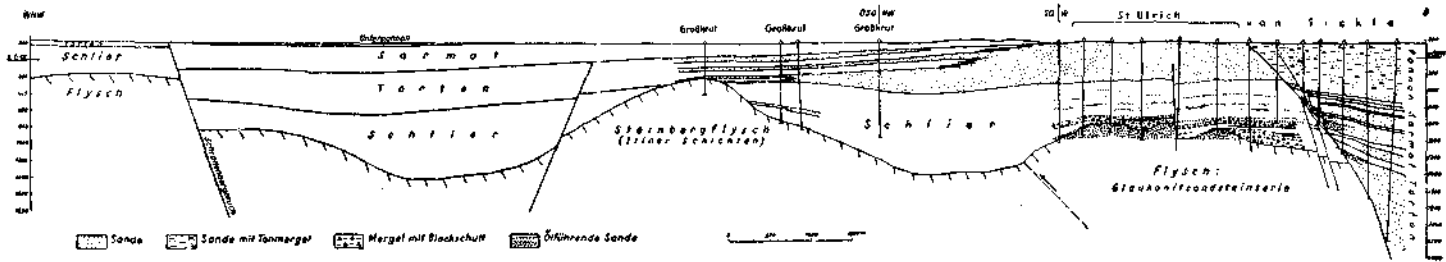


Abb. 1. Profil durch einen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens.
(Nach E. Veit aus R. Nöth.)

als nordöstlicher Abschluß der niederösterreichisch-mährischen Inselberge. Sie markieren in großen Zügen den Grenzsäum gegen das Außeralpine Wiener Becken.

Was die Ölführung anbelangt, haben in der weiteren Umgebung von Zistersdorf folgende geologische Einheiten eine wirtschaftlich lohnende Förderung geliefert:

In tektonisch günstiger Position fördern im Ölfeld Hauskirchen—St. Ulrich, nördlich des Blickpunktes gelegen, eozäne Sandsteine, welche mit den Ciezkowicer Sandsteinen verglichen werden können. Unmittelbar westlich des Blickpunktes liegt das Ölfeld Maustrenk und im S einzelne Bohrtürme mit der Bezeichnung Scharfeneck, welche aus den basalen helvetischen Ablagerungen Erdöl produzieren; hier war das Relief des Flyschuntergrundes für die Bildung der Lagerstätten maßgebend. Östlich des Steinbergbruches liegen die Schlepplstrukturen der Zistersdorfer Hochzone, in deren Scheitelpartien vorwiegend sarmatische und tortonische Sande und Sandsteine ölführend angetroffen wurden. Im NE liegt das durch eine Zwischenmulde in die Gösting- und Ragdomung zweigeteilte Ölfeld Zistersdorf und im S das Ölfeld Gaiselberg. Auch im Beckeninneren, in der Hochzone Eichhorn—Matzen—Aderklaa, wird Erdöl und Erdgas gewonnen.

Auf der Strecke zwischen der Steinberghöhe und Zistersdorf soll nun durch den Besuch einiger markanter Aufschlüsse, in welchen die älteren Formationen unter der fast die ganze Landschaft der Umgebung von Zistersdorf einnehmenden Lößdecke hervortreten, der geologische Bau dieser Profilstrecke näher erläutert werden. Unmittelbar südlich des Blickpunktes liegt ein kleiner Aufschluß, in welchem stark sandige Leithakalke mehrere Meter hoch aufgeschlossen sind. Diese fallen mit wenigen Graden gegen NW ein und haben Bruchstücke von Pectiniden, *Pinna* und Seeigelreste geliefert. Wenige Meter östlich dieses Aufschlusses zieht der westliche Steinbergbruch durch. An der Böschung der nach Windisch-Baumgarten führenden Straße ist der sogenannte Atzgersdorfer Stein, ein oolithischer, sarmatischer Kalksandstein mit reichlichen Abdrücken und Steinkernen der für das Sarmat charakteristischen Fossilien aufgeschlossen, welcher der Zwischenstaffel zwischen den beiden Steinbergbrüchen angehört. Östlich der Ortschaft Windisch-Baumgarten, bereits im Bereiche der Tiefscholle gelegen, sind in mehreren Aufschlüssen oberpaannonische Schichten, gelbbraune und grünlichgraue, sandige Tonmergel, zum Teil auch bläulich gefärbt, aufgeschlossen. Besonders hingewiesen sei auf das Westfallen dieser Schichten, welches in der Nähe des Steinbergbruches, vielfach auch in tieferen Schichten, beobachtet werden konnte. Dieses Einfallen kann auch unmittelbar nördlich der nach Zistersdorf führenden Straße an dem S-schauenden Hang bei günstigen Aufschlußverhältnissen beobachtet werden. In der unmittelbaren Umgebung von Zistersdorf ist in den Hohlwegen und an Straßenböschungen fast ausschließlich quartärer Löß aufgeschlossen.

6. Nexing (Sarmat).

Von Zistersdorf führt die Bezirksstraße über Gaiselberg nach Niedersulz. Hier zweigt eine Straße westwärts nach Nexing ab. Unmittelbar vor dem Schloß führt ein Weg längs der Schloßmauer über das Gehänge zur Höhe hinauf. Überall treten Sarmatsande mit Lumachellen auf, die auf der Höhe östlich des Dorfes in einigen Gruben als Hühnerfutterbeigabe abgebaut werden. In diesen Gruben sind die Lumachellen grauen, reschen, feinen Sanden eingelagert. Nach einer Bearbeitung von A. Papp sind häufig vertreten:

Maetra vitaliana eichwaldi Laskarev
Irus gregarius gregarius (Partsch) Goldfuß
Cardium latisulcum jammense Hilber
Cardium latisulcum nexingense Papp
Cardium ghergutai Jekelius
Cardium vindobonense vindobonense (Partsch) Laskarev
Pirenella picta picta (Defrance)
Pirenella picta nympa (Eichwald)
Cerithium rubiginosum Eichwald
Dorsanum duplicatum (Sowerby) und Unterarten.

Seltener treten auf:

Calliostoma podolicoformis nudostriata Papp
Theodoxus (Theodoxus) crenulatus (Klein)
Donax dentiger Eichwald
Cepea sylvestrina gottschicki Wenz

und eine Reihe weiterer Arten, die den Artenbestand der oberen Ervilienschichten im Wiener Becken vervollständigen (A. Papp, 1949).

7. Niedersulz—Hohenruppersdorf.

Von Nexing geht es wieder zurück nach Niedersulz zu der Richtung Hohenruppersdorf weiterführenden Straße.

Knapp südlich des südlichen Ortsausganges von Niedersulz sind neben der Straße einige Aufschlüsse in fossilführenden unterpannonischen tonigen Feinsanden. Die Straße folgt weiterhin einem Graben, der aus der Gegend von Pottschallen beim Galgen (Höhenangabe 227) in nordnordöstlicher Richtung dem Weidenbachtal bei Niedersulz zustrebt. Durch diesen Graben zieht auch ein Ast des Steinbergbruchsystems. Es gestattet daher das in Betracht gezogene Straßenstück recht anschauliche Beobachtungen. Am ostschauenden Grabenhang und im südwestlichen Teil des Grabens auch am westschauenden Hang treten wiederholt zum Teil ziemlich grobe Sande mit Tonmergellagen aus und es finden sich in diesen Schichten ziemlich häufig *Congeria subglobosa*, *Limnocardium* div. sp., *Melanopsis pygmaea* u. a. Dieses Mittelpannon überlagert die vorhin erwähnten unterpannonischen Schichten. Ein in Versturz befindlicher Aufschluß findet sich am ostschauenden Gehänge ungefähr in der Mitte des Grabens. Hier konnten auch Knochenreste gefunden werden, die noch einer näheren Bearbeitung harren.

Am westschauenden Hang des nördlichen Grabenbereiches fallen schon von weitem intensiv rot gefärbte Streifen in den Äckern auf. Es steht hier die „Rote Lehmserie“ an, wie sie von R. Janoschek benannt wurde, ziegelrote und rotbraune, auch grünlich gefärbte Lehme mit kreidigen, konkretionären Lagen sowie Schotterlagen. Es überlagern diese Bildungen diskordant das Oberpannon und sie werden ins jüngere Pliozän gestellt, ohne daß allerdings genauere Unterlagen für diese Altersbestimmung vorliegen. Diese Serie wurde von den jüngsten tektonischen Bewegungen im Wiener Becken noch leicht mitbetroffen, und sie findet sich östlich des Steinbergbruches regelmäßig in relativ wesentlich bedeutenderer Mächtigkeit (nach R. Janoschek bis 60 m) als westlich desselben. Im vorliegenden Falle gehört der Abschnitt des Gehänges mit den roten Lehmen der Tiefscholle östlich des Steinbergbruchsystems an. Unter- und Mittelpannon längs der Straße S Niedersulz gehören zu einer Zwischenstaffel, die in Pottschallen beim Galgen ihr südliches Ende findet. Sarmat streicht erst auf der Hochscholle westlich davon aus.

Aufschlüsse in der „Roten Lehmserie“ finden sich längs des Karrenweges, der das westschauende Gehänge des oben beschriebenen Grabens quert.

Über Hohenrappersdorf mit seiner weithin sichtbaren Kirche, in deren unmittelbaren Nähe der Steinbergbruch durchzieht, führt die Straße nach Kollnbrunn, wo sie die Brünner Bundesstraße trifft. Im Bereiche von Hohenrappersdorf zeigt der Steinbergbruch einen recht komplizierten Verlauf, was auf Querbrüche zurückzuführen ist. Eine östlich des Hauptbruches entwickelte breite Vorstaffel bringt weitere Komplikationen in den Bau der Struktur Hohenrappersdorf, die schon durch eine ganze Reihe von Bohrungen auf ihre Ölführung hin untersucht wurde.

Literatur:

- Fahrion, H.: Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. — Öl und Kohle, 37, Berlin 1941.
- Friedl, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 24, 1931.
- Friedl, K.: Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — F. E. S u e ß Festschrift d. Geol. Ges. Wien 29, 1936.
- Glaessner, M. F.: Neue Untersuchungen über die Grunder Schichten bei Korneuburg. — Verh. Geol. B.-A. 1926.
- Göttinger, G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Berichte d. Reichsamts f. Bodenf., Jg. 1944, H. 1/4.
- Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. Reichsamts f. Bodenf. Zweigst. Wien, H. 6, Wien 1943.
- Grill, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. B.-A. 1945.
- Grill, R.: Siehe Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. — Wien 1951.
- Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh. 8, Wien 1905.
- Janoschek, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. In Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. 2. Aufl. Verl. F. Deulicke, Wien 1951.
- Küpper, H.: Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 153, Wien 1950.
- Langer, Fr. J.: Geologische Beschreibung des Bisamberges. — Jb. d. Geol. B.-A. 88, Wien 1938.

- Noth, R.: Die Ölgebiete der Karpaten. Verh. Geol. B.-A. 1945.
- Papp, A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten des Pannons im Wiener Becken. — Anz. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. Wien 1948.
- Papp, A.: Fauna und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Anz. Österr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. Wien 1950.
- Papp, A. u. Turnovský, K.: Über die Entwicklung der Mollusken- und Ostracoden-Fauna im Pannon des Wiener Beckens und in Ungarn. — Anz. Österr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. Wien 1950.
- Reich, H.: Streuschiefern oder Linienschiefern. — Öl und Kohle, 30, Berlin 1943.
- Schaffer, F. X.: Geologie von Wien. — Verl. R. Lechner, Wien 1906.
- Schaffer, F. X.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. — Verh. Geol. R.-A. 1907.
- Schaffer, F. X. und Grill, R.: Die Molassezone. In: Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl. — Verl. F. Deuticke, Wien 1951.
- Siemens, G.: Das Schwerebild des Wiener Beckens. — Beiträge zur angewandten Geophysik, 8, Leipzig 1940.
- Veit, E.: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien, H. 6, Wien 1943.
- Vetters, H.: Mitteilungen aus dem tertiären Hügelland unter dem Manhartsberge. — Verh. Geol. R.-A. 1914.
- Zapfe, H.: Die Säugetierfauna aus dem Unterpliozän von Gaiselberg bei Zistersdorf in Niederösterreich. — Jb. d. Geol. B.-A. 33, Wien 1949.

Erklärungen zu Tafel II.











Die Skizze gibt einen Auszug einer von R. Grill zusammengestellten Manuskriptkarte im Maßstabe 1:75.000 des österreichischen Anteils des nördlichen Wiener Beckens, nach Arbeiten von F. Aberner, E. Braumüller, H. Fahrion, K. Friedl, K. Göttinger, R. Grill, R. Janoschek, J. Kapounek, H. Stowasser, E. Veit.

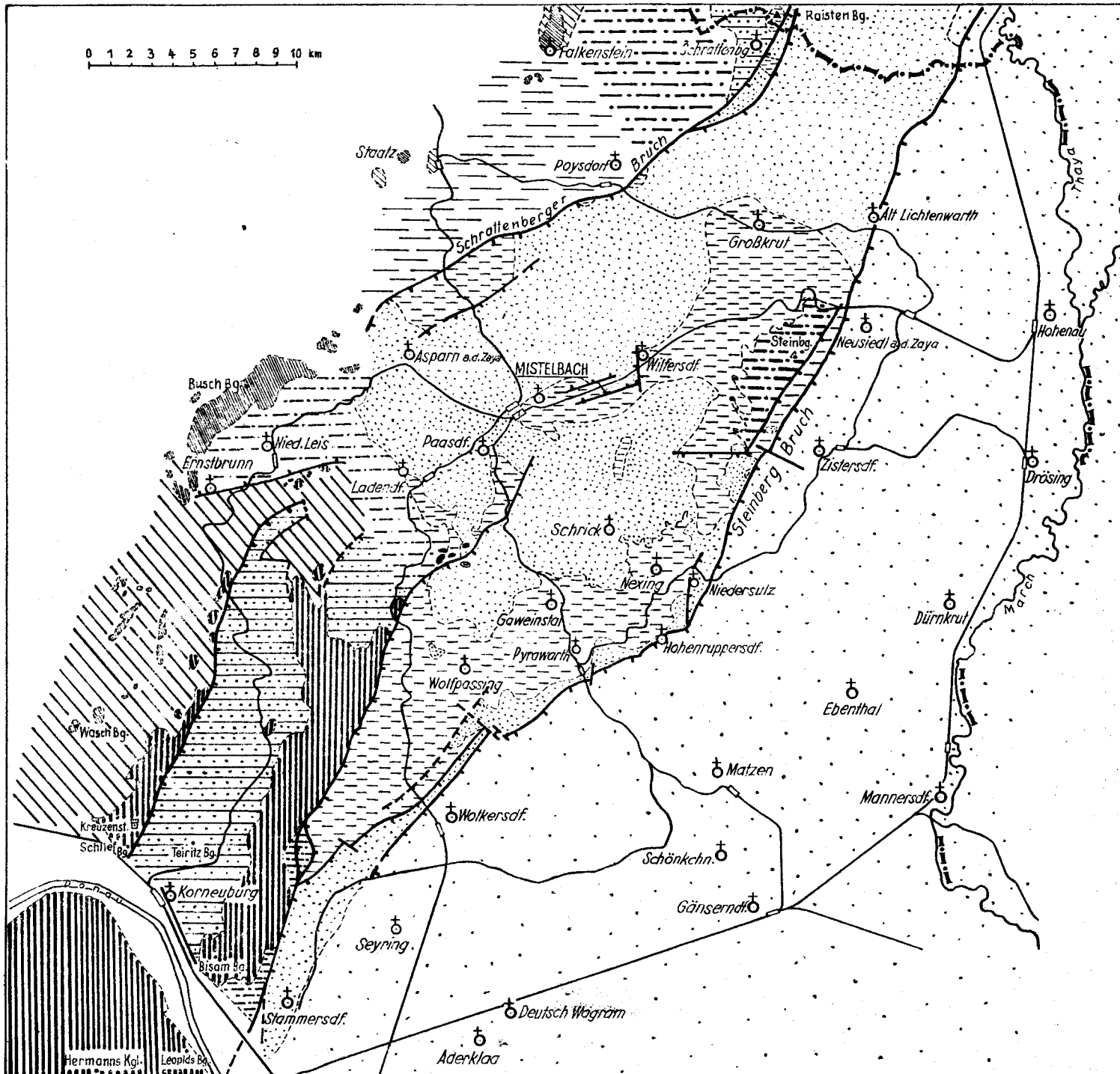
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

R. GRILL :

Der
österreichische Anteil
des
nördlichen Wiener Beckens.
(Abgedeckte Kartenskizze.)

Legende :

-  Oberpannon
-  Mittel- u. Unterpannon
-  Sarmat
-  Torton
-  Helvet
-  Mittelmiozän i. Allg.
-  Waschbergzone (vorwiegend Auspitzer Mergel)
-  Mesozoische u. alttertiäre Klippen der Waschbergzone
-  Flysch
-  Wichtige Brüche



B.

Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete

H. Küpper

Geologische Karten:

Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000,
G. Götzinger, R. Grill, H. Küpper und H. Vettors †.
Ausgabe 1951.

Geologische Spezialkarte, 1:75.000, Wiener Neustadt (4857), Aus-
gabe 1914.

Haltepunkte:

1. Rauchenwarth
2. Baden (Alexandrowitschanlagen)
3. Peilstein
4. Wiener Neustädter Pforte
—Eisenstadt

Erläutert wird:

Zentraler Beckenteil: junge und
jüngste Beckenausgestaltung.
Westlicher Beckenrand. Tertiär
gegen steilstehendes Mesozoikum.
Geologische Stellung der Thermen.
Tektonik der Kalkvoralpen.

Prinzipielles zur Frage der Ein-
bruchsbecken.

Ausgangspunkt: Burgtheater.

Die Route führt über den Rennweg ansteigend zur Stadt-Simmering-Terrasse, auf der ebenen Oberfläche derselben weiter zum Zentralfriedhof, wo sich die Simmeringer Terrasse ins südliche Wiener Becken öffnet; durch den Schwechataustritt unterbrochen, setzt sich diese Ebenheit südlich des Ortes Schwechat aber wieder fort und steigt nach Rauchenwarth und südlich des Ortes zu höheren Formen an.

1. Haltepunkt: Hexenbühel südlich Rauchenwarth + 220 m (Taf. II). Hügelkappe bedeckt durch Schotter, die ihrer Höhenlage nach als Laaerbergschotter anzusprechen sind. Im Gegensatz zu dem bisher immer wieder Vorgebrachten, enthalten diese Quarzschotter hier und an mehreren Punkten eine auffallend starke Beimengung von kalkalpinen Komponenten, wovon nach Plöchinger etwa 60% als dunkle Rhätkalke und 40% als Dachsteinkalke zum Teil durch Fossilien belegt sind. Die Auffassung, daß in den Laaerbergschottern die Kalkkomponenten allgemein durch selektive Erosion fehlen, läßt sich demnach nicht bestätigen; für dieses Gebiet ist der Zufluß von aus den Kalkalpen stammenden Gerinnen, welche in die Quarzschotterführung münden, erwiesen.

Die Frage nach der Einordnung der „Kalkzubringer“ zu den Laaerbergsschottern in dem kalkalpinen Hinterland ist noch nicht gelöst. Die Hügelunterlagerung besteht aus höchstem Pannon¹⁾. Der Talboden des südlich gelegenen Fischatales ist mit diluvialen Schottern bedeckt (pollenanalytisch untersuchte Torf-Toneinschaltung). Alluvium hier nur als erosive Rinne in letzteren entwickelt.

Das bisher Beobachtete, eingebaut in die Pleistozänstratigraphie, ergibt folgendes Bild:

Laaerbergsschotter, Hexenbühel + 220—250 m	Günz-Mindel
Stadt-Simmering-Terrasse + 180 m	Riß
Talboden Fischatal + 160 m	Würm
Heutiger Fischalauf eingesenkt in Würm	Alluvial

Weiterfahrt abwärts ins Fischatal, westwärts die durch Würmschotter gefüllte Ebene querend an den Westrand des Beckens nach

2. Baden-Helenental (Jb. Geol. B.-A. XCIV, 1950, Taf. V, Text Seite 51): Lage der Thermen am Badener Bruch, flächenhaft gebunden an einen Dolomitsporn, der in Fortsetzung des Kalvarienberges westlich des Bruches unter den Schwechat-Alluvien noch angetroffen wurde.

Eingang Helenental (W Aquaedukt) flach beckenwärts fallende, basale Randbreccien (Torton), unmittelbar westlich folgend steilstehendes Mesozoikum, Hauptdolomit — Ruine Ranhenstein, Dachsteinkalk — Tunnel UrteIstein (siehe Taf. IV: Fig. 2).

Weiterfahrt durchs Schwechattal. Kurze Erläuterung des Fensters von Sattelbach (Schwechatfenster) (siehe Taf. IV: Fig. 1). Mayerling — Raisenmarkt — Schwarzensee.

Von hier zu Fuß auf den Peilstein (Wexenberg) 718 m.

3. Peilstein (Wexenberg) 718 m.

Aussicht nach W und NW.

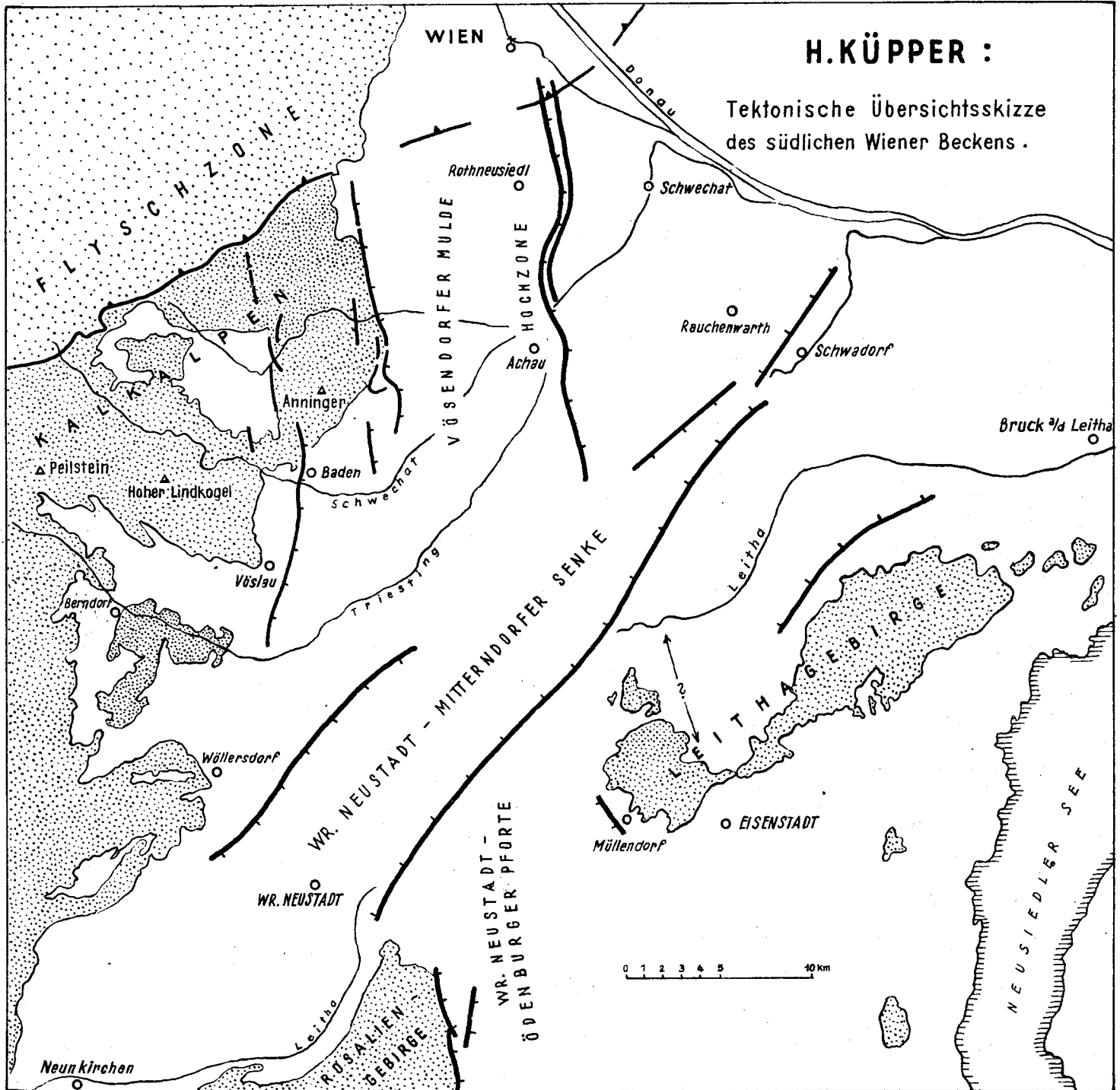
Morphologisch hervortretend der Nordrand der Ötscher Decke (Hocheck), nördlich anschließend die Kalkberge der Lunzer- und Frankenfesler Decke, dahinter die langgestreckten Rücken der Flyschzone, bei guter Sicht am nördlichen Horizont jenseits der Flyschzone der Dunkelsteinerwald (Röhmische Masse).

Aus der Auswertung von neuen Beobachtungen, welche zum Teil noch nicht abgeschlossen sind, ergibt sich, daß die Bewegungen, welche zu dem heute vorliegenden Bau der Lindkogelaufwölbung und des darunter liegenden Schwechatfensters geführt haben, sich in einem mehrphasigen Geschehen vollzogen haben. Die verschiedenen Phasen lassen sich an Hand der Profile (Taf. IV) vorläufig charakterisieren als

erstens: Bildung einer liegenden Falte; „Stirnzapfen“, Klein Marchberg, Werfener umhüllt durch Gutensteiner; das Tiefste der liegenden Falte die Juragesteine bei Sattelbach im Schwechattal;

zweitens: Einschub von Hauptdolomit als Reliefüberschiebung auf Muschelkalk (Scholle Groß Marchberg — Raisenmarkt);

¹⁾ Süßwasserkalke vom Ludwigshof und Kukuksberg sind nach A. Papp Pannon H.



drittens: Nachschub auf durch Gosau bereits transgressiv eingedecktes Gebiet;

viertens: Bruchtektonik in der Lindkogel-Scholle;

fünftens: zum Teil gleichzeitig mit dem Vorhergehenden, Aufwölbung, unter Ausgestaltung der Pölla-Merkensteiner Querstörung und ihrer möglichen gegensinnig orientierten Äquivalente im Gebiet von Alland, Schwechattal.

Hat der Hinweis auf in der Landschaft sichtbare Teile der Lindkogelprofile einen gewissen Einblick in die Gestaltung des Baues der Kalkalpen ergeben, so wird diese noch ergänzt durch einen Blick auf die tektonische Skizze (Taf. IV). Nur einige wesentliche Punkte sollen hier betont werden:

Während im Verlauf der verfolgbaren tektonischen Elemente der Flyschzone ein allmähliches Umschwenken in die karpatische Richtung erfolgt und diese Eigenschaft bis zu einem gewissen Grade auch den randlichen tektonischen Einheiten der Kalkalpen (Frankenfelder und Lunzer Decke) zugesprochen werden kann, ist das Streichen der tektonischen Elemente der Ötscher Decke anderer Art. Auffallend für diesen Teil der Ötscher Decke sind — abgesehen von einer jüngsten Zerschering an Schuppenspänen — Faltungsanordnungen, die man am ehesten als „W-schauende Faltungsbögen“ bezeichnen könnte. Wir verweisen auf den Bau der Dolomitplatte südwestlich des Hochecks, auf die fast SW—N-streichende Dachsteinkalkmulde Pottenstein—Dernberg sowie auf die W—E-streichende Front der Ötscher Decke nördlich des Anninger mit der merkwürdigen, nach S abschwenkenden Dachsteinkalkmulde Anninger—Badener Lindkogel.

Ohne einen vollständigen Erklärungsversuch für diese Tektonik geben zu wollen, muß doch die Verschiedenheit betont werden, welche Flyschzone und kalkalpine Randdecken gegenüber der Ötscher Decke im Bereiche der Alpen- und Karpatenumbiegung zeigen. Die erste Gruppe mag mechanisch durch die relative Nähe des Untergrundes, die zweite schon durch heute bereits fehlende höhere tektonische Elemente beeinflußt werden. Aus gemeinsamer jüngerer Überprägung dieser Züge durch Querstörungen und Queraufwölbungen, aus dem Hineinspielen von jungtertiären Transgressionsvorgängen ergibt sich, das komplexe, noch nicht ganz aufgelöste heutige Bild.

Weiterfahrt von Schwarzensee nach S ins Triestingtal bis Weißenbach (Mittagsstation).

Am Wege durch das untere Triestingtal werden verschiedene mesozoische Kulissen gequert, welche als Sockel der mit Tertiär gefüllten Triestingbucht zu betrachten sind. Bis zum Ausgang des Triestingtales ins südliche Wiener Becken besteht die Tertiärauflagerung aus tortonen Schottern. Knapp W von Leobersdorf quert die Straße den südlichen Ausläufer des Badener Bruches (Pannon stößt gegen Torton). Von hier bis an die Schönauer Teiche liegt in geringer Tiefe Pannon. Bei Sollenau bricht im Untergrund auch dieses ab und das Wegstück Sollenau—Wiener Neustadt—Neudörfel quert den jüngsten und tiefsten Teil der Beckenachse, eine SSW—NNE-verlaufende Senke, die nach in 50 m Tiefe angetroffenen interglazialen Lehmen

ein sehr junges Element ist. Der Kegel der Piesting baut sich von W kommend in diese Senke hinein.

Östlich Neudörfel steigt die Straße auf die Höhe von Pöttching (291 m), quert von hier in NO-Richtung die Wiener Neustadt—Ödenburger Pforte bis zur Höhe von Müllendorf (230 m). Von beiden Punkten ergibt sich ein schöner Rückblick auf die Hochflächen der Kalkalpen und eine Übersicht auf den Eintritt ins Burgenland.

4. Wiener Neustädter Pforte, als geographischer Begriff die Überleitung vom südlichen Wiener Becken in die Pannon-Ebene, ist ein von Brüchen durchsetztes Jungtertiärgebiet, das in den Nordostsporn der Zentralalpen zwischen Rosalien- und Leithagebirge eingesenkt ist (das Kristallin liegt hier ca. 1400 m tief). Bei der Betrachtung der Übersichtskarte (Taf. III) des südlichen Wiener Beckens (nach Janoschek, mit Ergänzungen) ergeben sich folgende Grundzüge des Gesamtbildes:

Ein Blick auf die tektonischen Leitelemente zeigt eine Vergitterung von NNW—SSE-Elementen, die im Rahmen des eigentlichen Alpenabbruches die führende Rolle spielen, mit solchen einer SW—NE-Tendenz, die, als Fortsetzung der Mur—Mürzsenke, nach Stini und Küpper als noch sehr jung absinkender Trog erkannt, die heutige morphologische Achse des Beckens bilden. Trotzdem dieses jüngste Leitelement dominiert, ist die Übereinstimmung in der grundsätzlichen Anordnung der älteren Gruppe an beiden Seiten der jungen Senke derartig auffallend, daß unseres Erachtens mit guten Gründen angenommen werden kann, daß hier ein älterer Anlageplan von einem jüngeren überprägt wird.

Zu dem älteren gehören von W nach E angeordnet die folgenden Elemente:

a) die Bruchstufen direkt am Alpenabbruch, Eichkogelbruch, Badener Bruch (H. Küpper, 1950) und diesen entsprechend die Brüche an der Westseite der Wiener Neustädter Pforte (W. Petrascheck, 1946),

b) die flache „Vösendorfer Mulde“ zwischen Eichkogel und Rothneusiedl—Achauer Hochzone und entsprechend dieser die Wiener Neustädter Pforte als Einsenkungsgebiet zwischen Rosalien- und Leithagebirge (Kristallin hier 1400 m tief). Möglicherweise ist die zwischen östlichem und westlichem Kristallin eingesenkte „Kohlenmulde von Brennbach“ eine weitere Fortsetzung dieses Mulden-Elementes,

c) die „Hochzone“ Rothneusiedl—Achau, im Osten begrenzt durch den Leopoldsdorfer Bruch, hat unseres Erachtens ihr Äquivalent im westlichsten Teil des Leithagebirges, welches mit auf Grund des Isogammenbildes als „Wimpassing—Müllendorfer-Querhoch“ bezeichnet werden könnte. Auch dieses Hoch könnte sich im Hoch des Brennberges fortsetzen.

Erklärungen zu Tafel IV und V.

Tafel IV. w = Werfener Schichten, tm = Muschelkalk, tw = Wettersteinkalk, twd = Wettersteindolomit, tl = Lunzer Sandstein, ld = Hauptdolomit, tk = Dachsteinkalk, rh = Rhät, J = Jura.

Tafel V. Dasselbe wie Tafel IV und außerdem: Fr = Frankfurter Decke, L = Lunzer Decke, Ö = Ötscher Decke, Fl = Flysch, punktiert in abnehmender Streudichte = Tertiäre Beckenränder.

H. KÜPPER : W-O Profile durch das Lindkogelgebiet. 1 : 25.000

Fig. 5 Detailprofil durch das Tertiär des Beckenrandes bei Baden. 1:10.000

Fig. 1

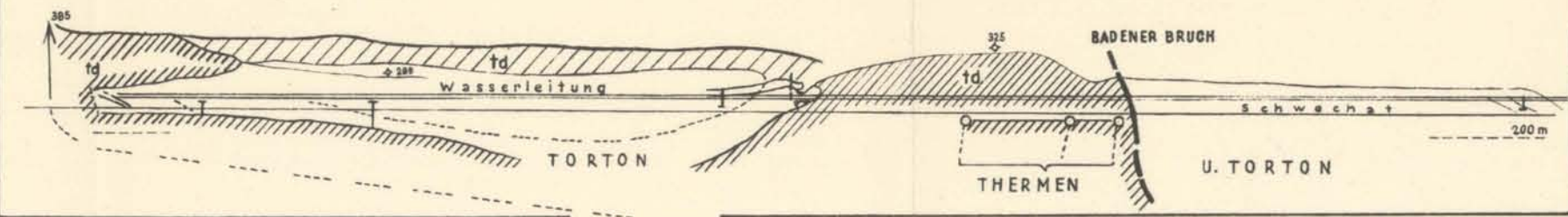
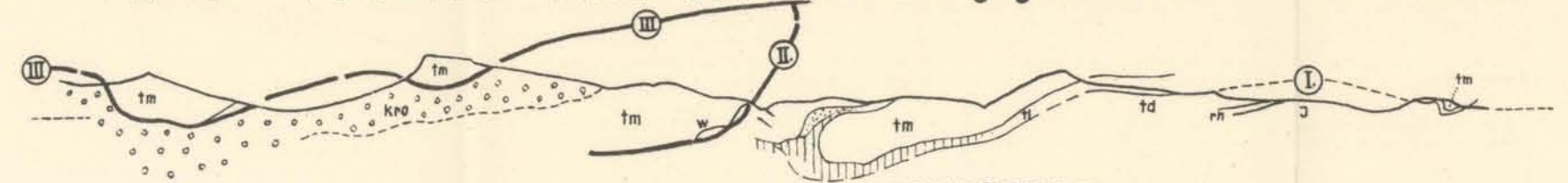


Fig. 2

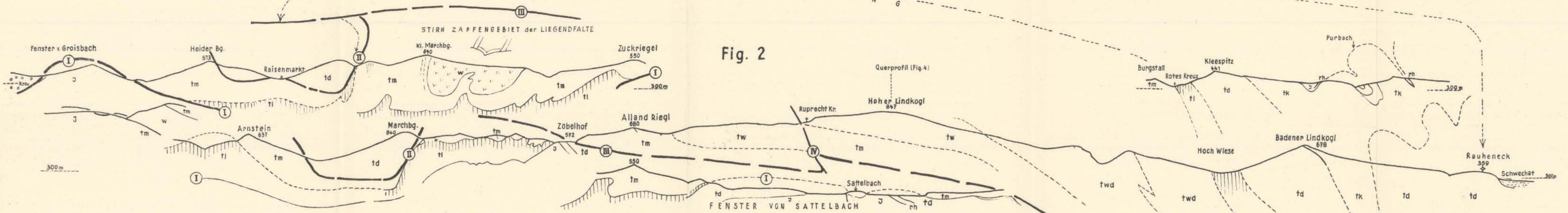


Fig. 3

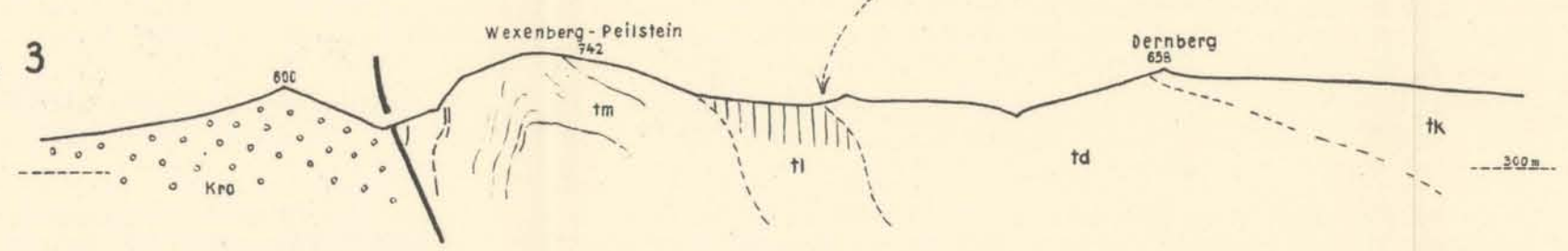
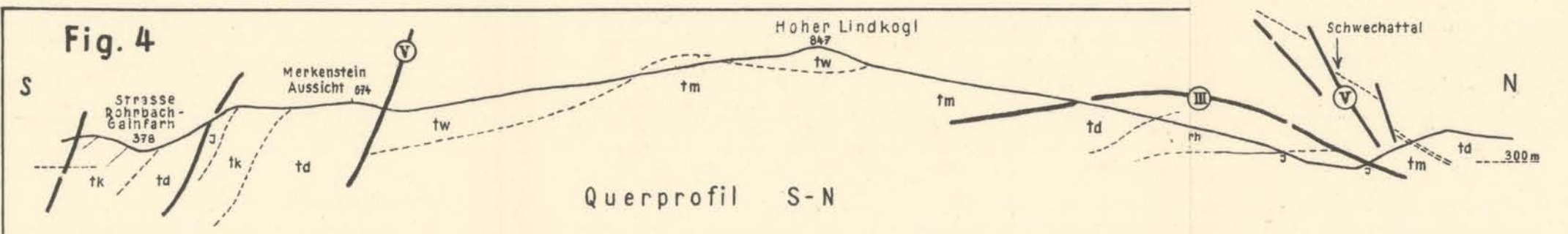
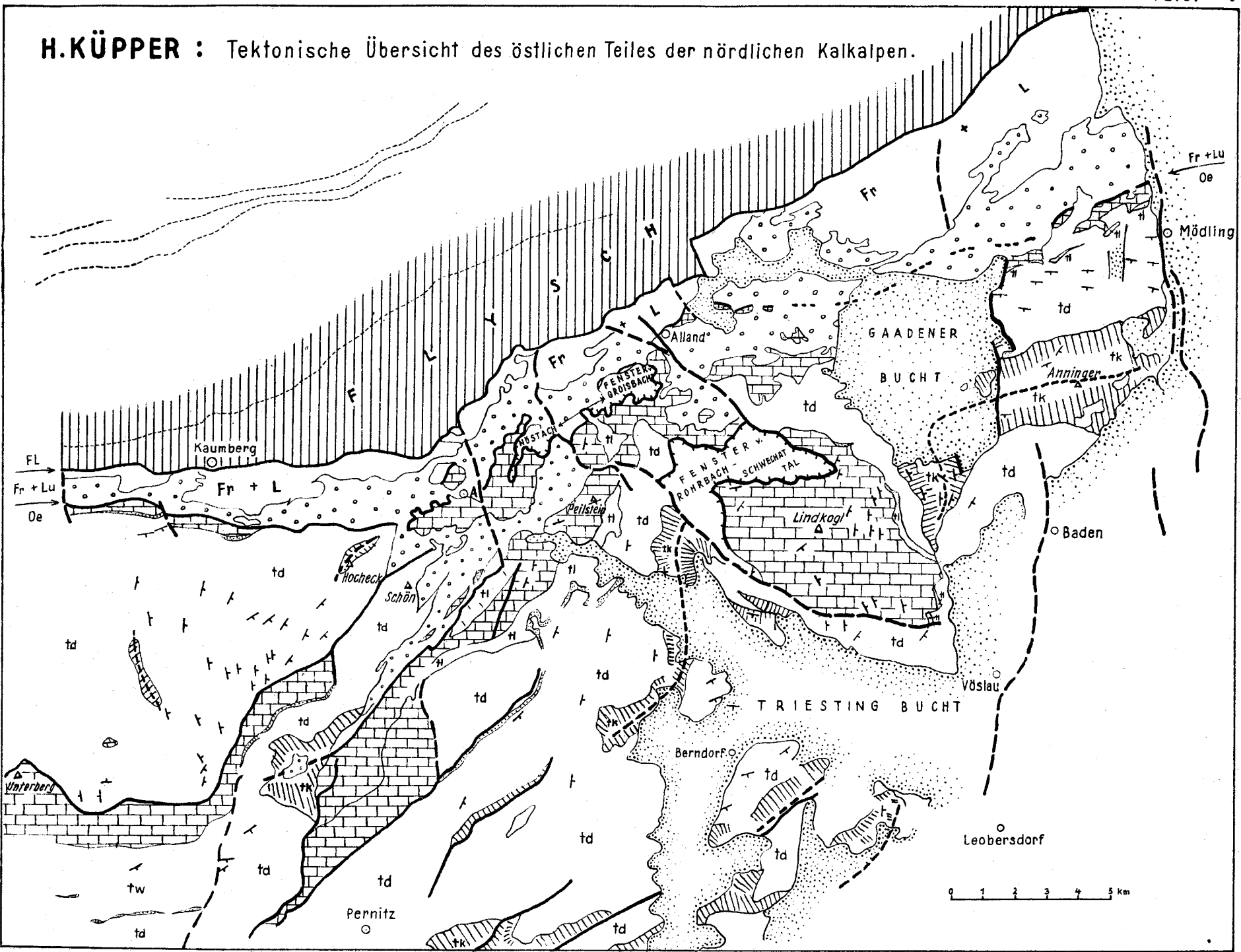


Fig. 4



H.KÜPPER : Tektonische Übersicht des östlichen Teiles der nördlichen Kalkalpen.



Im großen gesehen meinen wir, daß eine über große Erstreckung hervortretende ältere Anlage von NNW—SSE-Elementen von einer jüngeren in Fortsetzung der Mur—Mürzsenke gequert wird.

Bei der Betrachtung von großen Senkungsräumen nimmt in der geologischen Diskussion meist der Fragenkreis des Begrenzungsverlaufes und seiner Mechanik einen breiten Raum ein.

Ein weiteres wichtiges Moment beim Vergleich des durch die Einsenkung des Wiener Beckens unterbrochenen Alpen-Karpatenbogens ergibt sich aus der Tatsache, daß hier enorme Volumina der Erdkruste um Beträge von 1 bis 2 km in die Tiefe versenkt wurden, ohne daß sich in geologischen Oberflächenbild Anzeichen dafür kennbar machen ließen, daß annähernd gleich große Volumina aus der Tiefe an die Oberfläche ausgewichen wären. Nirgends im weitestens Umkreis des geologischen Raumes von Wien sind ausgedehnte jüngere magmatische Gesteine an die Oberfläche getreten und doch mag sich einst im Höhengniveau der Hohen Wand bis zu den Karpaten der Alpen-Karpatenbogen erstreckt haben. Die Gosaugesteine in 2800 m Tiefe am Boden des Wiener Beckens bestätigen, daß das einstmals verbindende Stück in die Tiefe gesunken ist. Wie sich dies vollzogen haben mag, ist uns heute unbekannt. Tatsache ist, daß sich diese Abwärtsbewegung großen Stiles ohne Ausweichkompensation seit dem späten Helvet vollzogen hat, daß also für die hier versenkten Volumina in der Tiefe Platz war oder Platz geschaffen wurde.

Diesem indirekten Einblick in große Vorgänge im Innern der Erdkruste eingedenk zu sein und ihre Ausmaße nicht nach Lehrbuchskizzen, sondern in der Natur abzuschätzen, dazu kann ein Rundblick auf der Wiener Neustädter Pforte Anlaß geben.

Nach kurzer Fahrt findet die Exkursion in Eisenstadt am Südrand des Leithagebirges ihr Ende.

Literatur.

- Zu 1. Papp, A. und Thenius, E.: Ober Grundlagen und Gliederung des Jungtertiärs. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 1949, 9.—10. Heft.
Küpper, H.: Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 1950 (im Druck).
- Zu 2. Küpper, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches. Jb. Geol. B.-A. XCIV, 1950, S. 51. Hauptprofil X, Taf. V.
- Zu 3. Spitz, A.: Die nördl. Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitt. Geol. Ges. Wien, 12, 1919.
Kober L.: Geologie der Landschaft um Wien. Springer, 1926, S. 57.
Spengler, E.: Geol. Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. Jb. Geol. B.-A. 1928.
Tauber, A. F.: Der miozäne O—W-Schub im Raume der alpin-karpat. Umbiegung. Sitzber. Ak. d. Wiss., Bd. 152, 1943, S. 129.
Küpper, H.: Aufnahmebericht 1949. Verh. Geol. B.-A. 1949.
- Zu 4. Janoschek, R.: Das inneralpine Wiener Becken. In: Geologie von Österreich, Wien 1951.
Petrascheck, W.: Geologie der Umgebung von Sauerbrunn. Verh. Geol. B.-A. 1945, S. 173.

C.

Alpenexkursion

I. Alpenvorland und Südrand der Böhmisches Masse

Rudolf Grill (Tertiär) und **Leo Waldmann** (Grundgebirge).

Geologische Karten:

Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000, 1951,
G. Göttinger, R. Grill, H. Küpper und H. Vetter's †.

Geologische Spezialkarten 1:75.000:

St. Pölten (4755), 1907.

Enns—Steyr (4753), 1913.

Linz (4652), 1951.

Wels—Kremsmünster (4752), 1913.

1. Geologische Übersicht.

Nach Verlassen der Flyschzone westlich von Wien bewegt sich die Exkursion über St. Pölten—Amstetten—Linz—Wels und Lambach bis nahe an Gmunden durch die Molassezone. Von St. Pölten bis Linz verläuft die Bundesstraße durch die nördlichen Randpartien des Alpenvorlandes, vielfach noch in die kristallinen Ausläufer der Böhmisches Masse eintretend oder diese wenigstens noch am Südrande berührend. Westlich der Enns gewinnt das Vorland rasch an Breite und die Exkursion quert es auf der Fahrt von Linz nach Gmunden.

Am Aufbau der Molassezone nehmen auch innerhalb des österreichischen Abschnittes alt- und jungtertiäre Schichtglieder teil. Das Alttertiär streicht am Böhmisches Massivrand aus, am Alpenrand ist es hochgefaltet und -geschuppt, während in der Beckenmitte über diesen älteren Anteilen der Beckenfüllung das Jungtertiär liegt.

Die oligozäne Sedimentation setzt mit einer teilweise wechsel-lagernden Serie von marinen Sanden und Sandsteinen (Linzer und Melker Sande), brackisch-limnischen tonigen Schichten (Cyrenenschichten von Melk, Pielacher Tegel mit Kohlen), bunten Tonen (Tiefbohrung von Wels usw.) ein, aus denen sich der marine Oligozän-schlier entwickelt, der in Wels in einer Mächtigkeit von rund 650 m erbohrt wurde. Gegen den Massivrand zu ist dieser Oligozän-schlier als ein dunkel- bis schwarzgrauer, gut geschichteter bis schiefriger Ton entwickelt, der vielfach auch schokoladebräunlich

wird, und durch zahlreiche Fischreste, phosphoritische Konkretionen, charakteristische Septarien, eine bezeichnende Mikrofauna u. a. ausgezeichnet ist. Am Alpenrand wird der Oligozänschlier vielfach mergelig, auch lichter, führt aber die unverkennbare Mikrofauna. Es liegt in der Gesamtheit dieser Bildungen die östliche, vorwiegend marine Fortsetzung der bayerischen Oligozänmolasse vor, mit deren höheren Teilen sie zu parallelisieren sind, soweit dafür auf Grund der bisherigen, auf Katt weisenden Fossilfunde Unterlagen vorliegen.

Mit einem deutlichen Transgressionshorizont lagert sich im Alpenvorland über das Oligozän das Miozän oder es liegt dieses im Bereiche des Massivrandes direkt dem kristallinen Untergrunde auf. In Oberösterreich ist es der Phosphoritsandhorizont mit Phosphoriten auf sekundärer Lagerstätte, der die Ereignisse widerspiegelt. Im Außeralpiner Wiener Becken hat das Burdigal von Eggenburg zufolge seines Fossilreichtums Weltberühmtheit erlangt. Aus den burdigalen Sanden entwickelt sich der Miozänschlier, der im allgemeinen hellere Farben aufweist als der oligozäne, sandiger und mergeliger ist als dieser und nicht dessen charakteristische Beigaben führt. In Eisenhub wurde er in einer Mächtigkeit von über 1200 m durchbohrt. Er umfaßt das Burdigal und tiefere Helvet (Haller- und Robulus-Schlier) und geht nach oben in die marin-brackischen bis brackisch-limnischen Grunder- und Oncophoraschichten über. Schließlich lagern sich im Hausruck über diese Serien noch kohleführende limnisch-fluviatile Schichten des Obermiozäns und Pliozäns.

Wie im süddeutschen Alpenvorland kann man auch in Österreich eine flachgelagerte und eine gefaltete Molasse unterscheiden, von denen die letztere als wechselnd breiter Streifen den Alpenrand begleitet. Westlich der Enns, wo mit zunehmender Breite der Molasseuntergrund absinkt, wurde diese Zone durch Tiefbohrungen noch nicht genügend erschlossen. Im Bereiche der flachgelagerten Molasse wurde eine ganze Reihe von Bruchstrukturen bekannt, die enge Zusammenhänge mit den jüngeren tektonischen Elementen des Massivrandes aufweisen. Im schmalen Vorlandabschnitt östlich der Enns tritt der subalpine Molassestreifen in direkte tektonische Beziehung zu diesen Bruchstrukturen und die als begrabene Rücken im Untergrund aufscheinenden Ausläufer der Böhmisches Masse fungierten als Widerlager gegenüber den nach Nord gerichteten faltenden Bewegungen. Hier kann daher auch von keiner richtigen Hauptbeckenmulde gesprochen werden, wie sie in ihrem Verlaufe in Oberösterreich wenigstens teilweise bekannt ist.

2. Wien—St. Pölten.

Die Exkursion folgt zunächst der Wientalstraße. Unweit westlich Schloß Schönbrunn verläuft die Westgrenze des Wiener Beckens und der Weg führt durch die Flyschzone. Im Süden ist die St. Veiter Klippenzone, die zum guten Teile im Bereich des Lainzer Tiergartens liegt, an dessen Nordrand die Straße bei Hacking herantritt. In Pur-

kersdorf verläßt sie das Wiental und führt den Gablitzbach entlang zum Riederberg, an dessen Nordfuß der Flyschaußenrand verläuft.

Es bietet sich von der Höhe des Riederberges ein sehr schöner Ausblick auf den als Tullner Becken bezeichneten Abschnitt der Molassezone. Morphologisch auffällig sind die dem Flysch vorgelegerten Rücken Hohenwart und Buchberg bei Neulengbach, die aus Konglomerat aufgebaut sind, das vorwiegend aus Flyschgeröll besteht und sich als örtliches Flußdelta marinen untermiozänen Schliermergeln einschaltet. Dieses Buchbergkonglomerat gehört noch in den Bereich der schmalen, steil gestellten subalpinen Molasse, in der auch Oligozän mit kleinen Kohlenlagern hochgeschuppt wurde (Starzing—Hagenau). Die Bundesstraße berührt diesen Streifen nicht, sondern führt durch den nördlich vorgelegerten Molassebereich, in dem ein rasches Verflachen der Falten festzustellen ist.

Auf einer den steilgestellten Molasseschichten vorgelegerten Antiklinale wurde in den Jahren 1943—1944 SE der Ortschaft Raipoltenbach eine Bohrung Raipoltenbach 1 abgeteuft, die unter 16 m Quartär bis 640 m Miozänschlier durchörterte, sodann bis 688,0 m Oligozänschlier, bis 739,4 m Oligozänschlier mit Kristallingeröllen und Sandsteineinlagen und schließlich bis 749,0 m Granodiorit. Es wurde hier also in einer Entfernung von nur etwa 2,5 km vom Flyschrand der kristalline Untergrund in der geringen Tiefe von 739,4 m erreicht. Da sich nach den geophysikalischen Unterlagen der Beckenuntergrund gegen Norden zu bedeutend tiefer einsenken muß, liegt also bei Raipoltenbach ein Untergrundsrücken vor, an dem die subalpine Schuppenzone ihre nördliche Begrenzung findet. Ähnliche Erscheinungen wurden auch weiter westwärts festgestellt. Im Bereiche der Industrieanlagen von Moosbierbaum im Tullner Feld kommt der Untergrund wieder bis auf 91,08 m untertags hoch. Diese besonders markante Aufragung inmitten des Tullner Beckens gehört aber bereits der breiten Schelfzone an, die sich dem Ostrande der Böhmisches Masse vorlagert und an der von Moosbierbaum über Absdorf und Mailberg verlaufenden Mailberger Abbruchzone zum tieferen Becken abbricht. (Siehe Profil auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien.)

2 km W Abstetten zeigen sich nördlich der Straße einige Aufschlüsse in Konglomeraten, die auch den Eichberg S der Straße aufbauen. Diese den Buchbergkonglomeraten ähnlichen Bildungen sind etwas jünger als diese, da sie bereits mit den Oncophoraschichten im Verbande auftreten.

Die Bundesstraße folgt von Mitterndorf an dem Perschlingtal, das sie in Kapelln wieder verläßt. In Pottenbrunn ist die Traisenebene erreicht. Unweit südöstlich der Straße verläuft der Hochterrassenrand.

Im Eisenbahneinschnitt NW St. Pölten wurden durch Bauvorhaben in jüngster Zeit wieder schöne Aufschlüsse geschaffen. Es ist sehr bemerkenswert, daß die im Südostteil des Einschnittes aufgeschlossenen Tone und Feinsande vom Typus der Oncophoraschichten bedeutende Verfaltungen zeigen; dies in einem Gebiet, das nur mehr etwa 2,5 km vom Rande der Böhmisches Masse entfernt ist.

3. St. Pölten—Amstetten.

Westlich St. Pölten ersteigt die Bundesstraße die Deckenschotterterrasse über Miozänschlier, die eine mächtige Lößlehmüberlagerung aufweist (Ziegelei). Auf der Anhöhe von Gerersdorf sieht man im Norden jenseits der Westbahn das Auftauchen des kristallinen Grundgebirges aus dem sanft welligen Tertiär: Zunächst Spitzer Gneise mit Fleckamphiboliten (zum Teil Diallag führende blastoporphyrische Gabbroamphibolite), darüber steil südfallende feinkörnige und grobschuppige Schiefergneise mit Granat und Sillimanit. Diese Gesteine bilden einen südwärts gerichteten Bogen mit nach außen geneigter Schieferung um die gemeinen und gebänderten Weißsteine und Trappgranulite des Dunkelsteiner Waldes (F. E. Sueß, 1904). Der Zusammenhang ist aber durch die jüngere Auflagerung und wohl auch durch NE-Störungen (Wernersdorf, Flinzbach) an der Oberfläche zerrissen.

Weiter westlich (Windschnur—Krapfenberg) gesellen sich zu den gemeinen Amphiboliten auch solche mit Resten des alten Mineralbestandes und Gefüges eines Gabbro (F. E. Sueß, 1904; H. Tertsch, 1917; A. Marchet, 1926). Die Granulite umschließen öfter Schollen von Pyropolivinfels und Eklogit (H. Tertsch, 1917). NW Hafnerbach legen sich über die bereits NW-streichende Zone der Amphibolite und Spitzer Gneise außer den zum Teil geaderten Schiefergneisen (oft mit Granat und Sillimanit) graphitführende Marmore und Kalksilikatgesteine. Nahe den Marmoren führen die Schiefergneise reichlich Graphit (Alte Baue bei Eckartsberg und Hengstberg). Durch Querstörungen sind die Gesteinszüge gegeneinander verschoben.

In Prinzersdorf wird das Pielachtal erreicht. Südlich der Eisenbahnstation ist eine große, aufgelassene Ziegelei, die heute nur mehr an einigen Stellen offen ist, wo graubraune, glimmerige Sande mit kugeligen und walzenförmigen Sandsteinkonkretionen zu sehen sind und mit Einlagerungen von gut geschichtetem Schlier, Bildungen, die sich an die brackischen Oncophoraschichten anschließen.

Auf der Fahrt gegen Großsiening zu bietet sich ein sehr schöner Blick in das epigenetisch angelegte Pielachdurchbruchstal der Lochau zwischen Häunoldstein und Loosdorf durch die NW ziehenden grobschuppigen, granat- und sillimanithaltigen wie auch feinkörnigen bis massigen Schiefergneise. Ebenso fehlen die Amphibolite nicht. Sehr verbreitet sind Mischgesteine in dieser Zone. Auch links der Straße ragt nun im Hießberg das Grundgebirge aus dem Tertiär auf: steil- bis saiger stehende fächerförmig NNE—NNW-streichende Spitzer Gneise (z. B. Schallaburg) mit gemeinen Fleckamphiboliten, geaderte Schiefergneise (\pm Graphit), sowie zwei Marmorzüge im W. Im Hangenden gegen den Melkfluß zu steckt in dieser Gesteinsgruppe eine etwa 10 km lange Lagermasse des grobporphyrischen Weinsberger Granites (Ruine Zelking) (A. Köhler, 1937; M. Sedlacek, 1939; H. Vettters, 1936 u. a.).

Westlich Loosdorf tritt die Straße an den vorwiegend aus Melker Sanden (Mächtigkeit ca. 60 m) aufgebauten und von einer Kappe

pliozäner Schotter und Konglomerate bedeckten Wachberg Rücken heran. Den Sockel bilden Schiefergneise mit Granat und Sillimanit. Die Grenzfläche zwischen dem Grundgebirge und dem hangenden Pielacher Tegel ist flach wellig und neigt sich nach Mitteilungen W. Heißels nach W und NW (Bohrungen und seismische Untersuchungen). Im Bahneinschnitt vor dem Tunnel wurde im Tegel eine Austernbank mit *Ostrea fimbrioides* und *Cerithium margaritaceum* gefunden (O. Abel, 1903).

Die Melker Sande sind in einer Grube unmittelbar neben der Straße gut aufgeschlossen: Es liegt ein gelber, feinkörniger Sand bis Mürb-sandstein vor mit einzelnen größeren Lagen und lagenweiser Kreuz-schichtung. Steile Klüftung \pm NW-streichend. Diagonalverschiebungs-klüfte mit Schleppung: Steil nach NW bzw. SE fallend: 2–3 dm Sprunghöhe.

Aus dem Sandwerk am Wachberg wurden in neuerer Zeit durch F. Ellison (1940) *Cyprina rotundata* und *Pectunculus latiradius* mitgeteilt. Eine schöne Oligozänfauna wurde auch in den zum Teil bunten und kohleführenden Tegeln bei der Ortschaft Pielach gefunden, die die Melker Sande unterlagern, bzw. mit diesen wechsel-lagern.

Bei der Abzweigung nach Spielberg löst sich von der alten Bundes-straße nach Melk die neue Umfahrungsstraße ab. Sie führt zunächst durch den Lößlehm auf der Terrasse des älteren Deckschotters (Stift und Bahnhof Melk). Rechts, im Gehänge zur Pielach herrschen zunächst Schiefergneise. Gegen die Herrenmühle zu schalten sich Kalksilikat-felse, Amphibolite und grobflaserige Hypersthen-führende Lagen ein (F. E. Sueß, 1904). Im Hange zum Parkplatze der sich senkenden Straße steht unter dem Löß mehrere Meter mächtige Nagelfluh an in gleicher Höhe (etwa 240 m SH) wie im Abfall der Terrasse süd-lich der alten Bundesstraße vor Melk, etwa 30–40 m tiefer als die Nagelfluh des Wachberges über dem Melker Sand. Am Ende des Parkplatzes tauchen unter der Nagelfluh geadeter Amphibolit und gelegentlich auch Schiefergneis mit unregelmäßiger Oberfläche auf, zunächst rotschüssig zersetzt, nach unten rasch in stark zerklüfteten und verruschetten Fels übergehend. In den unversehrten Teilen streichen sie NE. Die nachkristalline Beanspruchung des Gesteins hängt mit der Nachbarschaft der Diendorf–Hießberger Störung zu-sammen, die in SW-Richtung den Dunkelsteiner Wald durchzieht und den dortigen Granulit gegen den Dürnsteiner Gföhlergneis ver-wirft (F. E. Sueß, 1904; H. Tertsch, 1917; L. Kölbl, 1925, 1926; A. Köhler, 1937). Dieser Richtung folgen im Raume Melk–Schön-bühel noch weitere Störungen (L. Kölbl, 1930).

Vom Parkplatz aus hat man einen ausgezeichneten Blick auf die Landschaft des südlichen Waldviertels; im NE verschwindet die Donau zwischen den hohen Bergen der Wachau mit dem breiten Rücken des Jauerling. Dieser setzt sich zusammen aus SE-fallenden geaderten Schiefer- und Cordieritgneisen. Unter ihnen liegt die Zone der graphitführenden Marmore von Mühldorf, gegen die Donau zu folgen aber mehrere Züge von Spitzer Gneis und Fleckamphibolit, Augitmarmoren, immer wieder getrennt durch Schiefergneise u. a.,

zuletzt der Dürnsteiner Gföhler Gneis, der bei Aggsbach auf das linke Donauufer übertritt (L. Kölbl, 1925). Stromaufwärts dreht sich allmählich der Verlauf der Schieferung gegen W. Der Gföhler Gneis umschließt unscharf geränderte Schollen von Granulit und Schiefergneis (Steinbruch Lehen—Ebersdorf: A. Köhler, 1928). Er ist ein meist grobfaseriges Mischgestein, oft mit Granat und Sillimanit. Zwischen Weitenegg und Ebersdorf, dann bei Klein Pöchlarn stecken in ihm Züge von Amphibolit und Kinzigitgneis. E von Maria Taferl keilt er zwischen der Schiefergneisen und den Amphiboliten aus. Von Marbach an gegen Granz reicht von S her über die Donau ein Stück der der Hießberg—Diendorfer Störung im NW benachbarten Pöchlarn Granulitmasse, bestehend aus Weißsteinen, Trapp- und Mischgranuliten (H. Limbrock, 1923; A. Köhler, 1928). Die den Gföhler Gneis von Emmersdorf unterteufenden Spitzer Gneise und Augitmarmore scheinen gegen W zu auszuweichen, die Graphitmarmore zwischen den sie begleitenden bildsameren Graphit- und Schiefergneisen sowie Amphiboliten lösen sich von Artstetten an in plumpe, in sich gefaltete Schollen auf. Diese ganze Gesteinsgruppe zieht nun bei Persenbeug mit angenähertem S-Streichen über die Donau, ebenso wie die Granulite und Eklogitzüge des Ispertales und die sie begleitenden Cordierit- und Perligneise im Mantel des Weinsberger Granites der Ostmärkischen Tiefenmasse. Durchsetzt wird das schieferige Grundgebirge von zahlreichen mannigfaltigen Ganggesteinen (A. Köhler, 1928) (Loja, Persenbeug u. v. a. O.). Landschaftlich ist das Bergland ziemlich deutlich gestuft. Eine ausgeprägte Felsterrasse begleitet in etwa 45—50 m Höhe über der Donau in wechselnder Breite den Strom. Zwischen Emmersdorf und Grimsing liegt auf ihr Melker Sand, ebenso über dem Bahnhofe Klein Pöchlarn, hier vergesellschaftet mit Tonen (Tachert). Ihre letzte Ausgestaltung erfuhr sie im Altdiluvium: sie ist auch bedeckt mit den Schottern der älteren Decke und Löß. Zwischen Metzling und Persenbeug wird sie von ostwärts fallender Nagelfluh aufgebaut, angelehnt an das Grundgebirge und in der „Scheibe“ gegenüber Ybbs gesäumt von einer breiten Hochterrasse. Über sie erheben sich zwischen dem Weiten- und Marbache alte Umlaufberge (Henzing, Klosterberg, Maria Taferl), getrennt von dem nördlich benachbarten Hochlande durch eine flache, mit Melker Schichten (Sande und Tone), älterem Schotter und Löß ausgefüllte Mulde, die u. a. bei Klein Pöchlarn mit der erwähnten Felsterrasse verbunden ist (H. Vettters, 1933). Bergwärts folgen noch weitere schotterüberstreute Stufen (130—150 m über der Donau).

Vom Parkplatze an halten die mehr oder weniger stark gequetschten, zum Teil geaderten NE-streichenden Amphibolite weiter an. Der Felshang unter dem Stifte Melk ist teilweise von geschichtetem Löß mit Schnüren von Geröll, stammend aus umgelagertem Deckschotter unter dem Stifte verhüllt. Dann biegt die Straße in die Richtung des Hießbergbruches ein. Dieser macht sich hier durch den landschaftlichen Gegensatz zwischen der gebirgigen Hießbergmasse und dem flachwelligen Granulitgebiet von Pöchlarn—Wieselburg deutlich bemerkbar. Der Störungsbereich selbst wird von der Melk benützt. Der Amphibolit im Sockel der Terrasse der älteren Decke

hält am Wege auch oberhalb der Stadt unvermindert an. Nach Querung des Flusses ersteigt die Straße die Hochterrasse und die nächste Ebenheit (älterer Deckschotter und darüber Löß). Die Unterlage bildet im Raume Frainingau—Bergern—Ordning nunmehr der Pöchlarnner Granulit (A. Köhler, 1928, 1937; H. Vettters, 1936/1937) (saiger stehend mit flach W-fallender Streckung), weiter südlich Melker Sand. Granulit von der Straße angeschnitten, setzt auch den Matzleinsdorfer Kogel zusammen. Der Weg senkt sich zur Niederterrasse (Ordning) und tritt dann an den Nordhang des aus Granulit aufgebauten Hügellandes heran. Er ist aber weitgehend von Löß verhüllt und nur in Hängversteilungen tritt er zu Tage. Einzelne Terrassengesimse sind mit Schotter überstreut. In einem Bruche ist der Fels gut aufgeschlossen. Neben Weißsteinen \pm Disthen finden sich reichlich biotitreiche Granulite (sehr steil bis saiger stehend). Die NNE-streichende, fast senkrechte Querkluff wird von einem Lamprophyr benützt. Überdeckt wird der Fels von Schotter und Lehm. Auf der anderen Seite der Donau ist Artstetten und Maria Taferl sichtbar. Das Hügelland weicht in der Folge zurück, die Straße ersteigt die lößbedeckte Hochterrasse von Erlauf (18—20 m über dem Strome), unter der südlich des Ortes am Flusse der Granulit entblößt ist. Die Bundesstraße überschreitet die Erlauf mit ihrer Niederterrasse (kalkalpine Schotter und Nagelfluh) und erreicht den wohl einst von einem Fluß benützten (H. Vettters) flachen Sattel (275 m, 60 m über der Donau) zwischen dem Sittenberge im N (344 m SH) und dem Kaning (334 m SH) im S. Jener baut sich auf aus Granulit, dessen Gehängefurchen von Melker Sand ausgefüllt sind. Die Terrassen werden von Schotter bedeckt; sie und die sanfteren Böschungen sind von Löß überzogen. Auf der Hochfläche und im Sattel liegt auf dem Fels Schlier meist mit einer Decke von Schotter und Löß. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im Kaning, doch ist das Grundgebirge stärker verhüllt. Hier hat H. Vettters (1929) im schokoladefarbigem Schlier die oligozäne Leitversteinerung *Pectunculus latiradiatus* gefunden. Rechts von Sarling mit seinen Weißsteinen und Pyroxengranuliten noch ein Blick auf das Bergland nördlich der Donauschlinge von Ybbs mit dem auf einer Felsterrasse stehendem Schlosse Persenbeug (244 m SH, etwa 30 m über der Donau). Gegenüber dem Bahnhofe Ybbs-Kemmelbach an der Straße nach Wieselburg steht in einem alten Bruche Graphitgranulit an, durchtrümpert von Lamprophyren (A. Köhler, 1928) und überlagert von älterem Deckschotter und Löß. Am Gehänge zwischen der Ybbsbrücke und Winden tritt über schwarzem Schlier ton feinkörniger Melker Sand zu Tage. Im Flußbette bei der Brücke ragen im schwarzen Schlier wiederholt S-fallende Bänke von konkretionärem Melker Sandstein auf.

Hinter Neumarkt nähert sich die Straße dem SW-streichenden Abbruche des Amsteltener Berglandes. Die Stufe besteht, soweit nicht wie zwischen Hubertendorf und Ybbs Schlier vorgelagert ist, aus steilstehenden geaderten Schiefer- und Cordieritgneisen, aufgeschlossen in großen Brüchen zwischen Hubertendorf und Kottingburgstall. Diese gehören zusammen mit den westlich anschließenden Graniten

zum Südsporn der Böhmisches Masse, der zwischen Ardagger und Ybbs von der Donau durchbrochen wird. Die alten Vertiefungen im Gelände sind ausgefüllt mit Melker Sand und besonders Schlier, häufig noch von Löß verkleidet, einzelne Gehängestufen von Schotter bedeckt. Westlich Blindenmarkt zieht unter den jüngeren Ablagerungen die Grenze der Gneise gegen den Weinsberger Granit durch. Er ist an der Straße nach Seisenegg noch vor dem Schlosse in einem Bruche aufgeschlossen. Die großen Kalifeldspate und die Dioritschollen streichen parallel der NS-Grenze des Granits. Das Auftreten der Fremdkörper läßt auf die Nähe kristalliner Schiefer schließen, die von der granitischen Schmelze hier völlig aufgezehrt worden sind. Und in der Tat treten im benachbarten Raume Ardagger—Neustadt—Grein—Dornach große Massen von nahezu saigeren SSE—S-streichenden geaderten Schiefer-, Cordierit- und Perlgneisen (örtlich mit Lagern von Diorit: Dornach, vergl. A. Köhler, 1931), auf, zwischen denen der Weinsberger Granit ausspitzt und wohl nur zwischen Amstetten und St. Georgen weiter nach S reicht. Der Weinsberger Granit der Bohrung Ulmerfeld 1 und der Flachbohrung Amstetten 6 dürfte bereits einem von der Hauptmasse abgespalteten Tiefenkörper angehören. Parallel zum Ybbstalbruch durchsetzen NE- und NW-streichende Störungen das Gebirge. Von Seisenegg tritt das Grundgebirge (Granit) bis Ardagger zurück, zugunsten des Schliers und der ihn bedeckenden Schotter und Löß. Die Bundesstraße selbst liegt zwischen Kottlingburgstall und Amstetten im Bereiche der Niederterrasse.

4. Amstetten—Linz.

Von Amstetten bis zur Ennsniederung wird ein Tertiärhügelland gequert, das noch verschiedentlich jungpliozäne und quartäre Schotterbedeckungen aufweist. Oed und Strengberg sind die zwei markantesten Ortschaften im Bereiche dieses Straßenstückes. Von Amstetten bis südlich Wallsee bauen miozäne Schliermergel und von hier bis zur Enns Oligozänschlier die Hügel beiderseits der Straße auf.

Im Graben SE Thurnbuch, WNW Strengberg, ist in einer großen aufgelassenen Schliergrube unmittelbar nördlich der Straße das Oligozän zeitweise noch einzusehen. Es liegt ein dunkelgrauer, schokoladebräunlich bis gelblich verwitternder, sehr gut geschichteter, leicht mergeliger Schlier vor, mit zahlreichen Fischresten.

Unweit der Bundesstraßenbrücke über den Engelbach findet sich in einem kleinen westlichen Seitengraben desselben eine kleine Aufragung des kristallinen Untergrundes, die von J. Schädler (1932) beschrieben wurde. Es liegt ein mittelkörniger, zum Teil ruscheliger Biotitgranit vor. Diese Aufragung 45 km E St. Valentin ist bereits 9 km vom Massivrand entfernt. Sie liegt in der südöstlichen Fortsetzung des Hohensteinrückens, dies ist die das Gallneukirchner Becken im SW begrenzende Scholle, und es ist also damit offensichtlich eine bedeutsame begrabene Fortsetzung dieses Rückens gegen SE markiert. Dies wurde durch die Geophysik in sehr schöner Weise bestätigt. Die von der „Austrogasco“ unter Leitung von B. Kunz durchgeführten gravimetrischen Aufnahmen und die refraktions-

seismischen Messungen der geophysikalischen Reichaufnahme zeigen einen Rücken, dessen höchste Partien im Bereiche der obigen Aufragung liegen. H. Reich (1945) nannte ihn Rücken von Altenhofen—Strengberg. Er zeigt in NE eine Steiflanke zu einer ihn begleitenden Rinne, in der offensichtlich die südöstliche Fortsetzung des Gallneukirchner Beckens vorliegt. Der erwähnte Steilabfall liegt in der direkten Fortsetzung des südwestlichen Randbruches des Gallneukirchner Beckens und ist ebenfalls als Bruchstufe aufzufassen (R. Grill, 1935, 1950).

Durch das Vorkommen von Linzer Sand und Kristallsandstein in Wallsee ist dort ein weiterer Untergrundsrücken markiert, und O. Abel zeichnet auf der Karte 1:75.000, Blatt Enns, auch eine Granitaufragung ein, die erstmals von F. Toulou (1899) beschrieben wurde (offenbar Weinsberger Granit). Tatsächlich hat auch die Geophysik hier einen gegen SE streichenden Rücken bestätigt.

Der Rücken von Altenhofen—Strengberg ist ein besonders schönes Beispiel aus der Reihe ähnlicher Bruchstrukturen im nördlichen Molassebereich. Sie streichen im westlichen Anteil des Alpenvorlandes den Umrissen des Massivs entsprechend vorzüglich NW—SE, während die SW—NE-Richtung in den östlichen Teilen vorherrscht (E. Nowack, 1921; W. Petrascheck, 1926/1929; R. Grill, 1945).

Das Gallneukirchner Becken selbst liegt im Grenzbereich zwischen der Ostmärkischen Tiefenmasse und dem schiefriigen Grundgebirge von Linz—Summerau, mit dem sich jene im Streichen verzahnt. Aufgebaut wird der Rahmen des Beckens hauptsächlich vom Weinsberger Granit, während die Schiefer- und Cordieritgneise nur mehr als Schollen erhalten geblieben sind. Ihn durchsetzt nun der mittelkörnige helle Mauthausener Granit in größeren Körpern quer zum NW-streichenden Fließgefüge, besonders aber parallel dazu und zehrte ihn weitgehend auf (Gallneukirchen, Schwertberg, Mauthausen). Zwischen Linz und Hellmonsödt biegt das Streichen der Gneise und der Granite aus der NW- in die N-Richtung ab (J. Schädler). Entlang der großen Störungen, z. B. der NW-verlaufenden von Gallneukirchen—Altenhofen, ist das kristalline Grundgebirge weitgehend zerquetscht (R. Grill, 1935; F. Wieser, 1942).

Nördlich St. Valentin steigt die Bundesstraße zum Niederterrassenfeld der Enns herab. Es bietet sich ein sehr schöner Blick auf die Stadt Enns, die am nördlichsten Zipfel der Hochterrassenfläche erbaut wurde, der nun von der Straße auch überschritten wird. Weiter bewegt sich diese in der Donauniederung, unweit der Nordostbegrenzung der Traun—Enns-Platte. Bei Asten sind die Türme des im Ipfbachtal gelegenen Stiftes St. Florian zu sehen. Bei Pichling tritt die Straße direkt an den Abfall der Deckenschotterterrasse heran und ist im miozänen Schliersockel angelegt. Sie erstigt die oberhalb Ebelsberg entwickelte Hochterrassenfläche. Die Ortschaft selbst, mit Erinnerungen an das Kriegsjahr 1809, liegt in der Traunniederung. Über das Niederterrassenfeld wird schließlich Linz erreicht. Pfenningberg, Pöstlingberg mit Wallfahrtskirche und Kürnberg sind einige aus der Reihe der die Linzer Tertiärbucht umrahmenden, zur Böhmischen Masse gehörenden Berge, aufgebaut aus

steil bis saiger stehenden, aus der SSE- in die N-Richtung schwenkenden Cordierit- und Perlgneisen, sowie den farbenprächtigen granatreichen Kinzigiten (aufgeschlossen im Donaudurchbruche zwischen Linz und Puchenau). In den Gneisen stecken häufig lagerförmige Massen mittelkörniger Granite des Mauthausener (Magdalenenberg) und Schärddinger Typus (E Wilhering). Entlang der NE-streichenden Rodelstörung scharen sich die kristallinen Schiefer von Linz mit den von NW heranziehenden und an der Rodellinie nach NE umbiegenden Gneisen und Amphiboliten des nordwestlichen Mühlviertels (H. V. Graber, a. m. O.; F. H. Gruber, 1930; J. Schädler, 1936/1939).

Die Linzer Bucht ist von oberoligozänen (kattischen) Sanden (Linzr Sande) und Oligozänschlier erfüllt (O. Sickenberg, 1934; R. Grill, 1935; J. Schädler, 1936). Nach Süden zu tauchen diese Bildungen unter die Miozänablagerungen ein. Die nicht mehr als ärmlich zu bezeichnenden Fossilfunde aus den Linzer Sanden werden im Landesmuseum aufbewahrt. Eine ganze Reihe von Landsäugerresten wurde erst in den jüngsten Jahren gefunden.

5. Linz—Lambach.

Über das als Welser Heide bezeichnete Niederterrassenfeld der Traun führt die Bundesstraße von Linz nach Wels. Hier tritt der Fluß unmittelbar an die Deckenschotterplatte heran und unterschneidet sie. Vielfach beißt der unterlagernde Schlier aus, der z. B. bei Schleißheim gut aufgeschlossen ist. Über den tieferen Untergrund von Wels und seiner Umgebung liegt zufolge der verschiedenen Bohrungen und auch der geophysikalischen Messungen eine bereits recht beachtliche Reihe von Daten vor. Die umfangreichen Bohrarbeiten waren vorwiegend auf Erdgas gerichtet, das im Jahre 1891 durch eine Sondierung auf artesisches Wasser entdeckt worden war. Die Masse der Bohrungen wurde nur 200—300 m tief und die Gase stammen aus den zahlreichen dünnen, sandigen Zwischenlagen des miozänen Schliermergels. Derzeit sind nur mehr wenige der alten Sonden in Betrieb, die allerdings teilweise durch Jahrzehnte hindurch regelmäßig, wenn auch geringe Mengen produzierten. Durch die im Jahre 1902—1903 ausgeführte ärarische Tiefbohrung, die von R. J. Schubert (1903) geologisch bearbeitet wurde, sollten die tieferen Molasseschichten auf die Bitumenführung hin untersucht werden. Das in den obersten Teilen stark zersetzte kristalline Grundgebirge wurde bei 1029,5 m Tiefe angetroffen. Bei einer im Jahre 1944 ausgeführten Bohrung südlich der Traun wurde der zersetzte kristalline Untergrund in 1218,0 m Tiefe erbohrt. Das Tertiär von Wels baut sich nach den neueren Bearbeitungen (V. Petters, 1936; R. Grill, 1945; H. Bürgl, 1946, 1950) bis etwa 400 m Tiefe aus Miozänschlier auf, von dem die obersten 80—100 m dem helvetischen Robulus-(Ottnanger-)Schlier angehören. Er wird vom burdigalen Haller-Schlier unterlagert, dessen unterste 60—70 m sich durch zahlreiche Pteropoden der Gattung *Balantium* auszeichnen. Es folgt nach unten zu der Oligozänschlier, der mit Sanden und bunten Tönen an der

Basis dem Grundgebirge aufliegt. Das Welser Erdgasfeld kommt in der südöstlichen Verlängerung des bei Eferding heraustretenden Mairhofberg-Rückens zu liegen, der gegen SE zu ähnlich wie die Hohensteinscholle weiter östlich eine begrabene Fortsetzung findet. Die Hauptbeckenmulde liegt zwischen Wels und Kremsmünster. Weiter südwärts zeigen die Schichten N-Fallen als Auswirkung des alpinen Schubes, und schließlich folgt S Bad Hall der subalpine Molassestreifen im engeren Sinne (siehe Profil Taf. VI, Fig. 2).

Weiterhin die Traunterrassen benützend, führt die Bundesstraße von Wels nach Lambach. Das Benediktinerstift Lambach liegt auf der Hochterrasse. Die Exkursion verläßt nunmehr den bisher verfolgten Straßenzug und biegt nach Süden zu in die ins Salzkammergut führende Bundesstraße ein.

Erklärungen zu Tafel VI.

Grundgebirge der Böhmisches Masse nach den Zusammenstellungen von L. Waldmann (F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, Wien 1951), J. Schädler (Manuskript) und H. Cloos (1927).

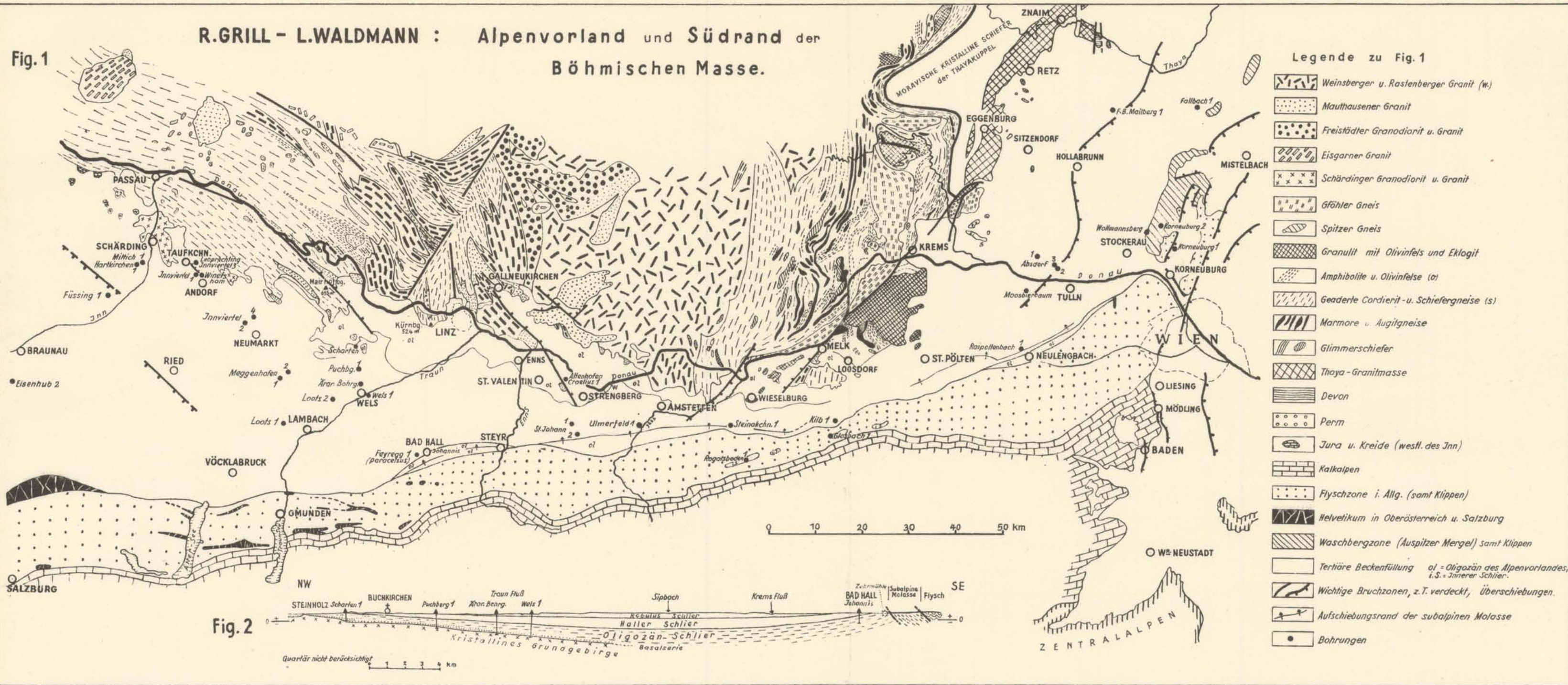
Alpenvorland nach der Zusammenstellung von R. Grill (1950), von hier auch Profil der Fig. 2 (R. Grill und E. Braumüller).

Neuere Literatur.

- Abel, O.: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jb. Geol. R.-A. **53**, 1903, S. 91—140.
- Abel, O.: Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen Ybbs und Traun. Verh. Geol. R.-A. 1905, S. 353—360.
- Aberer, F. und Braumüller, E.: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. Jb. Geol. B.-A. **92**, 1947, Wien 1949.
- Braumüller, E.: Über die subalpine Molasse und ihre Beziehungen zum Außenrand der Flyschzone zwischen Bad Hall—Scheibbs. Vortrag vor der Geologischen Gesellschaft in Wien am 28. März 1947.
- Bürgl, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. Verh. Geol. B.-A. 1946, S. 123—151.
- Bürgl, H.: Die Struktur des Welser Gasfeldes. Erdöl **66**, 1950, H. 3, S. 33—36.
- Ellison-Nidlef, F.: Das Tertiär von Melk und Loosdorf. Mitt. Geol. Ges. Wien **33**, 1940, S. 35—86.
- Göttinger, G.: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich. I. Teil, Wien 1936.
- Göttinger, G.: Zur Kenntnis des tiefsten Schliers in Oberdonau. Petroleum **34**, 1938, Nr. 31, S. 1—3.
- Göttinger, G.: Abriss der Tektonik des Wienerwaldflysches. Ber. d. Reichsamts f. Bodenforschg., Jg. 1944, S. 73—80.
- Göttinger, G. und Vettlers, H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jb. Geol. B.-A. **73**, 1923, S. 1—37.
- Graber, H. V.: Mischgesteine aus dem oberösterreichisch-bayerischen Grundgebirge. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. **66**, 1929, S. 253—256.
- Gröngg, R.: Die geologischen Verhältnisse des Donautales zwischen Ardagger—Dornach (bei Grein, Oberösterreich) und Krummußbaum—Marbach (bei Pöchlarn, Niederösterreich), Intern. Zeitschr. Bohrtechn. Erdölbergb., Geol. Wien 1926.
- Grill, R.: Das Oligozänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. d. Donau und seine Nachbargebiete. Mitt. Geol. Ges. Wien **29**, 1935, S. 37—72.
- Grill, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Verh. Geol. B.-A. 1945, S. 4—28.

R. GRILL - L. WALDMANN : **Alpenvorland und Südrand der Böhmisches Masse.**

Fig. 1



Legende zu Fig. 1

- Weinsberger u. Rastenberger Granit (w.)
 - Mauthausener Granit
 - Freistädter Granodiorit u. Granit
 - Eisgarnner Granit
 - Schärdinger Granodiorit u. Granit
 - Gföhler Gneis
 - Spitzer Gneis
 - Granulit mit Olivinfels und Eklogit
 - Amphibolite u. Olivinfelse (ol)
 - Geaderte Cordierit- u. Schiefergneise (s)
 - Marmore u. Augitgneise
 - Glimmerschiefer
 - Thaya-Granitmasse
 - Devon
 - Perm
 - Jura u. Kreide (westl. des Inn)
 - Kalkalpen
 - Flyschzone i. Allg. (samt Klippen)
 - Helvetikum in Oberösterreich u. Salzburg
 - Waschbergzone (Auspiitzer Mergel) samt Klippen
 - Tertiäre Beckenfüllung
 - Wichtige Bruchzonen, z.T. verdeckt, Überschiebungen.
 - Aufschiebungsrand der subalpinen Molasse
 - Bohrungen
- ol = Oligozän des Alpenvorlandes, i. S. = innerer Schlier.

Fig. 2



- Grill, R. und Schaffer, F. X.: Siehe Schaffer, F. X. und Grill, R.
 Grill, R. und Waldmann, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. *Jb. Geol. B.-A.* **94**, 1950, S. 1—40.
- Gruber, F. H.: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. *Mitt. Geol. Ges. Wien* **23**, 1930, S. 35—84.
- Hayr K.: Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. *Verh. Geol. B.-A.* 1946, S. 49—52.
- Köhler, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* **39**, 1928, S. 125—203.
- Köhler, A.: Petrographische Beobachtungen im Kristallin südlich Melk. *Verh. Geol. B.-A.* 1937, S. 206—212.
- Köhler, A. und Marchet, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. *Fortschr. Min.-Krist.-Petr.* **25**, 1941, S. 253—366.
- Kölbl, L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* **37**, 1927, S. 173—200.
- Kölbl, L.: *Aufnahmeberichte über Blatt Krems (4655) 1925, 1926, 1930.*
- Limbrock, H.: Der Granulit von Marbach—Granz a. d. Donau. *Jb. Geol. B.-A.* **73**, 1923, S. 139—182.
- Limbrock, H.: Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der Böhmisches Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau. *Jb. 73*, 1925, S. 129—180.
- Marchet, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* **36**, 1924, S. 170—211.
- Maroscheck, E.: Beiträge zur Kenntnis des Granites von Mauthausen in Oberösterreich. *Min. petr. Mitt.* **43**, 1933, S. 375—405.
- Nowack, E.: Studien am Südrand der Böhmisches Masse. *Verh. Geol. B.-A.* 1921, S. 37—47.
- Petrascheck, W.: *Kohlengeologie der österreichischen Nachfolgestaaten. II. Teil. Wien-Kattowitz 1926—1929.*
- Petters, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eupogasco im Schlier Oberösterreichs. *Petroleum* **32**, 1936.
- Reich, H.: Seismische Probleme im Alpenvorland. *Verh. Geol. B.-A.* 1945, S. 45—66.
- Schadler, J.: Auftragung des kristallinen Grundgebirges im Schliergebiet zwischen St. Valentin und Strengberg. *Verh. Geol. B.-A.* 1932, S. 162—163.
- Schadler, J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. *Verh. Geol. B.-A.* 1934.
- Schadler, J.: *Aufnahmeberichte über Blatt Linz—Eferding. Verh. Geol. B.-A.* 1936—1939.
- Schaffer, F. X. und Grill, R.: Die Molassezone. In Schaffer, F. X.: *Geologie von Österreich. Wien 1951*, S. 694—761.
- Schubert, R. J.: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. *Jb. Geol. R.-A.* **53**, 1903, S. 385—422.
- Sedlacek, A. M.: Bericht über geologische Aufnahmen im Raume des Kartenblattes Ybbs (4754). *Verh. Geol. B.-A.* 1939, S. 83—84.
- Sickenberg, O.: Die ersten Reste von Landsäugetieren aus den Linzer Sanden. *Verh. Geol. B.-A.* 1934, S. 60—63.
- Stini, J.: Eine jugendliche Störung in der Enns—Ybbs-Platte. *Verh. Geol. B.-A.* 1933, S. 130—131.
- Sueß, F. E.: Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. *Jb. Geol. R.-A.* **54**, 1904, S. 389—416.
- Sueß, F. E.: *Intrusionstektonik und Wandertektonik im Variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.*
- Tertsch, H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* **34**, 1917, S. 209—254 und **35**, 1922, S. 177—214.
- Toula, F.: Zwei neue Säugetierreste aus dem „kristallisierten Sandstein“ von Walsee in Nieder- und Perg in Oberösterreich. *Neues Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XII, Stuttgart 1899.*

- Vetters, H.: Aufnahmsberichte über das Blatt Ybbs. Verh. Geol. B.-A. 1920, 1928, 1929, 1936—1938.
- Vetters, H.: Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nord-alpinen Flyschzone. Bohrtechn. Zeitg. 1938 a.
- Vetters, H. und Götzing, G.: Siehe Götzing, G. und Vetters, H.
- Waldmann, L.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Hollabrunn, Horn, Krems, St. Pölten, Ybbs, Enns—Steyr, Kaplitz—Freistadt und Krumau—Wallern. Verh. Geol. B.-A. (Reichsanst. f. Bodenforsch.) 1939, S. 89—94.
- Waldmann, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich, Wien 1951, S. 10—104.
- Waldmann, L. und Grill, R.: Siehe Grill, R. und Waldmann, L.
- Wieser, F.: Die kristalline Umrahmung des Gallneukirchner Beckens. Dissert. Philos. Fak. Univ. Graz 1942.

II. Helvetikum und Flysch

Siegmond Prey

Geologische Karten:

Geologische Spezialkarte von Österreich 1:75.000, Blätter Gmunden—Schafberg (4851) und Kirchdorf a. d. Krems (4852) mit Erläuterungen.

1. Geologische Übersicht.

a) Schichtfolge. Die stratigraphische Gliederung des Flysches ist aus der beigegebenen Tabelle zu entnehmen (Taf. VIII).

b) Bau der Flyschzone (dazu Taf. VII, Fig. 1 und 2). Innerhalb des Faltenbaues aus Oberkreideflysch bilden die Streifen mit Gaultflysch (Neokom ist nur ganz spärlich vertreten), cenomaner Mürbsandsteinserie und etwa turonen Bunten Schiefern die Leitlinien, an denen im Kern zerrissener und in Schuppenzonen übergehender Antiklinalen vielfach auch noch das von der Flyschdecke überschobene Helvetikum emporgeschuppt ist. Der Kontakt zwischen Flysch und Helvetikum ist immer ein tektonischer, die foraminiferenreiche, landfernere Fazies des letzteren steht in schroffem Gegensatz zu dem an klastischem Material reichen, dafür aber an Foraminiferen armen Flysch. Der Gegensatz betrifft in beiden eine von der Unterkreide beginnende und bis zum Ende der Oberkreide bzw. ins Alttertiär reichende Schichtfolge. Eine Anzahl solcher Aufbrüche mit oder ohne Helvetikum setzen an verschiedenen Stellen der Flyschzone ein, sowohl an den Rändern, als auch mitten drinnen und können oft weit verfolgt werden, wobei sie sich öfter mit anderen solchen Zügen scharen oder auch in Antiklinalen untertauchen. Der bekannteste ist der des Gschlifgrabens am Fuße des Traunsteins, der ebenso ein Fenster von Helvetikum ist, wie die anderen Vorkommen von Helvetikum innerhalb der Flyschzone, nur daß der

Flysch an seiner Südseite weggeschert worden ist. Die Hauptüberschiebung der Flyschdecke auf das Helvetikum fand im Oligozän statt.

Der Oligozänschlier ist (weiter östlich) noch durch spätere Faltung mitgeschürft worden, der Miozänschlier, der in unserem Raum an steiler Störung im Norden an den Flysch stößt, nur mehr aufgeschleppt.

Der zwischen diesen Aufbrüchen gelegene Oberkreideflysch ist in oft komplizierte Falten und auch in Schuppen gelegt. Die Mulden dieses Baues werden durch die Schichten der mürbsandsteinführenden Oberkreide, die Antiklinalen durch Gesteine der Zementmergelerde bezeichent. Im Nordteil der Flyschzone herrscht fast ausschließlich die erstere.

An dieses Flyschfaltenland ist im Süden mit steiler Stellung die sogenannte Klippenzone angepreßt, deren kennzeichnendste Merkmale die tektonischen Schollen und Schüblinge von sandigen Grestener Schichten (Lias), von Aptychenkalk, anderen bunten Oberjurabildungen, Hornsteinen u. dgl. sind, vermengt mit Flyschgesteinen (vorwiegend Unterkreide bis zu den annähernd turonen Bunten Schiefern) und roten, gelegentlich auch grünen Mergeln mit vom Helvetikum abweichender Oberkreide-Foraminiferen-Fauna, aber bisweilen auch echtem Helvetikum.

Wie das Übersichtskärtchen (Taf. VII, Fig. 1) zeigt, sind die kalkalpinen Decken schräg über die Klippenzone geschoben worden. Sie gliedern sich hier in die tiefere „Langbathzone“ (hochbajuvarisch, bzw. Lechtal- oder Lunzer Decke), benannt nach den dort am Fuße des Höllengebirges gelegenen Langbathseen, und eine höhere, im Höllengebirge und Traunstein aufragende Decke (tirolisch). Bezüglich der Kalkalpen vergl. S. 49 ff.

2. Lambach—Gmunden.

Von Lambach ab wird der Westteil des großen Terrassenschottergebietes der Traun—Ennsplatte mit dazugehörigen Moränen des eiszeitlichen Traungletschers überquert. Diese diluvialen Schotter, die teilweise verfestigt sind, besonders die älteren, sind im Nordteil bis wenig nördlich Oberweis auf Molasse (Miozän), von hier an südwärts aber über Flysch gebreitet. Zu diesem Abschnitt Taf. VII, Fig. 1 u. 2.

Nach Überschreiten des Traunflusses unterhalb des Stiftes Lambach erreicht die Straße über einige niedrigere Terrassenstufen die breite Würmschotterterrasse (Niederterrasse) des Langholzes. Fast auf der ganzen Strecke bis Gmunden verläuft die Straße auf Flächen der Niederterrassen, von denen drei Stufen deutlicher ausgeprägt sind, die verschieden hoch gelegenen und zeitlich sich ablösenden Abflüssen des würmeiszeitlichen Traungletschers entsprechen. Nur bei Roitham wird für kurze Zeit die Fläche älterer Schotter betreten, von wo sich nach Osten ein Blick auf das Gebiet der Mindelschotter und -moränen eröffnet.

Bei der Traunfallbrücke kurzer Halt. Von der das steilwandige Tal überspannenden Brücke blickt man flußabwärts auf die von der hinabstürzenden Traun zernagte Nagelfluhstufe des Traunfalles — heute von einem Wehr für ein Elektrizitätswerk oben abgeschlossen.

Die Nagelfluh der Stufe ist durch reichlich eingelagerten Lehm (Gletschertrübe), der an der Luft gerne erhärtet, verfestigter Würmschotter. In den Kolken unterhalb des Wasserfalles steht miozäner Schlier an, der im unteren Teil der anschließenden Schlucht einige Meter hoch unter den Terrassenschottern entblößt ansteht. Im Stauraum des flußaufwärts gelegenen zweiten Elektrizitätswerkes ragen noch einige felsige Inseln aus dem Wasser, die als Reste einer einstigen zweiten Wasserfallstufe erhalten geblieben sind.

Kurz vor Steyermühl zeichnen sich vor dem Alpenkamm die aus Mindelmoränen mit aufliegenden Rißmoränenwällen bestehenden Hügel von Ohlstorf ab, ehe man hinter der großen Flußschleife den Raum des (größten) rißzeitlichen Gletscherzungenbeckens betritt, dessen Umrahmung mit Moränen von Laakirchen in großem Bogen nach Osten zum Gebirge zurückschwenkt. Es wird hier von Schottern und Moränen der Riß-Rückzugstadien erfüllt.

Etwa 2 km hinter Laakirchen strebt die Straße wieder der Traurninne zu. Jenseits derselben erheben sich waldbedeckte Hänge (dahinter wieder die Kirche von Ohlstorf). In diesem Waldgebiet mit einem kleinen Gegenstück diesseits der Traun, verbirgt sich unterhalb von Mindel- und Rißmoränen das Helvetikum und der Flysch von Ohlstorf—Oberweis. Durch eine schmale Flyschkulisse von der noch aufgeschleppten miozänen Molasse getrennt, breitet sich das Helvetikum aus, mit einer nördlicheren Einheit, gekennzeichnet durch eisenoolithführenden Nummulitenkalk (Roterz), dann nehmen die wahrscheinlich obereozänen bis unteroligozänen Clavulina Szaboi-Schichten breiteren Raum ein. Eine südlichere Einheit besteht aus bunten Kreidemergeln, glaukonitreichem Paleozän, Nummulitenkalk (Assilinschichten), Stockletten mit Lithothamnienkalk („Granitmarmor“). Unter Zwischenschaltung eines dünnen Gleithorizontes aus Flyschgault ist darüber Oberkreideflysch geschoben.

Angesichts des das Bild beherrschenden Traunsteins geht die Fahrt weiter, bis kurz vor Gmunden die Hügel der Würm-Moränen längs der Traun gequert werden. Im Stadtgebiet von Gmunden eröffnet sich der schönste Blick auf den Traunsee an der Esplanade.

3. Gmunden—Gmundner Berg.

Der Rundblick vom Gmundner Berg, der von Oberkreideflysch aufgebaut wird, vermittelt ein eindrucksvolles Bild der Landschaft, in der sich das Alpenvorland mit der Flyschzone und den Kalkalpen bis zu den Kalkhochalpen verbindet. Brennpunkt der Sicht ist der Traunsee mit seinen Bergen (siehe Taf. VII, Fig. 1).

Die sanfter geböschte Flyschlandschaft im Westen des Traunsees hebt sich deutlich ab von der steileren und etwas höher aufragenden Kulisse der aus einer mannigfaltigen Schichtfolge von Hauptdolomit bis Neokom bestehenden, in sich stark gefalteten und geschuppten „Langbathzone“. Unter ihrer Front wurden etwas Helvetikum und tiefere Flyschschichten emporgeschürft (Talfurche). Hinter der Langbathzone erhebt sich das Wettersteinkalk-Plateau des Höllengebirges (Großer Höllenkogel 1862 m) als höhere Decke. Eine

Fortsetzung desselben bildet der in den See auffällig vorgebaute Sonnstein (923 m). Rechts vom Höllengebirge wird noch der Schafberg (1780 m) sichtbar, eine Marke für den im Gebiet des Attersees neuerlich weiter nach Süden zurückweichenden Kalkalpenrand.

Die Traunseelandschaft erhält eine besondere Note durch das Vorrücken der Kalkalpen am Ostufer, wo dem Beschauer nun der felsige Wettersteinkalkklotz des Traunsteins (1691 m) viel näher als die Kalkalpenberge westlich des Traunsees gegenübersteht (siehe Taf. IX, Fig. 2 u. 3). Die bewaldet aufstrebenden Rippen der Nordflanke entsprechen der vom Traunstein überschobenen Langbathzone (Hauptdolomit, Plattenkalk, etwas Jura, Neokom, an der Basis Wandstufe aus Wettersteinkalk), darunter die Klippenzone, etwa beim Steinbruch des vorderen Kalkofens auslaufend und den Nordfuß begleitend, mit eingeschupptem tiefbajuvarischem Streifen (Rhätkaik ?, Liasfleckenmergel, Breccien).

Am Nordfuß öffnet sich die breite Mulde des Gschlifgrabengebietes, das einen großen begrüneten Murkegel in den See hinaus entsendet. Hier stehen die Kreidemergel mit Eozän des Helvetikums an; die nördlicheren Eozänzüge in der Fazies der Assilinschichten, der südlichere mit sandig-glaukonitischem Paleozän und zum Teil eisenoolithführendem Nummulitenkalk („Rote Kirche“ als braune felsige Rippe unterhalb des leuchtenden Abbruches diluvialer Gehängebreccie sichtbar). Am Nordrand wird das helvetische Fenster von stark geschuppten bunten Flyschschiefern, Mürbsandsteinlinsen und etwas Gaultflysch gesäumt, die unter der Zementmergelserie des Grünberges hervortauchen (vergl. Taf. IX, Fig. 2 u. 3).

Links von dem bewaldeten, dem Traunstein vorgelagerten Grünberg zeigen sich entfernter die Berge, in denen das Exkursionsziel des Rehkogelgrabens gelegen ist.

Das hinter dem Traunstein sich ausbreitende Faltenland mit Hauptdolomit, Plattenkalk, etwas Jura bis Neokom und der in die Mulde der Eisenau eingelagerten Gosau wird von der langen Dachsteinkalktafel des Toten Gebirges (Großer Priel 2514 m) hoch überragt.

Die Würmmoränen liegen an der Wurzel des trichterförmig sich zum Vorland öffnenden Zungenbeckens der Eiszeitgletscher, das weiter draußen die vielfach auf Mindelmoränen auflagernden Rißmoränenwälle umgürten. Sie leiten über zu den in die Ferne ziehenden Schotterflächen der Traun—Ennsplatte, die bis zu den Schlierhügeln nördlich der Traun reichen, welchen die pliozäne Schotterplatte des Hausruck (Kohlenvorkommen) aufliegt. An klaren Tagen zeigen sich noch die sanften Berge des Mühlviertels (Grundgebirge der Böhmisches Masse) am Horizont.

4. Gmunden—Rehkogelgraben.

a) Überblick über den Bau des Exkursionsgebietes. Des nördlichsten Aufbruches von Helvetikum bei Ohlstorf—Oberweis wurde bereits anlässlich der Fahrt von Lambach nach Gmunden und des südlichsten im Gschlifgraben bei der Erläuterung des Rund-

blickes vom Gmundner Berg gedacht. Dazwischen sind nun noch zwei Aufbrüche von Helvetikum bekannt geworden. Der eine liegt an der Dürren Laudach und besteht aus mindestens zwei Zügen von Helvetikum, ummantelt von Bunten Schiefern, Gault u. a. Das Helvetikum endet beiderseits des Talgrundes bald. Nur bunte Schiefer vermitteln eine ganz enge Verbindung gegen W, aber auch gegen E, bis am NE-Hang des Bäckenberges wieder Helvetikum hinzukommt. Der andere Aufbruch überquert etwas mehr als 2 km weiter südlich den Rehkogelbach in ca. 300 m Breite, taucht gegen W in einer zerschlitzen Antiklinale, ummantelt von bunten Schiefern, Gaultflysch und Mürbsandstein unter, setzt sich aber gegen E in ähnlicher Breite fort. Jenseits des Almtales vereinigen sich die Fortsetzungen beider Aufbrüche zu einem.

Die Flyschfalten nördlich und zwischen den beiden Aufbrüchen bestehen in der Hauptsache aus Mürbsandstein-führender Oberkreide mit schmalen Schuppen von Zementmergelerde. An den Südrand des südlichen Aufbruches ist eine Antiklinale aus Zementmergelerde mit bunten Schiefern im Kern, die weiter im E im Pernecker Kogel ein Gegenstück größeren Ausmaßes hat, und eine wenig östlich des Rehkogelbaches gegen E an der Überschiebung auslaufende Synklinale mit Mürbsandstein-führender Oberkreide angeschoben.

b) Geologische Beschreibung des Exkursionsweges.

Mit dem Autobus von Gmunden zur Hagenmühle. Von Gmunden nach Nordosten überquert die Straße zu allererst am Rande des Stadtgebietes die Moränen der Würmvereisung und dahinter das „Engelhofer Trockental“, ein würmeiszeitliches Traubett (Eisenbahn). Gleich jenseits wird bei Gschwandt (Kirche) ein innerer und später auf der Höhe bei Eisengattern der äußere Moränenwall des rißeiszeitlichen Traungletschers überschritten. Hinter Kirchham steigt die Straße in das Tal der Laudach hinab, das hier etwa Niederterrassen-Niveau hat.

Kurz vor Vorchdorf wird in eine kleine Seitenstraße eingebogen, die dem Tal der Dürren Laudach aufwärts folgt. Dieses führt durch Deckenschotter (Mindelschotter). Im Blickfeld in der Fahrtrichtung der breite, aus Oberkreideflysch bestehende Feichtenberg (665 m). (Von hier an siehe Taf. VII, Fig. 3.) Wo an seinem Fuß das Tal eine südwestliche Richtung einschlägt, wird das Gebiet der Flyschzone betreten, deren Nordgrenze hier nicht aufgeschlossen ist. Etwa nach $1\frac{1}{2}$ km bezeichnen unruhigere Oberflächenformen, Rutschgelände und stärkere Zertalung das Durchstreichen des nördlicheren Aufbruches mit Helvetikum, dessen südlicher Zug etwa bei der Einmündung des aus Kirchham kommenden Sträßchens zu suchen ist (Wegweiser).

Die Mürbsandstein-führende Oberkreide, in die das folgende Talstück eingeschnitten ist, wird nur kurz vor der Brücke durch einen Keil von Zementmergelerde gegliedert mit einem Bändchen bunter Schiefer an der Grenze gegen die hangenden Schichten (bei der Brücke).

Dahinter werden die Häuser der Ortschaft Hagenmühle sichtbar. Bänke von Oberkreideflysch wurden mehrfach im Bachbett freigespült.

Zu Fuß in den Rehkogelgraben (Taf. VII, Fig. 3). Der Fahrweg folgt dem orographisch rechten Ufer des Rehkogelbaches. Nach etwa 300 m schließt ein Prallhang am gegenüberliegenden Ufer südsüdostfallende Schichten der Mürbsandstein-führenden Oberkreide auf: wellig-dünnschichtige, auch etwas kreuzschichtige feinkörnige Sandsteine in Bänken, im Hangenden oft in Pflanzenhäcksel führende Sandschiefer übergehend, ferner gröbere, glimmerführende Sandsteine von mehr mürber Beschaffenheit mit Wülsten an der Schichtunterseite, auch zum Teil mit Sandschiefern mit Pflanzenhäcksel und Glimmer verbunden, dazwischen graue, etwas schiefrige Mergel und Tonmergel, stellenweise mit zarten Chondriten, und grünlichgraue Tonmergellagen.

Nach einer Zwischenstrecke mit weniger bemerkenswerten Aufschlüssen derselben Gesteine bietet etwa 150 m weiter südlich ein größerer Aufschluß, ebenfalls am gegenüberliegenden Ufer, ungefähr dieselbe Gesteinsgesellschaft. Auffällt die oft stark wulstige Schichtung der feinkörnigen Kalksandsteine, die öfter in gröbere Sandsteine übergehen. Die Schichtunterseiten zeigen häufiger Wülste und wurmförmige Gebilde. Im Nordteil des Aufschlusses herrscht steile, im übrigen Teil südgeneigte Schichtstellung. Im Bachbett haben sich an zwei NNW-streichenden Querstörungen geringfügige Querverstellungen der Westflügel gegen Norden vollzogen.

Dieselben Schichten halten weiter an. Nur etwa bei der folgenden Brücke werden sie durch einen Keil von Zementmergelerde unterbrochen, in dessen Hangendem gegen die Mürbsandstein-führende Oberkreide spurenweise bunte Schiefer erhalten sind. Der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen wird davon aber nichts gezeigt.

Der letzte bessere Aufschluß von Mürbsandstein-führender Oberkreide in der Reihe der bisherigen befindet sich einige hundert Meter weiter hinter der Einmündung eines von orographisch links zufließenden Seitenbaches. Die Schichten fallen dort mit 40–50° nach S 25–30° E.

Die weiteren Aufschlüsse werden spärlich und auch schlecht zugänglich. Bei der Heuhütte kann man im Bachbett dünnplattige mergelreiche Schichten mit Chondriten und Helminthoideen und mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken (dünnbankige Zementmergelbasis-Schichten) sehen. Ferner kann auch eine gröbere Sandsteinbank (Cenoman ?) beobachtet werden. Spuren bunter Schiefer kommen vor. Diese Schichten bilden den nördlichen Rahmen des „Helvetischen Fensters am Rehkogelbach“.

Hinter der Heuhütte vom Fahrweg etwas nach rechts abweichend, gelangt man zu den im Bachbett schön aufgeschlossenen Schichten des Helvetikums (siehe Taf. VII, Fig. 4).

Erläuterungen zu den Ausscheidungen des Profils:

1. Rote und weiße Mergel mit *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *Globotruncana lapparenti*

lapparenti Bolli, ferner *Gümbelinen*. *Globigerina infracretacea* Glaessner u. a. (Leistmergel, ca. Santon). — 2. Ein wenig bachaufwärts: weiße Mergelkalkbänke mit weißen und grauen Mergelschiefer-Zwischenlagen. Gegen die Bachmitte zu anschließend hellgraue Fleckenmergelkalkbänke mit schiefriigen Fleckenmergeln dazwischen. Fauna mit *Globotruncana helvetica* Bolli, *Globotruncana ticinensis* Gandolfi, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Anomalina complanata* Rss., *Rhabdognium* sp. *Inoceramen*resten u. a. (kennzeichnend für Cenoman). Die weiter anschließende Lage grüngrauer und schwarzer Mergelschiefer hat bereits Unterkreidecharakter. — 3. Vorwiegend rote Mergel mit reicher Fauna: *Globotruncanen* (u. a. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Querau), *Globotruncana cretacea* Cushman), *Gümbelinen*, *Globigerinen*, ohne Pseudotextularien, u. v. a. (Leistmergel, etwa Santon). — 4. Einschuppung grauer cenomaner Fleckenmergel mit nur spärlich Mergelkalkbänken, hinter der Bachbiegung. Kennzeichnende Fauna mit *Globotruncana (Thalmanninella) ticinensis* Gand. *Globigerina infracretacea* Glaessner u. a. — 5. Wieder vorwiegend rote Mergel (Leistmergel), allmählich in 6. rote Mergel mit weißen bis blaßroten kalkigen Bänken des Turons übergehend, als solches bezeichnet durch eine etwas artenärmere Fauna, zweikielige *Globotruncanen* (*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli), *Gümbelinen* u. a., aber keine Pseudotextularien. Die allersüdlichste Mergellage führt eine noch etwas artenärmere Fauna dieser Art. Die südfallenden Bänke zwingen den Bach zu kleinen Wasserfällen und Stromschnellen. Hinter einer scharfen Biegung um höher aufragende Bänke dieser Schichten werden die roten Mergel an einer steil südfallenden Störung von 8. dunklen Fleckenmergeln mit Streifen schwarzer Mergel überlagert. Reste heftig verschleifter fleckiger Mergelkalke (7.) vertreten offenbar die Grenzschichten Unterkreide—Cenoman mit Kalkschalerfauna ohne *Globotruncanen*, wobei das Cenoman tektonisch unterdrückt ist. Die dunklen Fleckenmergel und schwarzen Mergel enthalten als bezeichnende Faunenelemente der Unterkreide u. a. *Anomalina lorneiana* (d'Orb.), *Bigenaria complanata* (Rss.) neben der häufigen *Globigerina infracretacea* Glaessner. Weiter östlich wurden in solchen Gesteinen Funde von Unterkreideammoniten gemacht. Auch gegen den Südrand des etwa 30 m breiten und stark gestörten Komplexes finden sich eingeschuppte Späne von Cenoman. — 9. Im Süden sind in prächtigem Aufschluß diese Gesteine mit braunroten, stellenweise auch grünlichweißen Mergeln verspießt und verfault. In dieser Zone sind die Fossilien stark zerstört. Anschließend wieder Faunen mit *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Gümbelinen*, *Verneullina bronni* Rss., aber ohne Pseudotextularien, also eines mittleren Oberkreide-Niveaus (ca. Emscher). Nach etwa 30 m Breite ist die Überschiebung der am Kontakt stark geschieferten roten Mergel des Helvetikums durch Flysch (Mürbsandstein-führende Oberkreide) recht gut zu sehen. Herabgerollte Blöcke von dunklem Flysch-Gaultquarzit erinnern daran, daß solche Gesteine etwas höher oben an der Überschiebung eingeklemmt sein müssen.

Mit 10. beginnt also wieder Flysch, der südwärts einfällt. Dieser Muldenzug mit Mürbsandstein-führender Oberkreide streicht von Westen her schräg an die Überschiebung heran und läuft an derselben weiter östlich rasch aus.

Bei der nächsten Talgabel wird das östliche Tal noch ein Stück aufwärts verfolgt. Anfänglich herrscht noch 10., dann, wo am linken Ufer der Wald beginnt, hat der Bach im Prallhang 11. bunte Schiefer in kleinem Aufschluß freigewaschen (graue Mergel, grüne und rote Tonschiefer, feinkörnige Sandkalkbänkchen; steilstehend). Wenig weiter verschwinden die Mergel ziemlich und rissige feinkörnige Kalksandsteinbänkchen zwischen grünen und roten Tonschiefern bieten ein typisches Bild dieser Schichten. Proben davon enthalten neben der durch *Dendrophryen* gekennzeichneten Sandschalerfauna einige zweikielige *Globotruncanen*. Im letzten großen Aufschluß fallen die bunten Schiefer (hier fast ohne rote Schiefer) unter 12., nämlich dünnbankige Zementmergelschichten, die reich an Mergeln sind und auch Chondriten und Helminthoideen enthalten, ein. Die Fauna gleicht weitgehend der der vorigen.

Im weiteren, nun nicht mehr begangenen Profil geht die mergelreiche tiefere Zementmergelschicht der Oberkreide in die normale Ausbildung über, in der die Mergel nicht mehr so stark über die nunmehr dickeren Bänke feinkörniger Kalksandsteine überwiegen. Damit ist der Kern der Flyschantiklinale südlich des Aufbruches von Helvetikum durchschritten.

Nach der Rückwanderung am gleichen Wege zum Gasthaus Hagenmühle wird die Rückfahrt nach Gmunden angetreten.

5. Gmunden: Steinbruch des Zementwerkes Hatschek und Museum Nußbaumer.

Der Steinbruch. Der große, in mehreren Abbausohlen zugängliche Steinbruch zeigt eindrucksvoll den tausendfältigen Wechsel von feinkörnigen Kalksandsteinbänken (oft schichtig, auch kreuzschichtig, mit Fließfaltung), Bänken feinerer und gröberer glimmerführender Mürbsandsteine, grauen Mergeln (bisweilen mit Chondriten) und dunklen Tonmergeln und Tonschiefern der „Mürbsandstein-führenden Oberkreide“. Kalksandsteinbänke öfter mit gröberer Sandsteinlagen an der Basis. Ferner Wülste und Hieroglyphen an den Schichtunterseiten. Einfallen der Schichten ziemlich steil gegen Süden.

Das Museum. Der Steinmetzmeister Nußbaumer hat in seinem Hause bemerkenswerte Funde von Fährten aus seinem etwas höher und ca. 100 m NO des Hatschek-Steinbruches gelegenen Steinbruch ausgestellt. Es handelt sich um Ausfüllungen noch ungeklärter Kriechspuren in Tonmergelschlamm durch glimmerführenden Sandstein, dessen Flächen neben diesen auch Wülste des darübergeflossenen Sandes sehr schön zeigen. Die Fährten bieten das Bild alternierend eng aneinandergereichter Wülste, die bisweilen durch einen Zentralstrang verbunden werden, wenn sie sich nicht berühren, und erreichen bis etwa 1 dm Breite und öfter über Meterlänge. Daneben wenige kleinere Fährten u. a.

Schriften über das Quartär:

- Gölzinger, G.: Führer für die Quartär-Exkursion in Österreich der III. Internat. Quartärkonferenz 1936, I. Teil. — Wien 1936. Mit weiteren Literaturangaben.
- Penck, A. und Brückner, W.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1909.
- Prey, S.: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal östlich Ohlstorf (Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A. Wien 1947.

Schriften zur Flyschzone:

- Fugger, E.: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. — Jb. Geol. R.-A. Wien 1903.
- Geyer, G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. — Verh. Geol. R.-A. Wien 1917.
- Gölzinger, G.: Bericht der Arbeitsgemeinschaft: Flysch und Helvetikum (1946). — Verh. Geol. B.-A. Wien 1947.
- Kraus, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. d. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege im Gau Oberdonau (Jb. d. Oberöst. Musealvereins), Bd. 91, 1944. Mit weiterer Literatur.
- Prey, S.: Aufnahmeberichte 1946 und 1947. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1947 und 1948.
- Prey, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1949.
- Prey, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). — Jb. Geol. B.-A. Wien, Bd. XCIV (Festband), 1950. Mit weiteren Literaturangaben.
- Richter, M. und Müller-Deile, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau). — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 92, 1940. Mit weiteren Literaturangaben.
- Schadler, J.: Bericht über Aufnahmen im Flysch, Blatt Gmunden—Schafberg. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1947.

Erklärungen zu Tafel VII.

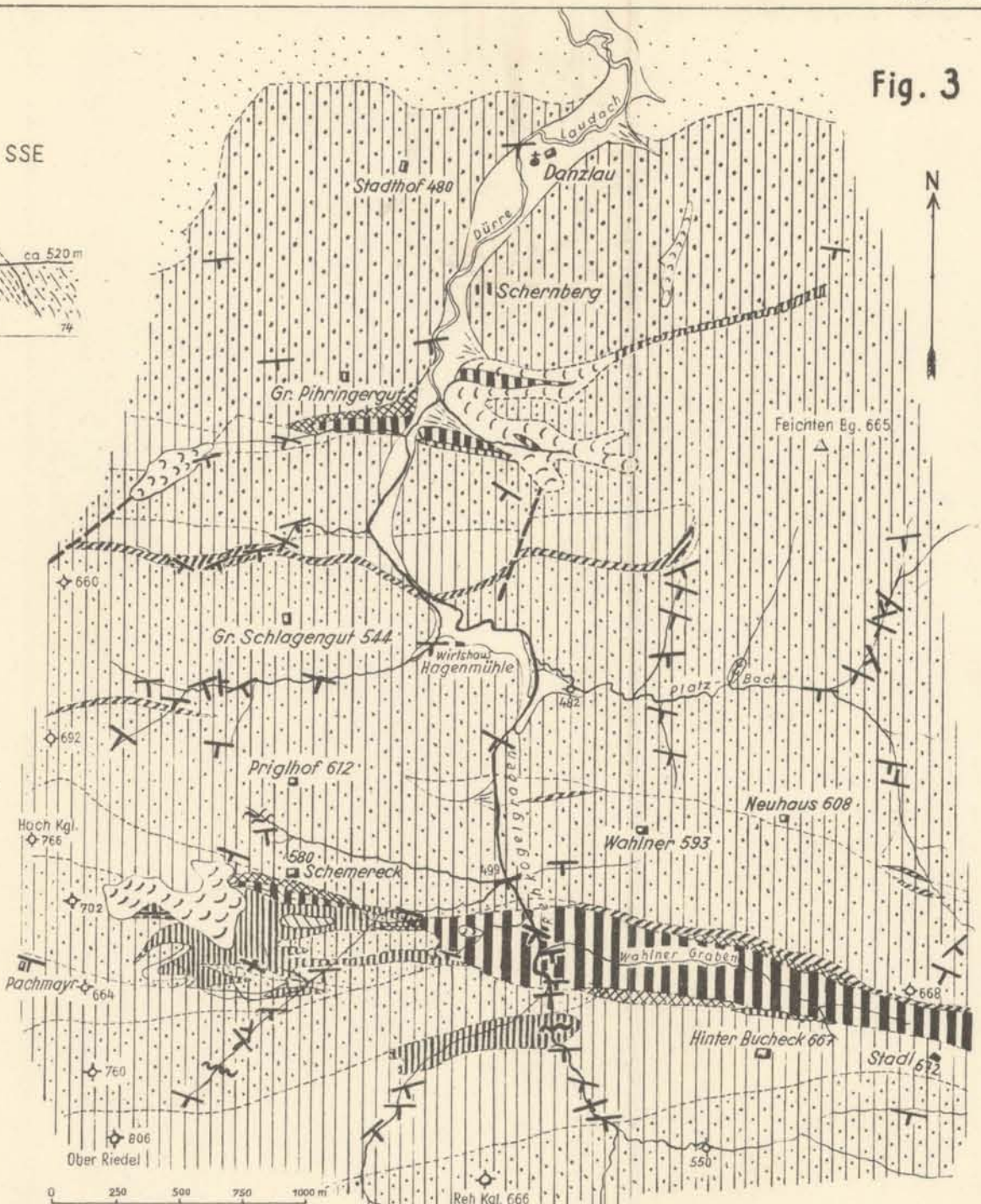
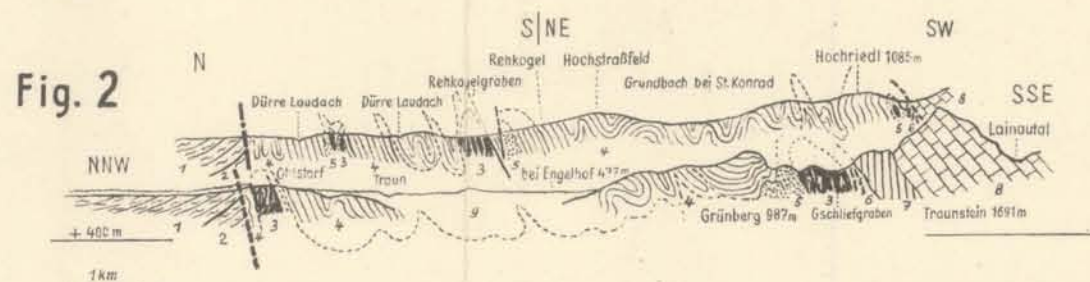
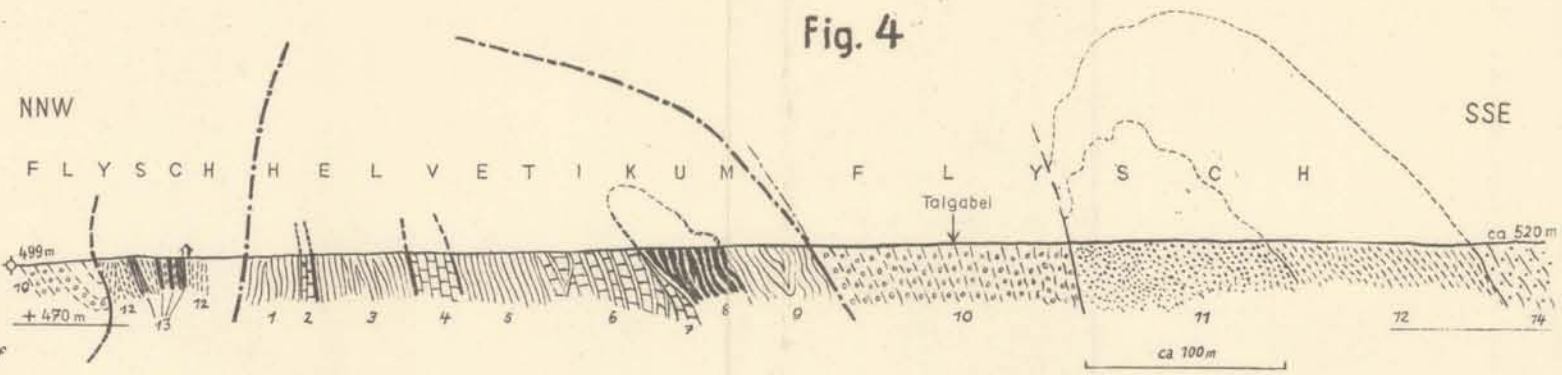
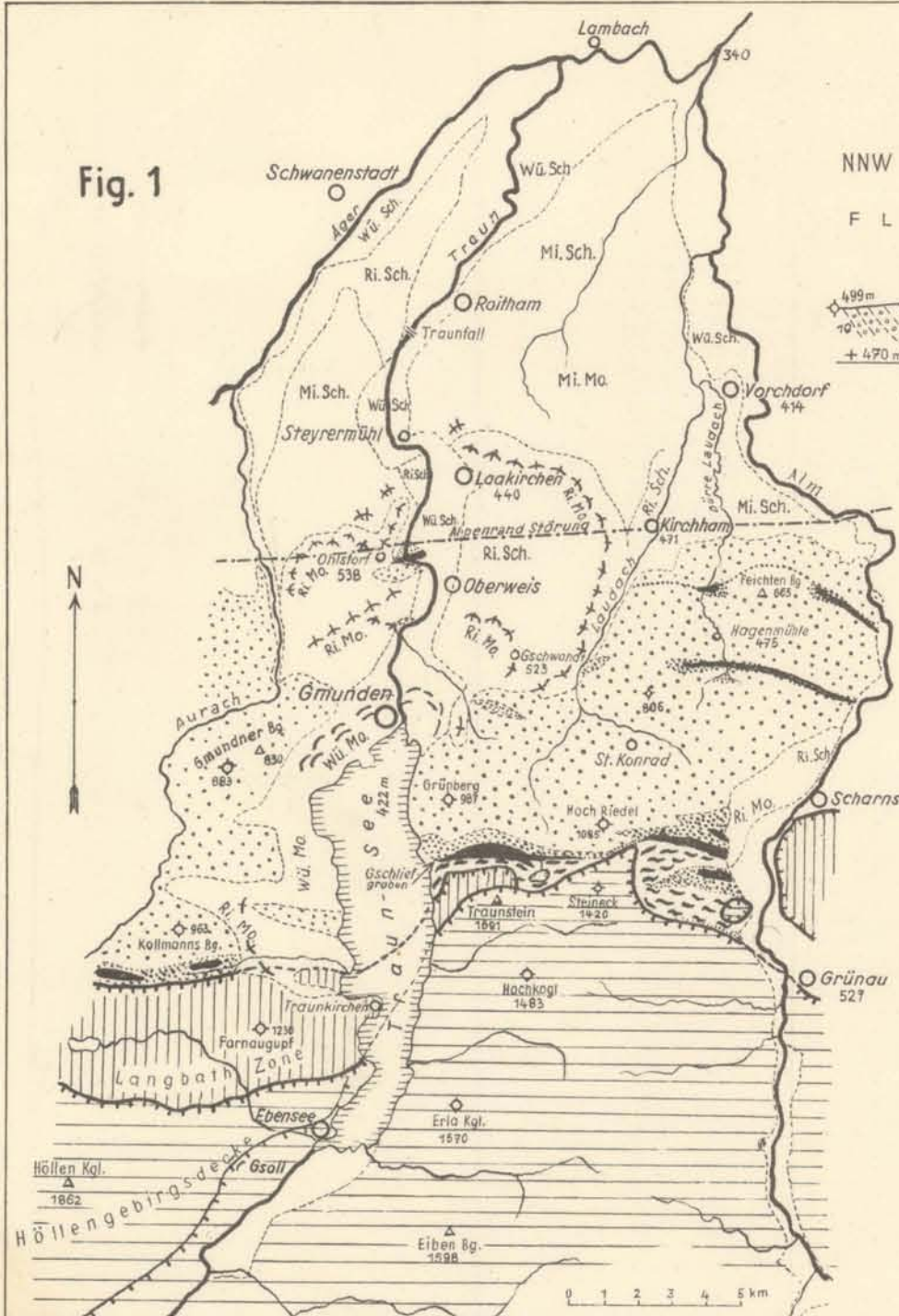
Fig. 1. Übersichtskärtchen des Raumes Lambach—Gmunden, Flyschzone und Kalkalpenrand östlich vom Traunsee, sowie diluviale Gebiete (größtenteils) nach eigenen Aufnahmen, sonst nach den geologischen Blättern Gmunden—Schafberg (4851) und Kirchdorf (4852), entworfen von S. Prey.

Fig. 2. Übersichtsprofile durch die Flyschzone im Gebiete östlich Gmunden, von S. Prey.

Legende. Molasse: 1. Miozäner Schlier. 2. Oligozäner Schlier. — Flyschzone und Helvetikum: 3. Helvetikum. 4. Oberkreideflysch. 5. Unterkreideflysch bis einschließlich Turon. — 6. Klippenzone. — Kalkalpen: 7. Langbathzone (hochbajuvarisch). 8. Tirolische Decke.

Fig. 3. Detailkärtchen (1:25.000) des Exkursionsgebietes Dürre Laudach—Rehkogelgraben, nach eigenen Aufnahmen von S. Prey.

Fig. 4. Detailprofil durch das helvetische Fenster im Rehkogelgraben, etwa längs des Exkursionsweges, von S. Prey. Ziffern siehe Text auf Seite 43 ff.



S.PREY: Helvetikum und Flysch bei Gmunden.

Legende zu Fig. 1

- Diluvium:
- Wü. Sch. Würm Schotter.
 - Ri. Sch. Rib Schotter.
 - Mi. Sch. Deckenschotter.
 - Wü. Mo. Würm Moräne
 - Ri. Mo. Rib Moräne
 - Mi. Mo. Mindelmoräne

- Flyschzone:
- Oberkreide Flysch.
 - Unterkreide Flysch + Mübsandstein + Bunte Schiefer.
 - Helvetikum in Fenstern unterm Flysch hervortretend emporgeschuppt.
 - Klippenzone (Jura-Klippen + vorw. Unterkreideflysch + rote Mergel).

- Kalkalpen:
- Langbathzone
 - Tirolische Decke

Legende zu Fig. 3

- Schutt, Alluvien.
- Rutschungen.
- Diluvium.
- Helvetikum.
- Mübsandsteinführende Oberkreide.
- (Oberste) Bunte Schiefer.
- Zementmergelerde.
- Bunte Schiefer.
- Mübsandstein.
- Unterkreideflysch.

Stratigraphische Tabelle: Flysch und Helvetikum

Flyschgliederung S. Prey 1950	Alter	zu vergleichen mit:			Helvetikum
		Bayern u. Ober- österreich nach M. Richter usw. (1940)	Bayern u. Ober- österreich nach E. Kraus (1944 u. a.)	Wienerwald nach G. Göttinger (1932 u. 1944)	
?	Unteroligozän Eozän			Greifensteiner Sandstein bzw. Laaber Eozän	<i>Clavulina Szaboi</i> -Schichten Stockletten mit Litho- thamnienkalk Nummulitenkalk Kalkige Sandsteine Lithothamnienkalk Glaukonitische, auch fein- sandige Mergel
?	Paleozän				
8. Mürbsandsteinführende Oberkreide (Mergel und Tonschiefer, Kalksand- steine, verschiedene Sandsteine und Mürbsandsteinbänke) Nordteil: mächtig, Südteil: weniger mächtig. Gesamtmächtigkeit: jeden- falls mehrere hundert Meter.	Maestricht Campan	Eozän	?	Altlenzbacher Schichten Sievinger Sandstein („Seichtwas- serkreide“ Friedls)	Dunkler graue, etwas flek- kige Mergel, übergehend in Hellgraue Mergel
7. Bunter Schieferhorizont (Graugrüne und rote Tonschiefer, dünnplattige, oft rissige Sandsteine, feinkörnig, kalkig) Geringmächtig.	Campan	Bunte Schiefer Glaukonitfüh- rend. Horizont			Bunte Leistmergel
6. Zementmergelserie (Mergel, Tonmergellagen, Kalksand- steinbänke) Nordteil: weniger mächtig Südteil: zirka 5—600 m Übergang in	Santon Emscher	Zementmergel- serie	Zementmergel- flysch (Birn- wangschiefer z. Teil Niveau der Piesen- kopfschichten)	Kahlenberger Schichten	
5. Dünnbankige Zementmergel- basisschichten (Graue Mergelschiefer, grünliche Ton- schieferlagen, Mergelplatten mit grün- lichen Chondriten, dünnplattige Kalk- sandsteinbänkchen) Mächtigkeit: einige Dekameter Übergang in					Übergang in

Stratigraphische Tabelle: Flysch und Helvetikum (Fortsetzung)

<p>4. Bunte Schiefer (grüne und rote Tonschiefer, graue Mergel, dünne, oft kieselige Kalksandsteinbänke) Mächtigkeit: schwer abzuschätzen, mindestens wenige Dekameter.</p>	Turon	Obere bunte Mergel u. Schiefer	Rotschiefer	Rote Mergel mit weißen bis blaßroten Bänken	48
<p>3. Mürlsandsteinzone (Mächtige massige oder durch Tonschieferlagen gegliederte Mürlsandsteinbänke. Begleitfolge aus grauen Mergeln, grünen Tonschiefern und manchmal kieseligen, glimmerigen Sandsteinbänken, auch weniger mächtige Mürlsandsteinbänke) Mächtigkeit: insgesamt schätzungsweise bis zirka 70 m.</p>	Cenoman	Reiselsberger Sandstein	Hauptflyschsandstein	Übergang in Weiße Mergelkalke und Fleckenmergelkalke mit Zwischenlagen weicherer Mergel u. Fleckenmergel	
	Obergault??	Untere bunte Mergel und Schiefer (?)	Bunte Mergel oder Niveau d. Osterschwanger Flysches		
<p>2. Gault (Schwarze und grüne Tonschiefer, schwarze dichte Quarzite und glasige Glaukonitquarzite („Ölquarzite“), Glaukonitsandsteine, Kieselkalke, Breccien, selten rote Tonschiefer. Im südlichen Pernecker Kogel harte Kalkmergelbänke, dunkelgraue feinkörnige Kalksandsteine, graue Tonmergel und Tonschiefer) Mächtigkeit: unbekannt Übergang in</p>	Gault	Gault	Quarzitgruppe	Übergang in Dunkelgraue weiche Fleckenmergel und schwarze, etwas schiefrige Mergel (zum Teil Barrémien, wohl Neokon-Gault umfassend)	
<p>1. Neokom (Graue Mergel und Fleckenmergel, helle Kalkmergelbänke, spätig glitzernde Sandsteine, verbunden mit Breccien) Mächtigkeit: unbekannt.</p>	Neokom	Neokom Tristelschichten	Flyschkalkgruppe	Neokom	

III. Nördliche Kalkalpen

1. Das Salzkammergut.

Josef Schadler

Mit einem Beitrag von Walter Medwenitsch.

Geologische Karten:

Geologische Spezialkarte 1:75.000:

Gmunden—Schafberg (4851) 1922.

Ischl—Hallstatt (4951) 1905.

Hallein—Berchtesgaden (4950) 1907.

a) Name und Geschichte.

Der Weg führt von Gmunden zunächst in das obere Trauntal, in das sogenannte Salzkammergut, eine eng in sich geschlossene und scharf ausgeprägte Landschaftseinheit.

Die Salzgewinnung und das damit verbundene Waldwesen (Brennholz für die Sudhütten) im oberen Trauntal unterstanden seinerzeit unmittelbar der kaiserlichen Hofkammer, daher der Name „Kammergut“. In Hallstatt wurde Salz schon in vorgeschichtlicher Zeit gewonnen. Zur Hallstatt-Zeit (1000—400 v. d. Ztw.) und La Tène-Zeit (400 bis Ztw.) hatte sich hier eine Hochblüte europäischer Kultur entfaltet (Gräberfeld am Salzberg). Bis zur Erbauung der Straße (1872) und der Eisenbahn (1876/1877) entlang des Traunsees war das obere Trauntal von Gmunden aus nur mittels Fährschiffen erreichbar. Das Salzkammergut bildete durch Jahrhunderte ein abgeschlossenes Wirtschaftsgebiet, eine Welt für sich, in der sich ein ursprüngliches Volkstum erhalten hat.

b) Landschaft.

Vom fruchtbaren hügeligen Alpenvorland durch die wald- und wildreichen Kalkvoralpen reihen sich die Landschaftsbilder zum kahlen Felsenreich der Kalkhochalpen auf der Reise aneinander. Der höchste Punkt, am Südrand der Kalkhochalpen gelegen (Hoher Dachstein = 2993 m) reicht knapp an die 3000 m-Grenze heran.

Mit Landschaftsschönheiten ist das Salzkammergut reich bedacht: es ist das seenreichste Gebiet der Kalkalpen, die Eisfelder des Dachsteins sind die einzigen bedeutenden Gletscher der östlichen Nordalpen und die Steinwüste des Toten Gebirges stellt mit rund 250 km² die größte Hochkarstfläche der Alpen dar. Die Eishöhlen des Dachsteins gehören mit denen des Tennengebirges zu den größten Europas.

c) Übersicht des Gebirgsbaues.

Am Aufbau der Kalkalpen des Salzkammergutes sind fast ausschließlich mesozoische, vorwiegend marine Ablagerungsgesteine (Untertrias bis Oberkreide) beteiligt, deren Fazies im Norden auf

landnähere, im Süden auf küstenfernere Bildungs- und Lebensräume im Thetis-Meer hinweist.

Im tektonischen Übersichtsbild zeichnen sich einige größere Bereiche und Baueinheiten ab, die annähernd den Hauptgebirgsgruppen des Salzkammergutes entsprechen. Unter ihnen heben sich wieder die mächtigen Karbonatgestein tafeln des Toten Gebirges und des Dachsteins als die bedeutendsten heraus.

Diese großen Einheiten erscheinen verhältnismäßig einfach und einheitlich gebaut und flach gelagert, teilweise sind sie aber auch gestört und nach ganz regelmäßigen Linienzügen zerteilt und verschoben. Es sei auf die Trauntal-Störung, auf die Aufspaltung des westlichen Toten Gebirges und Zerlegung des Schaffberggebiets in Teilschuppen hingewiesen (siehe Taf. XII, Fig. 1).

Die Randschuppenzonen, im Norden die bajuvarische Zone (Langbathschollen) und im Süden das Werfen—St. Martin Schuppenland, zeigen im allgemeinen ein Einfallen zur Mitte der Kalkalpen. Auch die großen Tafeln des Toten Gebirges und Dachsteins scheinen zueinander geneigt („tirolische Einmuldung“).

Eine auffallende Bauzone zieht mehrfach gewunden und auch verzweigt mitten durch die großen Baueinheiten. Sie ist durch das Auftreten der Hallstätter Kalke und durch das Vorkommen von Salzlagerstätten ausgezeichnet.

Diese sogenannte Hallstätter Zone bildet nicht nur das Kernstück, sondern auch das Kernproblem der Tektonik des Salzkammergutes.

Im Hallstätter Gebiet versuchte schon im Jahre 1802 L. v. Buch eine stratigraphische Gliederung der verschiedenen Alpenkalke zu finden, die dann erst 1846 Fr. v. Hauer, ebenfalls vom Salzkammergut ausgehend, gelang. Der Fossilreichtum lud ein, hier den Hebel zur Auflösung des Schichtenbaues und auch des Gebirgsbaues der östlichen Nordalpen anzusetzen. Die Ineinanderschachtelung verschiedener Faziesbereiche, die mehrfachen Deckenüberschiebungen und nicht zuletzt die Auswirkungen des Salzaufstieges bringen aber gerade in diesem Gebiet solche Verwicklungen mit sich, daß eine allseits befriedigende Lösung und Deutung der Gebirgsbildungsvorgänge bis heute noch nicht gefunden scheint.

Die Ineinanderschachtelung der Faziesbereiche dachte E. v. Mojsisovics (1903) in der ursprünglichen Verteilung der marinen Ablagerungsräume vorbedingt. Die weniger mächtigen Schichten der Hallstätter Fazies seien in tieferen Rinnen („Kanälen“) zwischen den mächtigen Dachsteinkalkabsätzen gebildet worden.

E. Haug (1906) sah im inneren Salzkammergut ein Deckengebäude und erklärte die faziell verschiedenen Decken durch flache Überschiebungen in ihre heutige Raumlage gebracht.

Der Deckenbau wird allgemein zu Recht anerkannt. Umstritten ist aber auch heute noch die Frage der Art und der Reihenfolge der Bewegungsvorgänge.

Nach J. Nowak (1911), F. Hahn (1912) und E. Spengler (1914) würde die Hallstätter Decke als „wurzellose Deckscholle“ auf

der tirolischen Einmuldung ruhen und aus ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum südlich des Dachsteins über diesen hinweg in vorgosauischer Zeit eingeschoben worden sein.

Der Aufschub der Hallstätter Decke auf die Toten-Gebirgs-Decke erscheint mehrfach klar nachgewiesen. Andererseits läßt sich aber mehrfach beobachten, daß die Hallstätter Decke unter die Gamsfeld—Dachstein-Decke untertaucht. Es spricht dies gegen die Auffassung als Deckscholle. E. Spengler deutet dies daher als nachgosauische „Einwicklung“.

Die fazielle Übereinstimmung der Toten-Gebirgs- und Dachstein-Decke und die Wahrscheinlichkeit ihrer Bildung in einem einheitlichen und geschlossenen Ablagerungsraum, an den sich südlich des heutigen Dachsteins jener der Hallstätter Kalke anschloß, ist eines der Hauptargumente E. Spenglers.

L. Kober (1912) gliedert den Kalkalpenraum tektonisch in Bawariden, Tiroliden und Juvaviden. Diese von Ferne herbeigeschafften Deckenstreifen hätten sich bei ihrem Vordringen nach Norden der Reihe nach überfahren und übergreifen sich dachziegelförmig. Die Dachstein-Decke (hochjuvavisch) sei auf die Hallstätter Decke (tiefjuvavisch) aufgeschoben worden, gerade umgekehrt wie E. Spengler meint. Die Hallstätter Kalke hatten ihren ursprünglichen Bildungsraum nicht südlich des heutigen Dachsteins, sondern nördlich von ihm, zwischen ihm und dem heutigen Toten Gebirge.

Das tatsächlich beobachtbare Untertauchen der Hallstätter- unter die Gamsfeld—Dachstein-Decke („Einwicklung“ E. Spenglers) spricht für diese Auffassung.

M. Medwenitsch (1948) weist auf die fazielle Übereinstimmung der Jurabildungen im Bereich der Toten-Gebirgs- und der Hallstätter Decke und damit auf die ursprüngliche nahe Lagebeziehung der beiden Bildungsräume hin.

Zur Problematik der Fazies (Verteilung der ursprünglichen Ablagerungsräume) und der alpinen Tektonik (Art und Folge der Deckenüberschiebungen) kommt im inneren Salzkammergut, wie angedeutet, noch die Frage, welche Rolle und Wirksamkeit der salinaren Tektonik, dem Salzaufstieg zugebilligt werden soll und darf.

L. Zeuschner (1850) und Fr. v. Posepny (1871) haben schon von der „eruptiven“ Natur der alpinen Salzstöcke gesprochen. E. Seidl (1926) war geneigt, ausgedehnte Steinsalzlager im Untergrund des Salzkammergutes, ähnlich wie in Norddeutschland, anzunehmen, hat aber hiebei die allgemeine alpine Gebirgsbildung nicht richtig eingeschätzt.

Im Reiseplan sind Besichtigungen der zwei tiefstgelegenen Stollen der Salzberge des Salzkammergutes vorgesehen. In ihnen werden zwei markante, förmlich gegensätzliche Beispiele des Deckenverbandes vor Augen geführt: im Lauffener Erbstollen die Überlagerung der Hallstätter Decke (Haselgebirge und Hallstätter Kalke) auf dem Neoköm und Oberjura der Toten-Gebirgs-Decke, im Hallstätter Erbstollen das Aufdringen von Liasfleckenmergel und Haselgebirge aus dem Liegenden des Dachsteinkalks.

Erklärungen zu Tafel IX.

Fig. 1. Übersichtskärtchen der Salzgewinnung im Salzkammergut (nach Angaben der Österreichischen Salinen), mit Eintragung vom Kraftwagen aus sichtbarer Steinbrüche (J. Schädler), am Reiseweg Gmunden—Gosau.

Fig. 2. Ansichtsskizze des Traunsteins mit Gschlifgraben und Grünberg aus der Gegend von Altmünster.

Legende zu den geologischen Eintragungen. Flyschzone: O.Fl. = Oberkreideflysch, U.—T.Fl. = Unterkreide- bis Turonflysch. — Helvetikum: K = helvetische Kreide, darin schräg schraffiert = Eozän der Roten Kirche (stark übertrieben!). — Klippenzone: Kl. = Klippenzone, T (Strichsignatur) = Tiefbajuvarische Einschüppung in der Klippenzone. — Kalkalpen: HD = Hauptdolomit, WK = Wettersteinkalk, GK = Gutensteiner Kalk. — Br. = Dituviiale Gehängebreccie, M = Murkegel. Nach Aufnahmen und Beobachtungen von S. Prey.

Fig. 3. Profil durch Traunstein—Gschlifgraben—Grünberg, bzw. das in der Ansichtsskizze Fig. 2 dargestellte Gebiet. Ebenfalls nach S. Prey.

Legende. Kalkalpen: 1. Gutensteiner Kalk, 2. Wettersteinkalk, 3. Hauptdolomit, 4. Plattenkalk, 5. Rhätalk(?), 6. Spougien-Lias. 7. Grestener Schichten (Lias), 8. Lias-Fleckenmergel, 9. Höherer Jura und Neokom der Klippenzone, 10. Neokom (Langbathzone). — Helvetikum: 11. Kreidemergel, 11a. Rote Mergel der Klippenzone (Zugehörigkeit ungeklärt), 12. Eozän. — Flyschzone: 13. Cenomane Mürbsandsteinserie, 14. vorwiegend Bunte Schiefer, aber auch wenig Gault- und Neokomflysch, 15. Oberkreideflysch—Zementmergelserie, 16. Oberkreideflysch—Mürbsandstein-führende Oberkreide.

Der stark umrandete Komplex innerhalb der Klippenzone wird als eingeschupptes tiefbajuvarisches Element aufgefaßt.

Fig. 4. Ischler Salzberg, Profil längs des Lauffener Erbstollens von J. Schädler.

Legende. 1. Moräne und Ton, 2. Hallstätter Kalk, 3. Hallstätter Dolomit, 4. Glanzschiefer, 5. Haselgebirge und Gips, 6. Malmkalke (fast ausschließlich Oberalm-Schichten und Tressensteinkalk), 7. Lias-Fleckenmergel, 8. Neokommergel, 9. Geröllführendes Neokom.

Abschließend noch eine Bemerkung zum geologischen Übersichtsschnitt (Taf. XII, Fig. 3).

Mit Pfeilen ist in diesem Schnitt die vermutliche Bewegungsrichtung der verschiedenen Baueinheiten zueinander angedeutet.

Die Ansicht einer Massenverschluckung und Unterströmung im tieferen und tiefsten Untergrund der sich stauenden kalkalpinen Decken im Sinne O. Ampferers und einer „Unterverschiebung“ im Sprachgebrauch von E. Kraus scheint in dieser Zusammenschau viel Wahrscheinlichkeit für sich zu haben.

d) Gmunden—Ischl—Lauffen.

Von Gmunden nach Ebensee führt die Straße am westlichen Traunsee-Ufer znnächst über würmeiszeitliche Moräneu und erreicht bei Steinwinkel den Nordrand der Kalkalpen. Kurz vorher sind an der Straßenböschung südwärts einfallende Flyschschichten unter Moränenschutt entblößt.

Es wird nun die bajuvarische Randschuppenzone (Langbath-Scholle) durchquert. Die reizvolle Gliederung des Seeufers in felsige Halbinseln und in tiefeingeschnittene Buchten ist geologisch

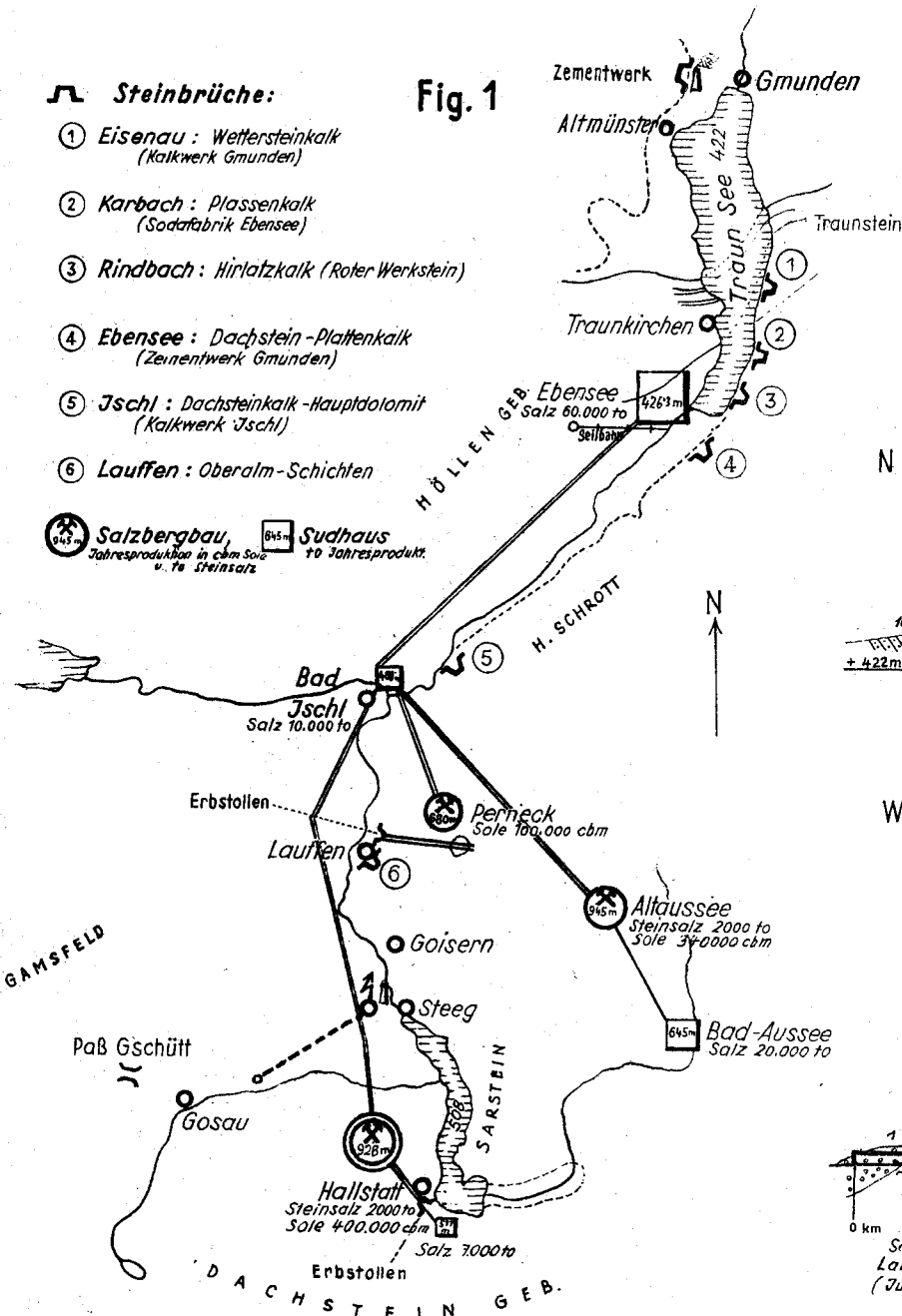
S.PREY - J.SCHADLER : Traunstein - Salzgewinnung im Salzkammergut - Ischler Salzberg .

Steinbrüche:

- ① Eisenau : Wettersteinkalk (Kalkwerk Gmunden)
- ② Karbach : Plassenkalk (Sodaabrik Ebensee)
- ③ Rindbach : Hirtatzkalk (Roter Werkstein)
- ④ Ebensee : Dachstein-Plattenkalk (Zementwerk Gmunden)
- ⑤ Jschl : Dachsteinkalk-Hauptdolomit (Kalkwerk Jschl)
- ⑥ Lauffen : Oberalm-Schichten

Salzbergbau, Sudhaus
 Jahresproduktbau in cbm Sole v. Te Steinsalz
 Jahresprodukt +0 Jahresprodukt

Fig. 1



FLYSCHZONE

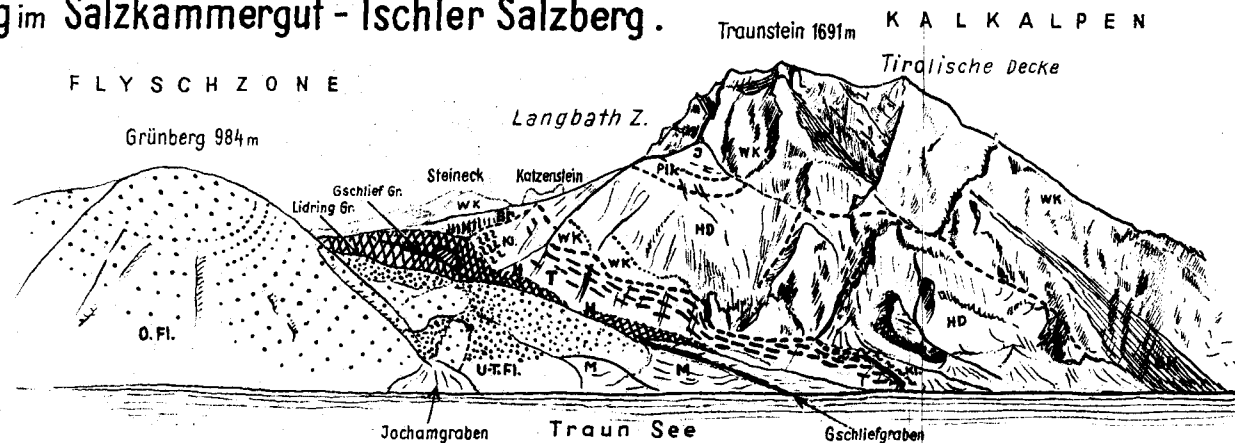


Fig 2

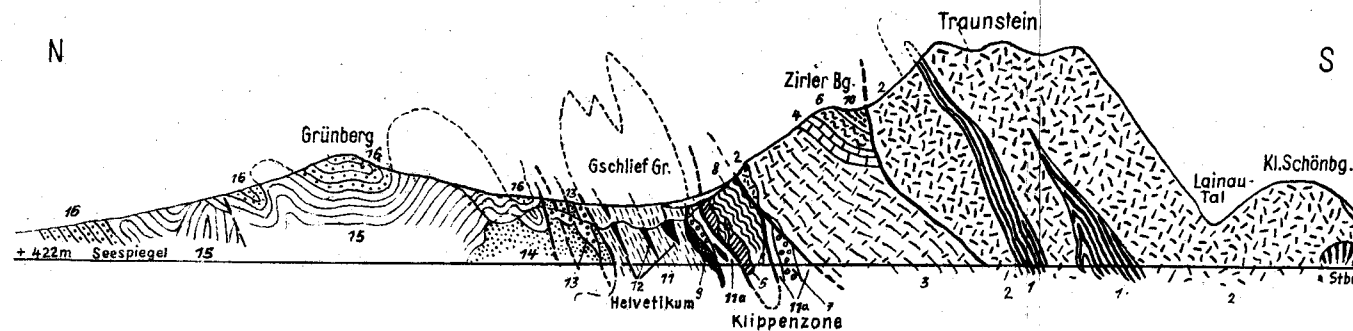
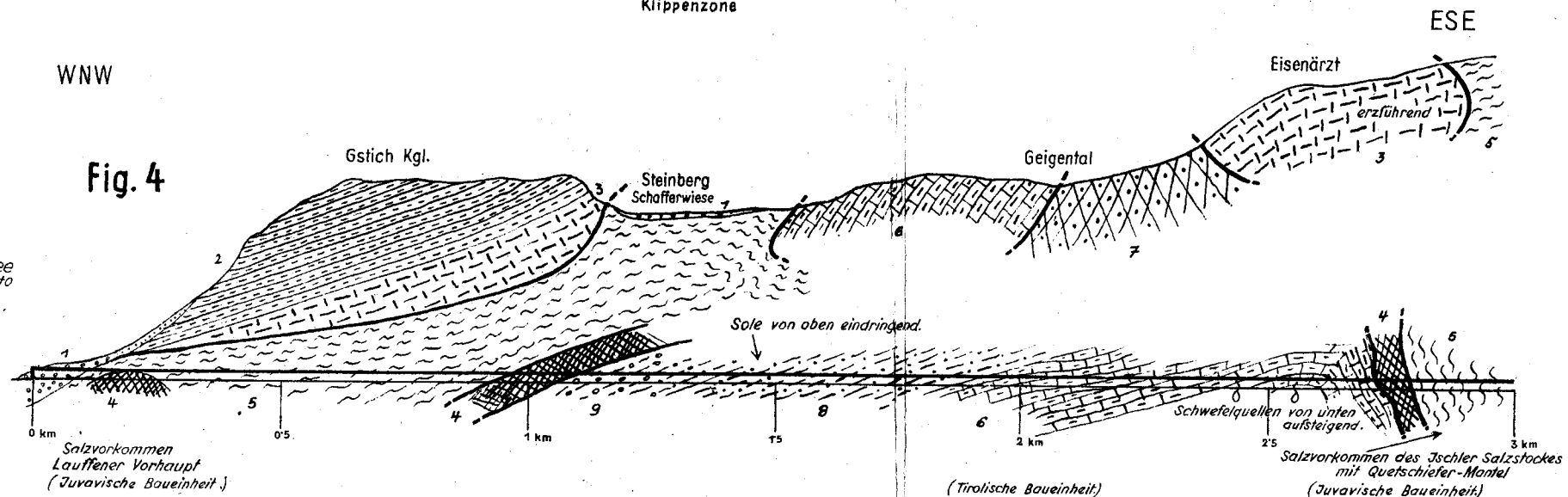


Fig. 3

WNW

Fig. 4



Tabellarische Übersicht der Triasentwicklung in den einzelnen Faziesbereichen innerhalb des Exkursionsgebietes.

Trias-Stufen		Tirolisch-bayrische Fazies	Berchtesgadener Fazies = Dachstein-Fazies	Hallstätter Fazies
K e u p e r	rhätische Stufe	Kössener Schichten und rhät. Riffkalk Plattenkalk	Dachsteinkalk	Zlambach-Schichten
	norische Stufe	Hauptdolomit	Hauptdolomit (= oberer Dolomit)	Pötschenkalk und Dolomit Pedata-Kalk, norischer Dolomit, meist rote Hallstätter Kalke
	karnische Stufe	Raibler (Cardita-) Schichten Opponitzer Kalk Lunzer Sandstein Reingrabener Schichten	Raibler Schichten Reingrabener Sch. Opponitzer Kalk	Karnischer Hallstätter Kalk Hallobien-Schichten karnischer Hallstätter Dolomit
Muschelkalk	ladinische Stufe	Wettersteinkalk und -Dolomit Partnach-Schichten	Ramsau-Dolomit (= unterer Dolomit)	Ramsau-Dolomit
	anisische Stufe	Reiflinger Kalk, Pietra verde, alpiner Muschelkalk Reichenhaller Dolomite und Kalke Reichenhaller Rauhwacke	Gutensteiner Dolomit Knollenkalke Reichenhaller Rauhwacke	Schreyeralm-Kalk Gutensteiner Dolomit mit Basis-Schichten
Bunt- sandstein	skythische Stufe	Buntsandstein und Haselgebirge	Buntsandstein, Werfener Schichten Haselgebirge	Werfener Schichten, Haselgebirge Basische Eruptiva

durch den Wechsel von härteren, widerstandsfähigeren Trias- und Jura-Kalken und weicheren, leichter verwitternden Neokom-Mergeln bedingt.

Der Glanzbichl „am Stein“ besteht aus Dachstein-Plattenkalk; der Johannisberg in Traunkirchen aus Lias-Hierlatzkalk, ebenso der nächste Vorsprung, das in Sprengung befindliche Vogelkreuzeck. In der anschließenden Siegesbach-Bucht weist die schwere Steinpflasterung des Steilhanges zwischen Bahn und Straße, sowie eine geringe Senkung des Straßenkörpers auf Rutschungen im Neokom-Mergel hin. Ein kurzer Tunnel durchstößt eine weitere Jurakalk-Schuppe. In der nächsten Bucht folgen wieder Neokom-Mergel. Wir sind am Südrand der bajuvarischen Randschuppenzone angelangt.

Die Straße macht eine scharfe Krümmung; sie wird an einer Felswand abgelenkt, die aus Wettersteinkalk besteht und schon der tirolischen Höllengebirgsdecke angehört. Die Überschiebungsfläche ist hier nicht als flache Gleitbahn, sondern als steile Bewegungsfläche ausgebildet, aufgerichtet und eingelenkt in die Trauntalstörung.

Der vorspringende Felsrücken aus Wettersteinkalk wird in einem kleinen Tunnel durchbrochen und umfahren, wobei sich vom „Löwen“ aus ein sehr schöner Rückblick über den See nach Gmunden, nach Traunkirchen und zum Traunstein eröffnet, der nunmehr von der Schmalseite der steil aufgerichteten Schichtbänke aus gesehen wird und daher eine spitze Kegelform angenommen hat. Weiterhin verläuft die Straße an den Steilhängen entlang bis Ebensee im Hauptdolomit. Die frischen Anbrüche der begonnenen Straßenverbreiterung zeigen ausgezeichnet die Bankung und den kleinstückig-splittrigen Zerfall dieses Gesteins.

Ebensee wird durchfahren. Die beiden großen Industriewerke dieses Ortes stehen im Zeichen von Salz und Kalk. (Sudhütte der staatl. Salinen und Sodafabrik der Solvay-Gesellschaft: Tageserzeugung der ersteren rund 170 Tonnen Kochsalz, der letzteren rund 300 Tonnen Soda.)

Die Sole wird aus den drei Salzbergen (Ischl, Hallstatt und Aussee) in Rohrleitungen zugeführt. Die Verlegung der ersten Soleleitung vom Salzberg Hallstatt zur Sudhütte in Ebensee wurde im Jahre 1595 begonnen und 1605 beendet. Die Leitung bestand aus Holzrohren mit etwa 100 mm lichter Weite.

Die Talebene ist eine Aufschüttung der nacheiszeitlichen Traun (Verlandung des Traunsees). Bei Steinkogel verengt sich das Tal. Gegen Osten Durchblick auf den Wildenkogel (2250 m), dem höchsten Punkt des westlichen Toten Gebirges (Dachsteinkalk). Bis Bad Ischl eintönig im Streichen der Trauntalstörung und im Bereich des Hauptdolomits. Gegen Osten Sicht auf den Felskamm der Hohen Schrott (1839 m): Die kahle Gipfelregion aus gut und regelmäßig gebanktem Dachstein-Plattenkalk aufgebaut, hebt sich deutlich von der Hangflanke ab, die aus massigem, unregelmäßig zerfurchtem, wenig bewaldetem Hauptdolomit besteht.

In Bad Ischl stehen wir am Rande der Hallstätter Zone. Im Talbecken ragen einige Felskegel auf. Härtlinge im verschuppten Überschiebungstreifen: der Jainzen (an seinem Südhang der ehe-

malige Sommersitz des Kaisers Franz Joseph) aus Tithon-Plassenkalk und der Siriuskogel (Aussichtswarte) aus Hallstätterkalk. Im Talboden spießen verschiedentlich Gips und Salzton, ferner Ober- und Unterkreideschichten durch.

Schaut man von Bad Ischl nach Westen und Südwesten ins Ischltal und auf das Kattergebirge, so umspannt der Blick die drei wichtigsten Baueinheiten und Deckengebilde des Salzkammergutes:

1. Von den Nordhängen des Ischltals (Leonsberg, 1745 m) sieht man den Hauptdolomit der tirolischen Höllengebirgs-Decke (Toten-Gebirgs-Decke) gegen Süden untertauchen.

2. Gegenüber, am Hainzen-Gipfel (Katrín, 1639 m), sind senkrecht aufgerichtete Gesteinsbänke von Dachsteinkalk sichtbar. Sie stellen die verstellte Stirn der Gamsfeld-Dachstein-Decke dar.

3. Am Hangfuß des Kattergebirges ist eine niedrigere Vorstufe (Ruine Wildenstein) erkennbar, die aus rotem Hallstätter Kalk besteht, der der Hallstätter Zone angehört.

Die Hallstätter Bauzone erscheint der Höllengebirgs-Decke und der Gamsfeld-Dachstein-Decke tektonisch zwischengeschaltet. Wir sehen die Höllengebirgs-Decke von Norden nach Süden unter die Hallstätter Zone in die Tiefe eintauchen und die Gamsfeld-Decke auf diese aufgeschoben.

Auf der Weiterfahrt ist in westlicher Richtung die Sicht auf den Schafberg (1783 m) für kurze Zeit frei. Wie eine schräg aufgerichtete Platte spießt der Gipfel (Lias-Kalk) gegen Norden heraus.

Die Talsohle erfüllen Schotterablagerungen. Die niederen Terrassenstufen entsprechen dem Höchststand des Traunsees (rund 480 m), dessen Seespiegel kurz nach dem Abschmelzen des Eises von Gmunden bis hierher reichte.

Bald wird an der östlichen Talseite das Mundloch des Lauffener Erbstollens sichtbar.

e) Lauffener Erbstollen (Ischler Salzberg).

Der Stollen (Mundloch 502 m NN, Durchschlag 1906) eröffnet den Zugang zum Ischler Salzberg vom Trauntal aus, während die alten Anfahrtsstollen von der Nordseite her im Pernecker Tal angeschlagen waren (siehe Taf. IX, Fig. 1). Während diese Nordstollen die steil aufgerichteten Randschuppen der tirolischen Toten-Gebirgs-Decke durchqueren, tritt der Erbstollen nach Durchörterung einer Moränenablagerung (100 m Ausmauerung) unmittelbar in Gips und Haselgebirge (sogenanntes „Lauffener Vorhaupt“) ein. Zunächst flach gelagerter Gips, dann Glanzschiefer (= Quetsch-Mergel oder Quetsch-Schieferton) und wieder Gips, weiterhin folgt armes und reiches Haselgebirge (= Steinsalz-Ton-Mylonit), durchaus gegen Westen, also unter die Gamsfeld-Überschiebung einfallend. Im Liegenden von Glanzschiefer und Anhydrit (920—1060 m) wird die Überschiebungsbahn über der untertauchenden Toten-Gebirgs-Decke erreicht. Von 1060 bis 1130 m wird flach gegen Westen einfallendes, Geröll-führendes Neokom durchquert. In mehreren Bänken sind sehr wechselnd große

Gerölle von hellem Malmkalk (Tressenstein-Kalk) im Neokom-Mergel eingelagert.

Nach W. Medwenitsch (1948) kündigt sich in dieser Geröllführung das Herannahen der Hallstätter Decke in der vorgosauischen Überschiebungszeit an.

Bis 1820 m steht der Stollen eingerüstet in brüchigem Neokom-Mergel und Sandstein (sogenannte „Roßfeld-Schichten“) mit eingeschupptem Lias-Fleckenmergel. Stellenweise von oben eindringende Sole verrät die Überlagerung durch das Salzvorkommen des Lauffener Vorhauptes.

Bei 1820 m wird rötlicher plattiger Tithonkalk, das normale Liegende des Neokoms, erreicht. Die nur wenig mächtigen Tithonkalke fallen flach gegen Westen ein; in ihrem Liegenden folgen plattige, hornsteinführende Malmkalke (sogenannte „Oberalm-Schichten“), flach wellig verdrückt, und darunter massige helle Malmkalke (sogenannter „Tressensteinkalk“).

Zwischen 2350 und 2510 m treten aus der Tiefe in Klüften des spröden Kalksteins H_2S -haltende Quellen in den Stollen aus (von den Bergleuten „stinkende Wasserl“ genannt), die zu Heilzwecken in das Kurmittelhaus von Bad Ischl in Fässern gebracht werden.

Nach Durchquerung einer kurzen, steil gegen E einfallenden Bank von plattigem Malmkalk und der Glanzschiefer-Grenzzone tritt der Stollen in 2830 m Entfernung vom Mundloch in den Ischler Salzstock ein.

Der Erbstollen durchquert das Salzvorkommen und trifft bei 3140 m dessen Ostflanke an. Es folgen wieder Glanzschiefer mit Anhydrit und eingelagerten Kalkschollen. Bei 3672 m brachte eine solche einen Wassereinbruch, worauf der weitere Vortrieb, der bis zum Ausseer Salzberg geplant war, eingestellt wurde.

f) Lauffen — Gosaumühle.

Bei Lauffen verengt sich das Tal. Die Stromschnellen der Traun, „Wilder Lauffen“ genannt, sind durch Härtlingsbänke von Hallstätter Kalk bedingt, die quer über das Tal streichen und im Flußbett aufragen.

Vor Eintritt in die Talweitung von Goisern muß eine zweite Talverengung durchfahren werden. In einem kleinen Steinbruch abgeschlossen und sichtbar, verriegeln hier Bänke von Malmkalk (Oberalm-schichten und Tressensteinkalk) das Trauntal. Sie fallen gegen Norden ein. Die Schichtköpfe brechen gegen Süden in den bleichen Felsmauern der Ewigen Wand und der Jochwand zum Becken von Goisern ab.

Das Becken von Goisern wird durchfahren; wir befinden uns inmitten der juvavischen oder Hallstätter Zone. Die leichte Verwitterbarkeit der Lias-Fleckenmergel, Zlambachmergel und der tonigen, salinaren Gesteine bedingte die Ausräumung der Talweitung. Die Ortschaft Goisern liegt auf dem großen, flachen Schuttkegel des Stamm- und Zlambaches. Eine Bohrung (1872/1880) erschloß in etwa 250 m Tiefe aus Jurakalk eine Jod- und Brom-haltende Schwefelquelle.

Bei Steeg gelangen wir an den Hallstätter See (508 m, 125 m tief). Am Seeausfluß wird die Traun überschritten (alte, sehenswerte Seeklause). Bald nach der Vorbeifahrt am Gosau-Kraftwerk der „Oka“ ermöglicht ein kurzer Halt einen geologischen Rückblick auf die juvavische Zone.

Die linke Talflanke (Kalmberg, 1833 m, oberhalb des Kraftwerkes) bildet Ramsaudolomit und Dachsteinkalk der Dachsteindecke. Deutlich ist das Südeinfallen erkennbar. Das Durchstreichen des schmalen Cardita-(Raibler-)Bandes verrät sich nur in Rollstücken der Schutthalde.

Gegen Norden schließen die Malmkalk der Jochwand und Ewigen Wand das Gesichtsfeld ab, weiter die Malmkalk-Abbrüche der Zwerchwand, die sich senkrecht über dem Ischler Salzberg und über dem Endpunkt des Lauffener Erbstollens erhebt.

Es folgt gegen Osten der mächtige Klotz des Hohen Raschberges (1499 m), aus Hallstätter Kalk aufgebaut, weiter dann der Sandling (1777 m), unter dem der Ausseer Salzstock, der größte der Salkammergut-Salzberge gelegen ist. Der felsige Gipfelaufbau besteht aus Malmkalk, massigem Plassenkalk und plattigen Oberalm-schichten über Liasmergel.

Ein hellerer Fleck in der Gipfelwand läßt die Abrißstelle des großen Sandling-Bergsturzes erkennen, der am 12. September 1920 niederging und dessen Schlammstrom sich 4·5 Kilometer weit talwärts schob.

Auslaugungsvorgänge im Haselgebirge des hier ehemals bestandenen Salzbergbaues „Michelhallbach“ haben die Vorbedingungen geschaffen, ungewöhnlich hohe Niederschläge, die im Herbst 1920 auch Hochwässer und Überschwemmungen verursachten, haben das Ereignis ausgelöst.

Gegen Osten schließt der Sarstein (1976 m) den Rundblick ab, aufgebaut aus Dachsteinkalk in typischer, bankiger Ausbildung und in eindrucksvoller Mächtigkeit.

Zwischen Sarstein und Sandling streicht die Hallstätter Zone über den Pötschen (1012 m) ins Ausseerland und weiterhin ins Mitterndorfer Becken.

Die Talauftragung des Arikogls am Nordende des Sees besteht aus Ramsaudolomit und Werfener Schichten. Eine kleine Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung im Dolomit wurde in früherer Zeit bergmännisch gewonnen.

Der Hallstätter See (125·2 m tief) ist fjordartig tief eingesenkt. Der gebankte Dachsteinkalk, aus dem die Felsumrahmung aufgebaut ist, gibt der Landschaft ihr eigenes Gepräge.

g) Hallstätter Erbstollen (Hallstätter Salzberg). Walter Medwenitsch.

Hallstatt, der äußerst malerisch am Westufer des Hallstättersees und am Fuße des Dachsteinmassives, im Herzen des Salkammergutes gelegene Marktflecken, ist uns Geologen aus den Begriffen „Hallstätter Kalk“, „Hallstätter Zone“ und dem Problem der „Hallstätter Decken“

bekannt. Dieses Problem ist als ein Kernproblem der Nördlichen Kalkalpen anzusehen: Liegen die Hallstätter Decke, bzw. die Hallstätter Decken im Sinne von E. Haug-L. Kober unter der Dachstein-Decke, wurden ihre Gesteine im Norden der Dachstein-Decke und im Süden der Toten-Gebirgs-Decke abgelagert, oder liegt die Hallstätter Decke im Sinne von J. Nowak - F. F. Hahn - E. Spengler auf der Dachstein-Decke, im Süden der Dachstein-Decke sedimentiert?

Diese Frage erhält durch das Gebundensein des salzführenden Haselgebirges an die Hallstätter Decke prinzipielle praktische Bedeutung, im besonderen in Hallstatt: Kommt das Salz von unten (E. Haug-L. Kober) oder von oben (F. F. Hahn - E. Spengler). Salz ist von wichtiger wirtschaftlicher Bedeutung für Österreich. Dieses Salz ist Träger und Förderer besonderer Kultur und gibt dem Salzkammergut sein eigenes, sein besonderes Gepräge.

Erklärungen zu Tafel X.

Zusammengestellt von W. Medwenitsch.

Fig. 1. Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Hallstätterzone Ischl—Hallstatt—Aussee von J. Schädler und W. Medwenitsch auf Grund von Neuaufnahmen im Gebiete Ischl—Aussee 1:25.000 (1946—1948) unter Benützung der älteren Aufnahmen von E. Mojsisovics und E. Spengler (Hallstatt). (Zusammengestellt von W. Medwenitsch.)

Die folgende Tabelle soll die Schichtfolge der einzelnen Decken aufzeigen. Auffällig ist die gleiche Juraschichtfolge in Toten-Gebirgs-Decke und Hallstätterzone, ein Beweis dafür, daß die Schichtfolge der Hallstätterzone südlich der Toten-Gebirgs-Decke abgelagert wurde. Auffällig ist auch die Abnahme der Schichtfolge der Decken von Norden gegen Süden: Die Schichtfolge der Toten-Gebirgs-Decke reicht bis in das Neokom, der Hallstätterzone bis in den Malm, und der Dachstein-Decke lückenhaft bis in den Dogger. Die Lückenhaftigkeit der Schichtfolge der unteren Hallstätterschuppe (Nor—Lias) kann durch Ausschuppung aus der Gesamtschichtfolge der Hallstätterzone erklärt werden.

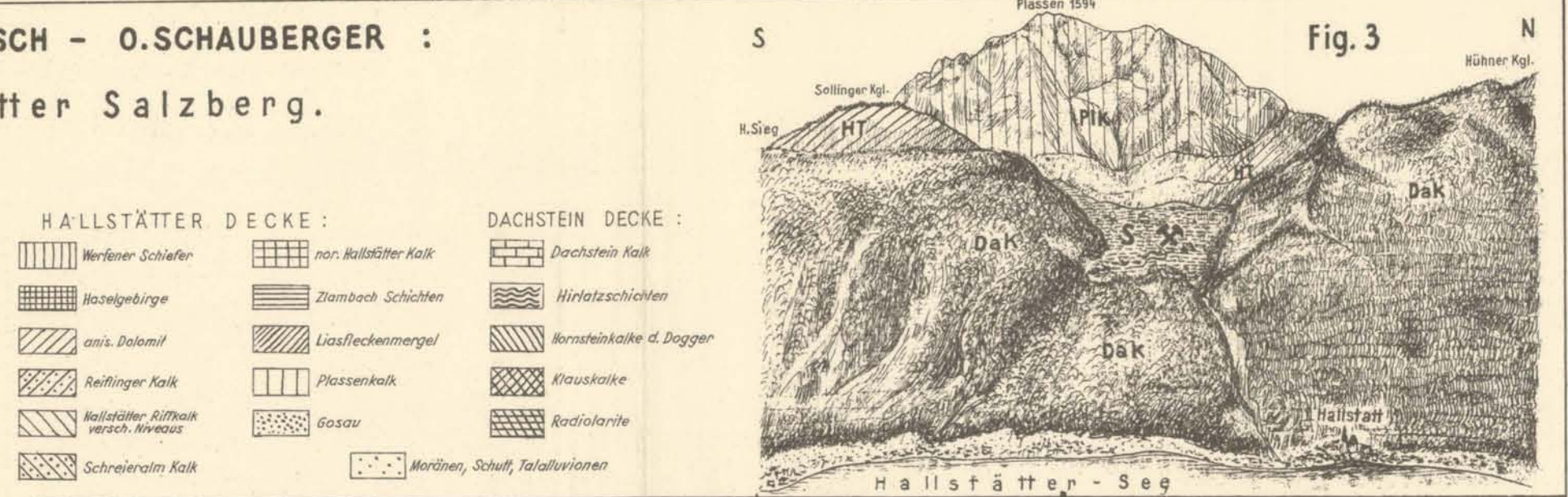
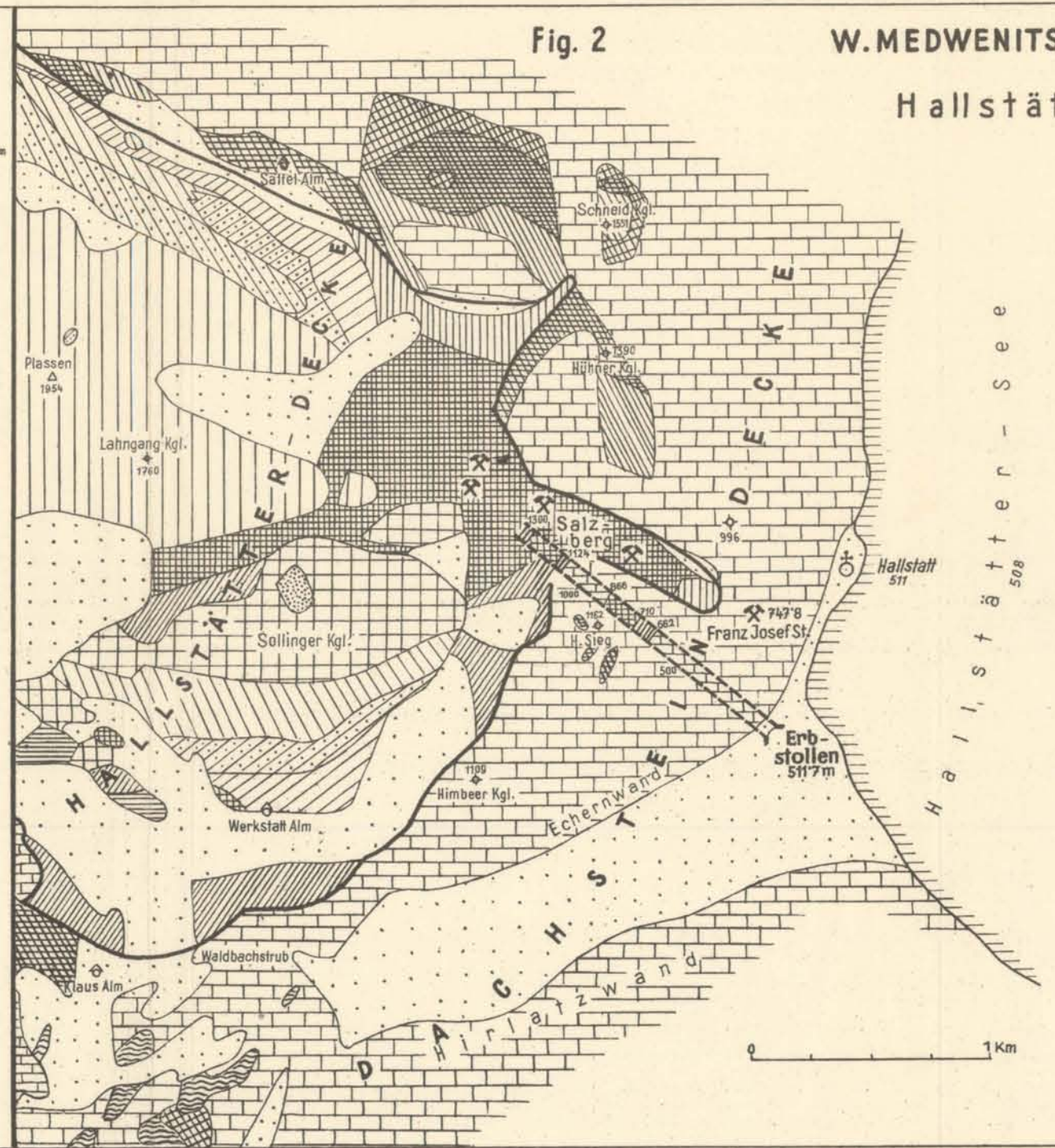
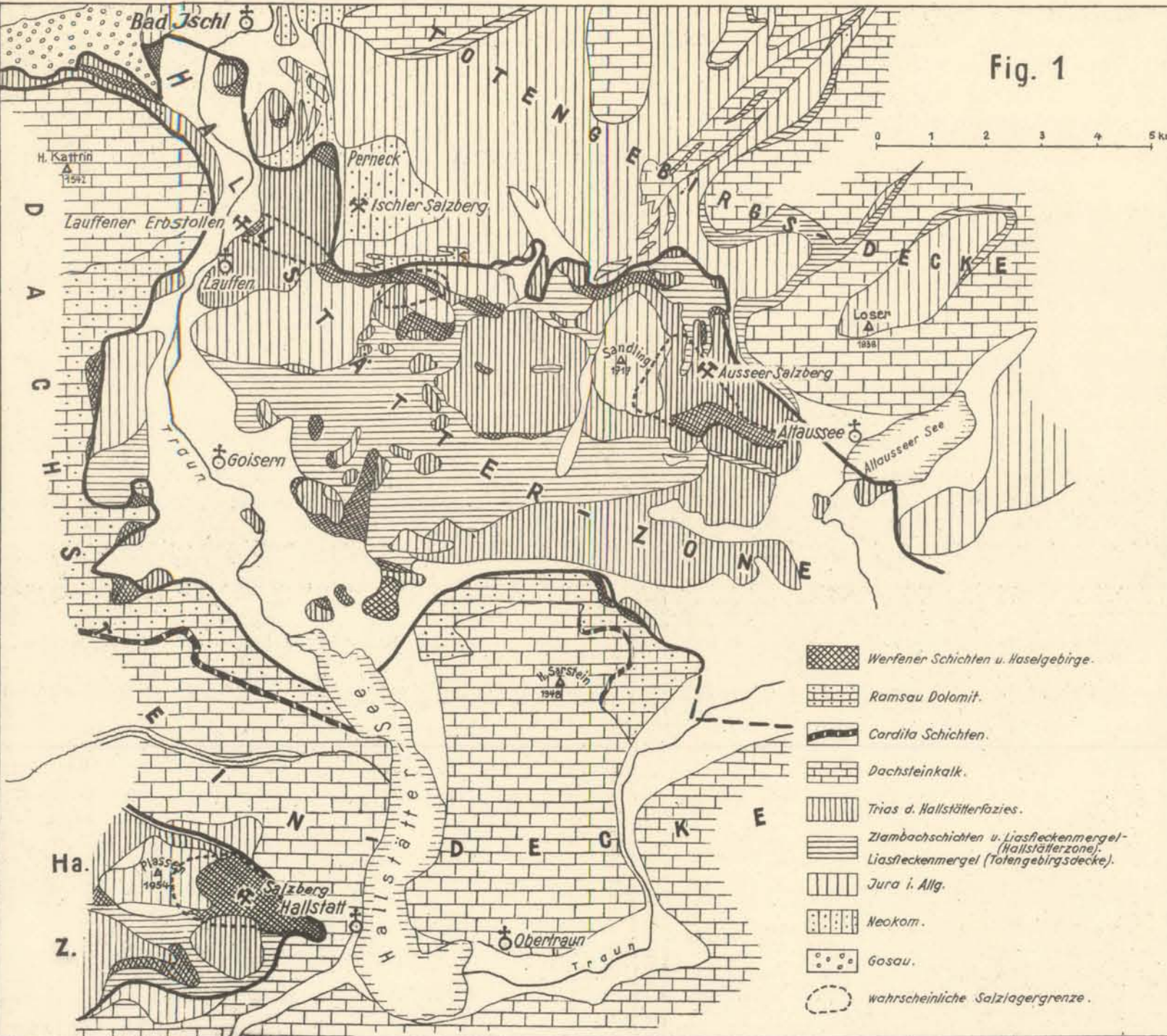
Fig. 2. Geologische Lageskizze des Hallstätter Salzberges nach E. Spengler, 1918, abgeändert von W. Medwenitsch.

Die Schichtfolge der Hallstätter Decke im Gebiete des Hallstätter Salzberges ist, abgesehen vom Auftreten des (anisichen) Schreieralmkalkes, ähnlich der in der Hallstätterzone von Ischl—Aussee. Die Hallstätter Decke ist auch im Gebiete des Hallstätter Salzberges, wie im Ischler und Ausseer Salzberg zweigeteilt, wie besonders die Zentrale- und Vorhaupteinlagerung zeigen, doch eine genaue Trennung noch nicht möglich. Die untere Hallstätter Decke zeigt eine mergelreiche, die obere Hallstätter Decke eine kalkreiche Schichtfolge.

Fig. 3. Blick auf den Plassen und den Hallstätter Salzberg von Osten her (nach einer käuflichen Photographie).

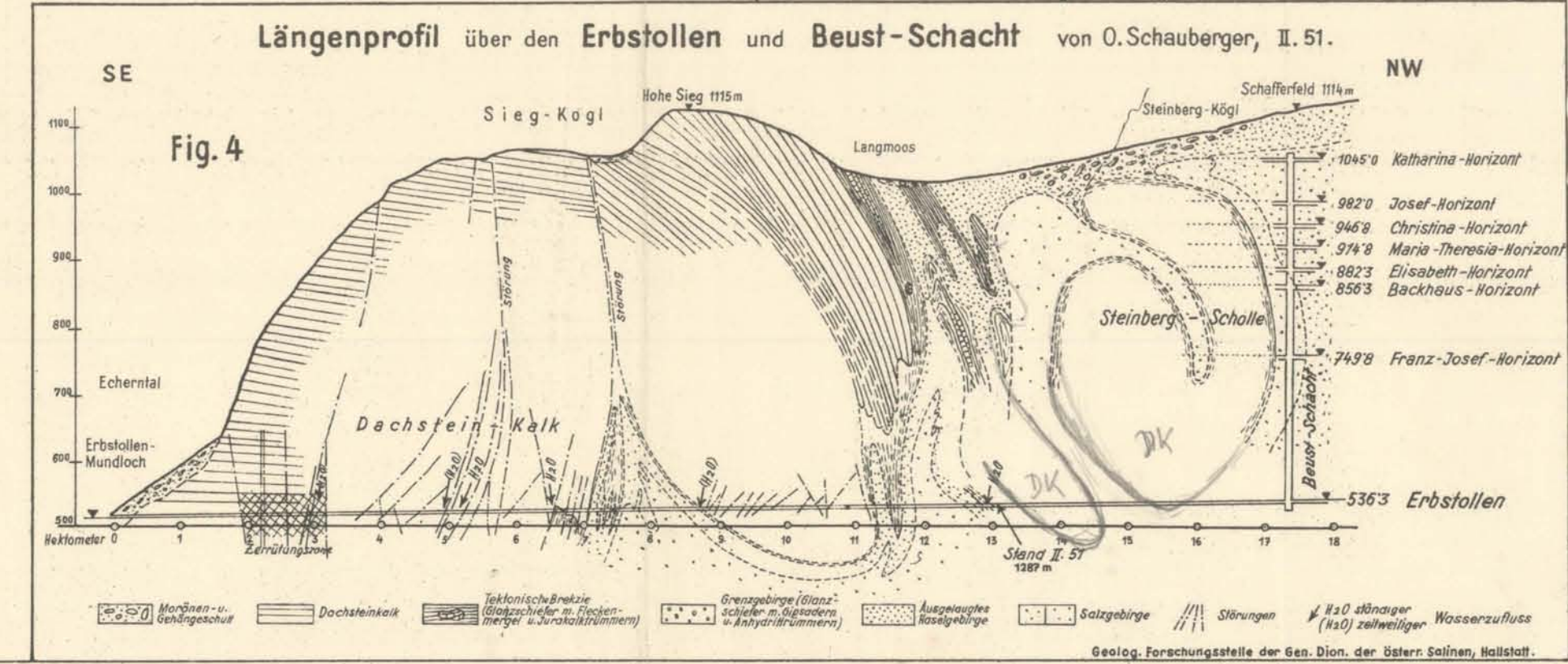
Zur Hallstätter Decke zählt das salzführende Haselgebirge (S) des Hallstätter Salzberges (☒), die Hallstättertrias (HT) in Sollingerkogel und Sattelalm und der oberjurassische Plassenkalk des Plassen (PK). Sie bildet ein tektonisches Fenster unter der Dachstein-Decke — Dachsteinkalk (DaK) von Hühnerkogel—H. Sieg—Himberkogel — das verengt wurde. Dadurch entsteht der Eindruck des Auflagerns des Plassens auf dem Dachsteinkalk.

Fig. 4. Längenprofil über den Erbstollen und Beustschacht von O. Schaubberger, geologische Forschungsstelle der Österreichischen Salinen.



W. MEDWENITSCH - O. SCHAUBERGER :
Hallstätter Salzberg.

- HALLSTÄTTER DECKE:
- Werfener Schiefer
 - Haselgebirge
 - anis. Dolomit
 - Reifinger Kalk
 - Hallstätter Rifftkalk versch. Niveaus
 - Schreieralm Kalk
 - nor. Hallstätter Kalk
 - Zambach Schichten
 - Liasfleckenmergel
 - Plassenkalk
 - Gosau
 - Moränen, Schutt, Talalluvionen
- DACHSTEIN DECKE:
- Dachstein Kalk
 - Hirtatzschichten
 - Hornsteinkalke d. Dogger
 - Klauskalke
 - Radiolarite



Schichtfolge
im
Hallstätter Erbstollen.
Von O. Schaubegger.

(Die Meterangaben beziehen sich auf die Stollenfirste.)

Die Richtung des Erbstollen beträgt $307^{\circ} 46'$, das heißt, sie verläuft annähernd SO—NW.

Nahezu alle Schichtgrenzen und Kluftrichtungen streichen von Süd bis Südwest nach Nord bis Nordost.

0·0 — 11·0 m	Gehängeschutt,
11·0 — 35·0 m	Grundmoräne,
35·0 — 662·0 m	Dachsteinkalk, flach liegend,
662·0 — 669·0 m	Glanzschiefer mit Trümmern von Liasfleckenmergel, Crinoidenkalk und Hornsteinkalk (Tek. Breccie),
669·0 — 674·0 m	Dachsteinkalk (stark gestört),
674·0 — 678·5 m	Glanzschiefer,
678·5 — 710·0 m	Dachsteinkalk, gestört,
710·0 — 767·0 m	Grenzgebirge mit Polyhalitanhydrit und Fasergipsadern,
710·0 — 767·0 m	Grenzgebirge mit Polyhalitanhydrit und Fasergipsadern, vermischt mit Glanzschiefer und Fleckenmergeltrümmer,
667·0 — 782·0 m	Grenzgebirge mit viel Anhydrit und schmalen, steil aufsteigenden Steinsalz-Zügen,
782·0 — 787·0 m	Rötlichgraues Kerngebirge (das ist Haselgebirge mit 70—80% NaCl),
787·0 — 804·5 m	Grenzgebirge,
804·5 — 806·75 m	Anhydrit,
806·75 — 840·5 m	Graues Kerngebirge,
840·5 — 863·0 m	Grenzgebirge mit Anhydriteinschlüssen,
863·0 — 865·5 m	Schwarzroter Glanzschiefer (ohne Fleckenmergel),
865·5 — 1126·25 m	Dachsteinkalk, zum Teil stark gestört,
1126·25 — 1129·0 m	Glanzschiefer mit Liasfleckenmergel und Crinoidenkalk,
1129·0 — 1148·0 m	Grenzgebirge mit Anhydritpolyhalit und Fasergipsadern,
1148·0 — 1171·0 m	Glanzschiefer mit Fleckenmergel,
1171·5 — 1186·75 m	Grenzgebirge mit Anhydrit, Anhydr. Polyhalit u. Gipsadern,
1186·75 — 1197·0 m	Graues Kerngebirge,
1197·0 — 1210·0 m	Buntes Haselgebirge,
1210·0 — 1246·0 m	Graues Kerngebirge,
1246·0 — 1260·0 m	Grenzgebirge,
1260·0 — 1288·0 m	(Feldort am 28. Februar 1951), Schwarzroter, ganz zerriebener Glanzschiefer mit Anhydrittrümmer und viel Fasergipsadern.

Bei 1287·3 m an der linken (südwestl.) Uhm eine Quelle mit 0·5 l/sek. aus einem Kalk, wegen der derzeit zu kleinen Aufschlußfläche noch unbekanntem Alters.

Der Hallstätter Salzberg war bisher bis zur Sohle des Kaiser Franz Josef-Horizontes (749·8 m) aufgeschlossen. Wie die beiliegende Ansichtsskizze (Taf. X, Fig. 3) zeigt, liegt der Hallstätter Salzberg zwischen den Dachsteinkalkschollen von Hühnerkogel—Schneidkogel (N) und Himberkogel—Siegkogel (S) eingeklemmt, überragt von den Hallstätter Kalken des Sollingerkogels und vor allem von den Plassenkalken des Plassens (1954 m). Von L. Kober und E. Spengler, die sich um die Klärung der Tektonik des Hallstätter Salzberges besonders verdient gemacht haben, wurde wiederholt der Vortrieb eines Basisstollen vorgeschlagen, der zur Lösung des tektonischen Problems des Hallstätter Salzberges wesentlich beitragen sollte. Dies ist nun geschehen! Der 1947 in der Lahn (siehe Taf. X, Fig. 2) in 511·7 m Seehöhe angeschlagene Hallstätter Erbstollen

N		Tirolikum:		Tiefjuvavikum: Hallstätterzone		Hochjuvavikum:		S
		Totengebirgsidecke		Obere Hallstätterdecke	Untere Hallstätterschuppe	Dachsteindecke		
T R I A S	Skyth	K e r z e n k a l k	Hauptdolomit Dachsteinkalk Kössenerschichten	Haselgebirge	Zlambachmergel mit Bänken norischen Hallstätterkalkes Pedata- Pötschenkalk schichten und -dolomit	Haselgebirge	Dachsteinkalk	
	Anis			Werfener Schiefer		Werfener Schiefer		
	Ladin			Vererzte Raubwacke		Ramsaudolomit		
	Karn			Gutensteiner- Schreieralm- kalk u. -dol. kalk		Carditaschichten		
	Nor			Reifingerkalk		Ramsaudol. Halobien- schiefer		
Rhät	Hallstätterkalk	Norischer Hallstätterkalk						
J U R A	Lias	Liasfleckenmergel Hierlatzcrinoidenkalk Liasspongienkalk	Liasfleckenmergel Hierlatzcrinoidenkalk Liasspongienkalk	Liasfleckenmergel Hierlatzcrinoidenkalk Liasspongienkalk	Hierlatzcrinoidenkalk			
	Dogger	Doggerkieselschiefer und Radiolarite	Doggerkieselschiefer und Radiolarite		Kieseldogger Klausschichten			
	Malm	Oberalmerschichten Tressensteinkalk Plassenkalk Tithonflaserkalk	Oberalmerschichten mit ammonitenreichen Linsen des Acanthicusniveaus Tressensteinkalk Plassenkalk					
K R E I D E	Untere Kreide	Roßfeldschichten						
	Apt Gault. Obere Kreide	Sedimentäre Breccie vom Ischler Salzberg		transgressiv Gosauschichten	transgressiv Gosauschichten			

bildet den tiefstmöglichen Horizont, strebt dem Salzlager in SE—NW-Richtung zu und soll den Bergbaubetrieb erleichtern und vereinfachen. Nach etwa 30 m Gehängeschutt kommen wir im Erbstollen in flachliegenden, flach gegen SE einfallenden, leicht gewellten Dachsteinkalk (siehe Profil von O. Schaubberger¹⁾, Taf. X, Fig. 4). Dieser ist hell, gelblichweiß, bräunlich, stellenweise auch rötlich gefärbt und von weißen Kalzitädern durchschwärmt, ist mächtig gebankt und die Schichtzwischenmittel sind grünliche Tonletten, z. T. rostbraun verwittert. Oft ist die Bankung nur durch die Einlagerung grünlich grauer Kalkmergel angedeutet. Von m 200 bis m 320 ist im Dachsteinkalk eine besonders ausgeprägte Zerrüttungszone zu beobachten. Bei m 500 fallen uns mächtige, wasserführende Klüfte auf. Bei m 662 ist das erstmal die Nähe des Salzlagers zu vermuten. In einer 10 m mächtigen Glanzschieferzone, Mylonitzone, fallen uns große Blöcke von Dachsteinkalk, kleinere Gerölle von Fleckenmergel — meiner Meinung nach typischen Liasfleckenmergel —, Crinoidenkalken und schwarzen Hornsteinkalken auf. Die Glanzschiefer, nicht nur schwarz, sondern auch rot gefärbt, sind von dünnen Gipsädern durchzogen, den sogenannten „Finanzern“. Ihr Auftreten zeigt an, daß das Salzlager nicht mehr fern ist. Zu Glanzschiefer kann jedes mergelig-tonige Gestein werden; es handelt sich also um einen tektonischen und nicht um einen stratigraphischen Gesteinsbegriff. Bei m 672 kommen wir wieder in tektonisch stark beanspruchten Dachsteinkalk und erreichen mit steiler Grenze gegen Berg zu wieder Glanzschiefer bei m 710. Die Klüftung und die mechanische Beanspruchung des Dachsteinkalkes nimmt mit der Annäherung an das Salzlager zu. Nach Durchfahrung von Glanzschiefer und ausgelaugtem Haselgebirge wurde bei m 767 der erste Kernsalzzug angefahren. Hier auf wieder Glanzschiefer, ausgelaugtes Haselgebirge und bei m 807 richtiges Salzgebirge (Haselgebirge). O. Schaubberger, der den Hallstätter Erbstollen für die Österreichischen Salinen aufgenommen hat, bezeichnet es als Grausalzgebirge. Dieses endet bei m 840,5 und wir beobachten bis m 866 wieder die Grenzbildungen des Salzlagers, reich an Gips- und Anhydriteinschlüssen und schließlich wieder Dachsteinkalk. Wir haben hier auf 150 m Stollenlänge eine aufgewölbte Haselgebirgsmasse durchfahren — diese Form ist klar an den internen Haselgebirgsstrukturen erkenntlich —, die O. Schaubberger mit der Störung, die Hohe und Niedere Sieg trennt, in Zusammenhang bringt (siehe Taf. X, Fig. 4). Dieser Salzaufbruch wurde überraschend angefahren; überraschend deswegen, weil man beim Stollenvortrieb erst bei m 1200 das Haselgebirge erwartete. Die Grenze Dachsteinkalk-Glanzschiefer bei m 866 verläuft S—N, kommt vom linken Ulm, ist am Stollenfirst auf 2—3 m zu verfolgen, um am rechten Ulm auszustreichen. Hier, wie an den übrigen Grenzzonen, erfolgte ein stärkerer Wassereinbruch. Der Dachsteinkalk ist an dieser Stelle stark zertrümmert und mylonitisiert, sehr stark zer-

¹⁾ Herrn Bergrat Dipl.-Ing. O. Schaubberger, dem Leiter der geol. Forschungsstelle der Gen.Dion. der Österr. Salinen, muß an dieser Stelle für die freundliche Überlassung des Profites des Hallstätter Erbstollens ergebenst gedankt werden.

klüftet reicht er bis m 1127. Nach der Durchörterung der Salzlagerstättengrenze mit hauptsächlich Glanzschiefer erreicht man wieder das Grausalzgebirge. Bei m 1288 wurde im Februar 1951 wieder Glanzschiefer mit Liasfleckenmergel-Brocken angefahren. Wie das Stollenprofil von O. Schaubberger (Taf. X, Fig. 4) erkennen läßt, wurde mit dem zweiten Haselgebirgsaufbruch das Hallstätter Hauptsalzlager erreicht und man dürfte sich jetzt einer tauben Einlagerung (Steinbergscholle) nähern.

Was ist nun in den Stollenaufschlüssen des Hallstätter Erbstollens besonders auffällig? Die Lage des Salzes und damit der Hallstätter Decke, deren beider Schichtfolge nicht getrennt werden darf, unter dem Dachsteinkalk der Dachstein-Decke ist eindeutig und spricht für L. Kober (1950), spricht für dessen Ansicht, für die Fensternatur des Hallstätter Salzberges und des Plassen unter der Dachstein-Decke, allerdings durch jungtertiäre Bewegungen verengt und aufgepreßt. Im Stollenprofil sehen wir, daß die Grenze des Dachsteinkalkes ganz flach wellig gebogen ist. Wäre der Erbstollen höher angefahren worden, wäre man vielleicht vor m 1200 auf kein Salzgebirge gestoßen, hätte aber bei tieferer Stollenlage vielleicht das entgegengesetzte Bild erhalten. Auffällig ist das Fehlen der tieferen Schichtfolge, des Ramsaudolomites unter dem Dachsteinkalk, der Dachstein-Decke, wo doch 10 km nördlich des Hallstätter Salzberges im Bereiche des Goiserer Weissenbachtals der Ramsaudolomit Mächtigkeiten bis zu 800 m erreicht. Auch ergibt sich die Frage, ob die Mylonitzone von m 662 bis 710 im Erbstollen nicht als tektonisch selbständige Einheit unter dem Dachsteinkalk angesehen werden kann und der tiefjuvavischen Hallstätter Decke zuzurechnen wäre. Auch einen weiteren wichtigen Hinweis zur Lösung der Liasfleckenmergelfrage, die in den alpinen Salzlagerstätten eine Schlüsselstellung einnimmt, erhalten wir im Hallstätter Erbstollen. Die Glanzschieferzone (m 662—672), die im Liegenden der Dachsteinkalke abgeschlossen erscheint, führt Liasfleckenmergel, Liascrinoidenkalke und Hornsteinkalke, wie die Grenzzone zwischen Salzlager und Dachsteinkalk im Kaiser Franz Josef-Stollen. Daraus ist zu schließen, daß diese Liasfleckenmergel und Zlambachmergel, die obertägig bekannt geworden sind — auch in den Glanzschiefern der verschiedenen tauben Einlagerungen des Hallstätter Salzberges stecken vielfach Fleckenmergel — der Hallstätter Zone, vielleicht einer unteren Hallstätter Decke zuzuordnen wären, wie es L. Kober (1950) vertritt.

Es wird hier noch auf einige allgemeine Probleme hingewiesen, die die Bedeutung des Hallstätter Salzberges unterstreichen. Ein Blick auf die geologische Lageskizze des Hallstätter Salzberges lehrt uns folgende Schichtfolge der Hallstätter Decke: Haselgebirge und Werfener Schichten, Muschelkalk, anisischer Hallstätter Kalk (Schreieralmkalk), norischer Hallstätter Kalk, Zlambach-Schichten, Liasfleckenmergel und Plassenkalk. Das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine erweitert sich gegen W, gegen das Becken von Gosau. Die Gesteine der Hallstätter Decke werden von den oberkretazischen Gosauschichten verdeckt. Genetisch ist ein Zusammenhang zwischen dem Becken von Gosau und dem Fenster des Hallstätter Salzberges zu

postulieren. Das Durchziehen der Hallstätter Decke unter der Dachstein-Decke kann an deren W-Grenze über die Zwieselalm bis zum Rettenstein an der Dachstein-Südseite verfolgt werden. Die jurassische Schichtfolge des Plassen kann nicht von der übrigen Schichtfolge der Hallstätter Decke getrennt werden, wie die Verhältnisse der Hallstätter Zone von Ischl—Aussee (W. Medwenitsch) zeigen, von wo wir eine ähnliche Schichtfolge kennen. Dort beweist die gleiche Ausbildung des Juras in der Toten-Gebirgs-Decke wie in der Hallstätter Zone, daß die Hallstätter Zone S des Sedimentationsbereiches der Toten-Gebirgs- und N des Sedimentationsbereiches der Dachstein-Decke abgelagert ist (siehe Taf. X, Fig. 1). Die Salzstöcke von Hallstatt und Ischl stellen zwei extrem verschiedene Lagerstättentypen dar (Haug, L. Kober). Nach W. Medwenitsch zählen die Salzlager von Ischl und Aussee zum Stirntypus: Das salzführende Haselgebirge wurde an der Stirne der unteren Hallstätter Decke zusammengestaut und wird nur von Schollen der oberen Hallstätter Decke überlagert. Hallstatt, wie Hallein und Berchtesgaden, sind dem Deckungsüberschiebungstypus zuzuzählen: Die tektonisch höhere Dachstein-Decke ist über die Lagerstätte geschoben worden, die Hallstätter Decke liegt unter der Dachstein-Decke und wurde daher tektonisch aufs schwerste beansprucht. Zahlreiche taube Einlagerungen, die zur Hallstätter Decke und vielleicht auch zum Tirolikum zählen, stecken im Salzkörper, im Hallstätter Salzberg gut aufgeschlossen. Vom Hallstätter Salzberg ist auch ein melaphyrisches Gestein schon lange bekannt, von E. J. Zirkl neuerdings beschrieben, wobei durch das Auftreten von Tuffiten im Haselgebirge die Eruption des Melaphyrs während der primären Salzbildung (unterste Trias) bewiesen werden konnte. Es darf nicht vergessen werden, daß das Haselgebirge eine tektonische Breccie von gewaltigem Ausmaße darstellt, mit einer Grundmasse aus Salz und fein zerriebenem Salzton, und Einsprenglingen von Ton, Anhydrit und Polyhalit. Das alpine Haselgebirge konnte von O. Schaubberger (1931, 1949), von Hallstatt ausgehend, nach der Farbe in drei verschiedene Gruppen gegliedert werden: In das Rotsalzgebirge oder Ausseer Gebirge, in das Grüntongebirge oder Haller Gebirge und in das Grausalzgebirge. Für Hallstatt konnte O. Schaubberger zeigen, daß nach jeder Glanzschiefergrenzzone, die die Salzlagerstätte gegen taube Einlagerungen oder gegen die hangenden Kalkschollen abschirmt, das Salzlager mit Grausalzgebirge beginnt, dann folgt als besonders deutlicher Horizont das Rotsalzgebirge und dann das Grüntongebirge mit seinen verschiedenen Abarten, vor allen anderen Haselgebirgsarten in Hallstatt am stärksten vertreten. Natürlich ist das Lagerstättenbild durch die hohe Plastizität und Eigenbeweglichkeit des Salzgebirges sehr kompliziert.

h) Gosaumühle—Gosau. J. Schadler.

Bei der Gosaumühle wird in das Gosautal eingeschwenkt. Eine Rohrbrücke der Soleleitung vom Hallstätter Salzberg nach Ebensee (Sudhaus), der sogenannte „Gosauzwang“ (erbaut 1757) überspannt den Eingang in das Felsental. Auf der 5 Kilometer langen Fahrt,

den trockengelegten, als Triebwasser durch einen Stollen abgeleiteten Gosaubach aufwärts, wird die Dachstein-Decke durchfahren.

Beim Klaushof (704 m) treten wir aus der Felsenenge des Dachsteinkalks in die Talweitung von Gosau über. Im Westen werden waldige Höhen sichtbar, die aus Sandsteinen und Mergeln der Oberkreide-Gosauschichten bestehen und über die die Weiterfahrt nach Abtenau und ins Lammertal erfolgen wird. Im Südosten erhebt sich der Plassen (1954 m), der Hallstätter Salzberg. Der bleiche (= „blasse“) Felsengipfel ist aus Tithon-Plassenkalk, die waldigen Flanken sind aus Hallstätter Kalken und den übrigen mannigfaltigen Gesteinen der Hallstätter Zone aufgebaut. Sie sind auf dem Dachsteinkalk aufgeschoben und durchbrechen ihn anscheinend auch als Halbfenster; über beide greifen transgressiv die Strandbildungen der Gosauschichten.

Mit Annäherung an den Ort Gosau (779 m) öffnet sich im südlicher Richtung immer freier der Blick und tritt der Gosau kam m in das Gesichtsfeld (Donnerkogel 2055 m, Großwand 2415 m).

Vorgelagert ist die Dolomittkuppe der Zwieselalm. Hoch ragen über dieser die kühnen Felsenzinnen des Gosaukammes empor. Sie bestehen aus Dachsteinkalk. Es erscheint jedoch dieser hier nicht so wohlgeschichtet und gebankt, wie er am Hallstätter See zu sehen war, sondern als massiger, korallenreicher Riffkalk ausgebildet, was die Formung der ungliederten Wände und steilen Zacken begünstigte.

2. Gosau—Golling. Benno Plöchinger.

Geht die Fahrt nach Gosau entlang dem tief in den Dachsteinkalk eingeschnittenen Gosaubach, so weitet sich das Gesichtsfeld beim Eintritt in das längs Brüchen in die Dachstein-Decke eingesenkte Gosau-becken. Gegen SW legen sich über mächtige Gosaugrundkonglomerate immer höhere Ablagerungen der alpinen Oberkreide. Zuerst die ebenso der unteren Gosau (Conniac bis inklusive Unter Santon) zugehörigen Sandsteine und Mergel mit dem untersantonen Hippuritenriff, darauf die Sandsteine, Konglomerate und kohleführenden Mergel der mittleren Gosau (Ober Santon bis Campan) mit dem obersantonen Hippuritenriff. Dann folgt die obere Gosau (Maastrich) mit den fossil-leeren Rensschichten und den meist bunten, mergeligen Nierentalerschichten. Das Hangende bilden die Zwieselalmschichten des Dan mit ihren Kristallingeröllen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 1500—2000 m.

Nur im E und im SW begrenzen Gesteine der geringmächtigen Hallstätter Decke das Gosau-becken;—im E jene der Plassengruppe, im SW die der Zwieselalm und des Buchbergriedl. Ansonsten umrahmen mächtige Kalkmauern der Dachstein-Decke. Besonderen Eindruck erweckt der Blick gegen SW auf den Riffkalk des schroffen Gosaukammes mit seinen über 2000 m hohen Gipfeln. In südöstlicher Richtung schließt sich ihm das Dachsteinmassiv mit dem gletschertragenden Plateau an. Der Hohe Dachstein erreicht die Gipfelhöhe von 2996 m. Im N wird ab Paß Gschütt der ebenso aus Dachsteinkalk aufgebaute Gamsfeldgipfel (2028 m) ersichtlich. Das

K R E I D E

Stratigraphie der Kreide im Salzkammergut.

Formationsgliederung		Schichtfolge		Fossilien		
Ob. Kreide (nach O. Kuhn)	Dan	Zwieselalmschichten				
	Ober-Gosau	Maas-tricht	O	Nierentalerschichten	Globotruncana Linnéi	Pachydiscus galicianus
			U	Recessschichten		Kossmoticeras brandti, (Krampen) Pachydiscus neubergicus
	Mittel-Gosau	Campan	O	Sandsteine und Konglomerate	Stenosmilia tenuicosta (?)	
			U	Mergel z. T. brackisch m. Kohle	Scaphites aquisgranensis (Kainach)	
	Unter-Gosau	Santon	O	Hippuritenriff	Hippurites gosaviensis " bochmi etc.	
			U	Mergel, Konglomerat Hippuritenbank	Hippurites atheniensis, Mortonicerias texanum Hippurites gaudryi etc.	
			O	Hippuritenriff	Hippurites exaratus, Hippurites felix, Radiolites styriacus usw.	
	CENO-MAN	Emscher u. Constance	U	Mergel z. T. brackisch Konglomerate, Breccien, Sandsteine	Gauthiericeras margae, Barroisiceras haberfellneri (Glanegg), Peroniceras Czörnigi, Pachydiscus draschei, Tissotia ewaldi, Pachydiscus insculensis (Cams)	
				fehlt in den Kalkalpen		
		Orbitolinenschichten (Cenoman-Mergel)		Orbitolina concava		
GAULT						
NEOKOM n. F. Trautü	Barrême	Roßfeldschichten		Hoplites		
	Hauterive			Thurmannites, Neocomites, Holcodiscus		
	Valendis	bunte Anzenbachschichten	} bes. Vallang.-Berrias			
	Berrias?	Schrammbachschichten				

große Inoceramen, Actaeonellen, Nerineen,
Glaucanien, Cycloliten

Niveau seines Plateaus läßt sich mit der 1900—2000 m hohen altmiozänen Landoberfläche des Dachsteins verbinden.

Auf der Straße über Paß Gschütt werden die Gosaugrundkonglomerate, schließlich bei Rußbuchsag die fossilreichen Mergel und Sandsteine der unteren Gosau gequert. In ihnen ist ein Riff mit unterantonen Hippuriten eingeschaltet (Taf. XI, Fig. 2).

Nach Verlassen des Gosaubeckens schließt der Rußbach Werfener Schichten auf, welche die Basis des nachgosausich aufgeschuppten Juvavikums des Buchbergriedls darstellen. Aber auch unter den glazialen Ablagerungen des folgenden Abtenauer Beckens liegt größtenteils Haselgebirge.

Erklärungen zu Tafel XI.

Fig. 1, Gosaubecken nach O. Weigel, 1937. Verlauf der Strubberg-schichten i. w. nach einer Kartierung von H. P. Cornelius, der westliche Schwarze Berg nach E. Dolak, der übrige mittlere und westliche Abschnitt nach B. Plöckinger.

In Fig. 1 sind meist mehrere Schichtgruppen zusammengefaßt. Anisische Gesteine: Basisschichten mit schwarzen Schieferzwischenlagen, Gutensteiner Kalk und -Dolomit, Reiflinger Kalk (R). Die karnisch-norischen Ablagerungen der Hallstätter Decke sind: Karnische Dolomite, helle und bunte Kalke, Mergelkalke und Draxlehnerkalke. Karn. Schichten: Halobien-, Reingrabener Sch. In der Dachstein-Decke auch dunkle plattige Mergelkalke (Schwarzer Berg), eisenschüssige Oolithe und Sandsteinzwischenlagen. Rhät: Kössener Schichten und Zlambachmergel. Lias: Hornstein-, Kiesel-, Mergel- und Bunte Kalke (Adnetherkalk, Crinoidenkalk).

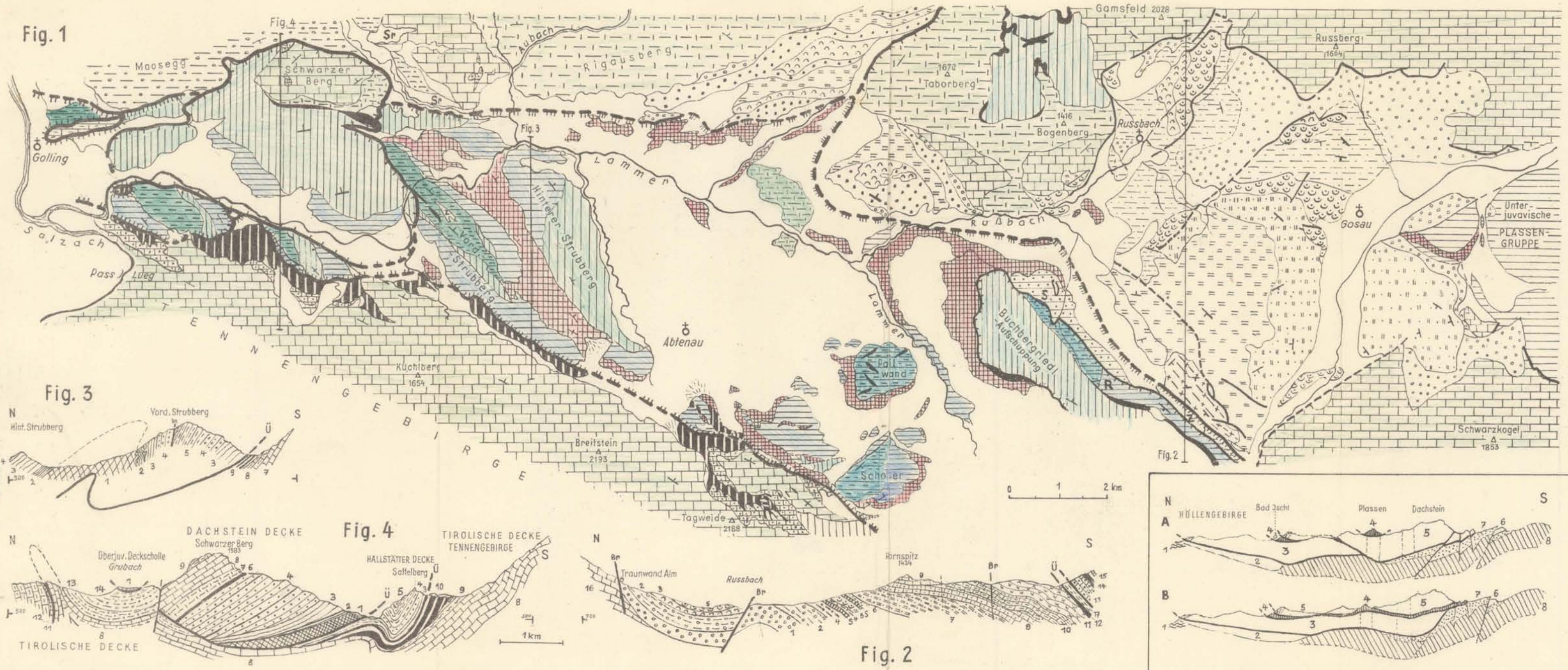
Fig. 2, nach O. Weigel: Karte vom Gosaubecken von B. Plöckinger gezeichnet. Schichtfolge und Lagerung der alpinen Oberkreide im Gosaubecken: I. Oberkreide. A Untere Gosau: 1 = Kalkkonglomerate, 2 = dunkle Mergel mit Konglomeraten und Sandsteinen an der Basis, 3 = Hippuritenkalk (nach O. Kühn untere Gosau, nach O. Weigel, mittlere Gosau), 4 = Sandsteine und Mergel, S = Sandkalkbank; B Mittlere Gosau: 5 = Fossilmergel, 6 = Sandsteine und Mergel, S = Sandkalkbank; C Obere Gosau: 7 = Sandsteine und Breccien, 8 = untere bunte Kalke und Mergel, 9 = weiße Kalke, 10 = obere bunte Kalke und Mergel (8, 9 und 10 = Nierentaler Schichten); Dan: 11 = Zwieselalmschichten (Konglomerate, Sandsteine, Kalke); II. Trias: 12 = Werfener Schichten, 13 = Reiflinger Kalk, 14 = Reingrabener Schiefer, 15 = karn.-nor. Dolomit, 16 = nor.-rhät. Dachsteinkalk, 17 = Zlambachmergel.

Fig. 3. Profil durch die tiefjuvavischen Strubberge (Hallstätter Decke). 1 = Werfener Schichten, 2 = Gutensteiner Kalk, Basis-Schichten, 3 = Gutensteiner Kalk und -Dolomit, 4 = Ramsaudolomit, 5 = karn. Dolomit, 6 = karn.-nor. Hallstätter Kalk, 7 = Dachsteinkalk, 8 = Adnether Kalk, 9 = Strubberg-schichten.

Fig. 4. Profil westlich Fig. 3 zeigt Mulde in der tirolischen Decke mit juvavischer Lammermasse: Sattelberg tiefjuvavisch und Schwarzen Berg hochjuvavisch. 1 = Werfener Schichten, Gips und Haselgebirge, 2 = Gutensteiner Kalk-Basis-Schichten, 3 = Gutensteiner Kalk und -Dolomit, 4 = Ramsaudolomit und karn. Dolomit (am Sattelberg nur Ramsaudolomit), 5 = karn. Dolomit und Kalk der Hallstätter Decke, 6 = Reingrabener Schichten, 7 = Hauptdolomit, 8 = Dachsteinkalk, 9 = Crinoiden- und Adnether Kalk, 10 = Strubberg-schichten, 11 = Basiskonglomerat der Oberalmer Schichten, 12 = Oberalmer Schichten, 13 = Neokome Schrambachmergel, 14 = Neokome Roßfeldschichten.

Fig. 5 veranschaulicht die Ansichten über die Salzburger Deckentektonik von L. Köber und E. Spengler. Profil B stellt Umdeutung des Spenglerschen Profiles A aus F. X. Schaffer „Geologie von Österreich“, 1951, dar (gez. B. Plöckinger).

B. PLÖCHINGER: Gosaubecken - Lammertal.



Das Lammertal selbst weist auf seine primäre tektonische Ursache, eine O—W-streichende Großsynklinale in der tirolischen Decke, hin. Im S begrenzt während der Fahrt von Abtenau bis Golling der gegen N hochaufragende Dachsteinkalk des Tennengebirges den Horizont; im N erhebt sich die Kuppel der Osterhorngruppe. In diese große Mulde des Lammertales versenkt liegen die vom S-Rand des Tirolikums her vorgosauisch überschobenen juvavischen Schollen der sogenannten Lammermasse. Es sind Schollen der geringmächtigen unterjuvavischen Hallstätter Decke (Pailwand, Schober, Unt. Traunstein, Sulzenkopf, Vorderer und Hinterer Strubberg, Sattelberg, Lammerreck u. a.) und die oberjuvavische Scholle des Schwarzen Berges.

Die vom Skyth bis ins Nor reichende Serie der unterjuvavischen Lammermasse zeichnet sich durch ihre geringe Mächtigkeit (max. ca. 800 m) gegenüber der Normalfazies (max. ca. 2500 m) aus. Dem Skyth gehören gipsreiches Haselgebirge und Werfener Schichten an, dem Anis dunkle Gutensteinerkalke und -Dolomite mit schiefrigen Zwischenlagen an der Basis, dem Ladin helle Diploporendolomite, dem Karn dunkle Dolomite und Kalke, sowie an Halobien reiche, helle Kalke. Ins Nor werden teils bunte, dem Dachsteinkalk ähnliche Kalke, die dunklen Pedatakalke mit *Halorella pedata* und die hornsteinführenden Pötschenkalke gestellt. Rhätisch sind die Zlambachmergel. — Die mächtigere Serie der oberjuvavischen Decke des Schwarzen Berges reicht vom Skyth bis in den Lias und ist speziell durch die norisch-rhätischen Dachsteinkalke und die Liasentwicklung von der unterjuvavischen Decke zu unterscheiden.

Ein auffallendes Merkmal hat die Neukartierung gegeben: Die Bausteine der genannten Hallstätter Deckschollen streichen nicht, wie die Morphologie teils glauben läßt in O—W-Richtung, sondern reihen sich in mehreren NW—SO-verlaufenden Synklinalen hintereinander. Nicht nur die Synklinalen sind teils gegen SW überschlagen, sondern auch die Antiklinälen dazwischen.

Direkt an der Fahrtstrecke sind die Gesteine des Hinteren und des Vorderen Strubberges aufgeschlossen. Sie sind durch Werfener Schichten voneinander getrennt, gehören aber, entgegen der älteren Auffassung, beide der Hallstätter Decke an. Die Werfener Schichten finden nämlich nicht nur am Hinteren Strubberg durch die Gutensteinerkalk-Basisschichten einen normalen, stratigraphischen Verband mit dem anisischen Niveau, sondern auch am Vorderen Strubberg. Sie stellen eine gegen SW überschlagene Aufsattelung dar (siehe Taf. XI, Fig. 3).

Einzigartig gut ist nach Abtenau (bei Gasthaus Voglau) an der Straße der Übergang vom undeutlich gebankten Gutensteiner Dolomit zu schön gebanktem Gutensteinerkalk und -Dolomit, schließlich zu den schieferreichen Basisschichten und den Werfener Schichten zu sehen. Die mit grauen Tonschieferzwischenlagen versehenen kalkig-dolomitischen, anisischen Basisschichten sind von einigen Forschern mit den jurassischen Strubbergschiefern verwechselt worden. Sie zeigen eine hellere Farbe als jene und sind nur an tektonisch stark beanspruchten Stellen schwarz. Grüne Haselgebirgston-Einschaltungen zeigen den Übergang zum Skyth an. In den Werfener Schichten

folgen zuerst dunkle, glimmerreiche Bänke. Sie sind schiefrig und mürbe und beinhalten Reste von *Naticella costata*. Helle Mergelkalkbänke sind fossilieer. Der Kalkgehalt nimmt gegen das Liegende ab, der Glimmergehalt zu. Quarzitische Bänke sind im weichen Schiefer teils zu Quetschliusen zerrissen. Zuletzt wechsellagern grüne und rote Werfener Quarzitbänke mit bunten, glimmerreichen Werfener Schichten. Die Mächtigkeit des Skyths beträgt hier ca. 200 m.

Bald danach fährt man bei den Lammeröfen vorbei, einer durch epigenetische Talverlegung entstandenen tiefen und engen Klamm der Lammer. Der Fluß erodiert i. w. im karnisch-norischen Hallstätterkalk des unterjuvavischen Vorderen Strubberges, schließt aber auch anisoladinisches Gestein der Synklinalflanken auf. Die Hochfläche des genannten Berges gehört dem alten, 1000 bis 1100 m hoch gelegenen Talboden an, der an mehreren Verebnungsstellen der Berge beiderseits der Lammer erkannt werden kann.

Nach Überqueren der Lammerbrücke sind an der rechten Straßenseite erst die Gutensteinerkalke und -Dolomite mit ihren Basischichten, dann die hellen Ramsaudolomite des oberjuvavischen Schwarzen Berges aufgeschlossen. Zur linken Hand erheben sich am Fuße der über 2000 m hohen Tennengebirgsgipfel die unterjuvavischen Vorberge (siehe Taf. XI, Fig. 4). Die Scholle des Sattelberges wurde einst in 800 m Höhe von der Lammer umflossen. An dieser alten Flußschlinge liegt an der Schönalm das Endmoränenmaterial einer späteiszeitlichen Gletscherzunge vom Tennengebirge. Zuletzt erkennt man, vor Austritt ins breite Salzachtal, wo die Lammer in die Salzach mündet, links die Hallstätter Scholle des Lammer-eck, rechts, knapp östlich von Golling, jene des Rabenstein.

Die Kalkmasse des Hohen Göll (2519 m), W der Salzach, ist nähergerückt. Man erblickt die nördlich vorgelagerte neokome Roßfeldmulde und südlich des Göll den Einschnitt der „Torrener Jochzone“.

3. Golling—Werfen. W. Heißel.

Straße überwindet in steiler Steigung den Engpaß der Salzachöfen. Die Salzach ist hier in tiefer enger Schlucht in Dachsteinkalk eingeschnitten. Die Fahrt geht weiter im engen Durchbruchstal zwischen Tennengebirge im E und Hagengebirge im W. Beides sind zusammenhängende nordfallende Platten von Dachsteinkalk. Eine das Durchbruchstal vorzeichnende tektonische Linie ist nicht vorhanden. Mit dem Auftauchen der tieferen, leichter verwitternden Dolomite (Gutensteiner- und Ramsaudolomit) weitet sich das Tal etwas. Es wird um 1700—1900 m von den beiderseitigen Berghängen überragt.

In Sulzau mündet von W kommend das Blühnbachtal (Blick ins Tal auf Hochkönig-N-Seite). Das Eisenwerk Konkordia-Hütte verhüttet die zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit liegenden Brauneisenerze an der Ostseite des Hochkönig (Seilbahn zum Bergbau, Jahresförderung 1949 8900 Tonnen Erz). Ab Sulzau—Konkordia-Hütte betreten wir Werfener Schuppenland (siehe S.—). Eine erste mächtige Schuppe von Triasdolomiten zwingt die Salzach

zu schluchtartigem Einschneiden. Auf einer in das Tal vorspringenden Felskuppe steht Schloß Hohenwerfen (680 m). Unmittelbar südlich des Burgberges liegt der Markt Werfen (548 m), steil überragt vom Tennengebirge (Rauchegg, 2431 m).

Schrifttum:

Führer:

- Kittl, E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. — Exkursionsführer des IX. Intern. Geologen-Kongresses Wien (1903).
 Spengler, E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Sammlung geol. Führer, Bd. 26 (1924).
 Göttinger, G.: Exkursionsführer der Inqua (1936).

Übersicht:

- Mojšisovič, E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — Bau und Bild Österreich-Ungarn (1903).
 Hahn, F. E.: Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **6** (1903), S. 238.
 Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **29** (1937).
 Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs (1938).
 Spengler, E.: Einführung in die tektonischen Probleme der nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Reichsanst. f. Bodenf. Wien, **5** (1943).
 Spengler, E.: Die nördlichen Kalkalpen. — In Schaffer, F. X.: Geologie Österreichs (1950).

Einzelarbeiten (Reiseweg Gmunden bis Gosau).

- Geyer, G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. — Verh. Geol. R.-A. (1917), S. 67.
 Pia, J. v.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. — Jb. Geol. R.-A. (1912), S. 557.
 Ganss, S.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. B.-A. (1937), S. 331—374.
 Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl—Aussee. — Mitt. d. Ges. d. Geol. u. Bergbaustud. in Wien, Jg. I, H. 2, Wien 1949, S. 1—27.
 Medwenitsch, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. **94** (1949).
 Spengler, E.: Die Schafberggruppe. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **4** (1911), S. 181.
 Simony, F.: Das Dachsteingebiet (1895).
 Seidl, W.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Gebiets. — Kali **21** (1927).
 Schädler, J.: Ergebnisse der Neukartierung im Gebiet des Ischler und Ausseer Salzberges. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. **94** (1949).
 Spengler, E.: Die Gebirgsgruppen des Plassen und des Hallstätter Salzberges. — Jb. Geol. R.-A. (1918), S. 285.
 Kober, L.: Der Hallstätter Salzberg. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 138. Bd., Wien 1929, S. 35—45.
 Schauburger, O.: Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzberg. — Berg- u. Hüttenm. Jb. **79** (1931).
 Schauburger, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzberges. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, Wien 1949, S. 1—11.
 Kober, L.: Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. **95** (1950).
 Zirkl, E. J.: Die Melaphyrenruption im Hallstätter Salzberg. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 94. Jg., H. 3, Wien 1949, S. 1—4.

Einzelarbeiten Gosau-Becken—Lammertal:

- Spengler, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil: Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 121. Wien 1912. II. Teil: Das Becken von Gosau. — Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 123, Wien 1912, S. 267—328.
- Spengler, E.: Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Samml. geol. Führer, Bd. 26.
- Brinkmann, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Sitzber. d. Preuß. Ak. d. Wiss., ph.-n. Kl., Bd. 27, S. 1—8, Berlin 1934.
- Brinkmann, R.: Bericht über die vergleichenden Untersuchungen in den Gosau Becken der östlichen Ostalpen. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 144, 1935, Wien 1935, S. 145—149.
- Weigel, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jb. d. Geol. B.-A., Bd. 87, Wien 1937.
- Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sitzber. d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 156, Wien 1947.
- Plöckinger, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — Jb. d. Geol. B.-A., Bd. 93, Wien 1948.
- Sickenberg, O.: Das Ostende des Tennengebirges. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. 14, Wien 1926.
- Dolak, E.: Das Juvavikum der unteren Lammer. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1948.
- Noch unveröffentlicht sind bisher die neuesten, die N-Seite des Tennengebirges umfassenden Aufnahmen von H. P. Cornelius (i. w. Verlauf der Strubbergschiefer) und B. Plöckinger (i. w. die juvavischen Schollen). Die vorliegenden Angaben und die Kartenskizze halten sich jedoch bereits an die Ergebnisse dieser Aufnahmen.

Erklärungen zu Tafel XII.

Fig. 1. Tektonische Übersicht der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzaach und Traun. Zusammengestellt von J. Schädler, mit Beiträgen von W. Medwenitsch.

Fig. 2. Geologischer Schnitt durch die Salzburger Kalkalpen von S nach N. Zusammengestellt von W. Heiße.

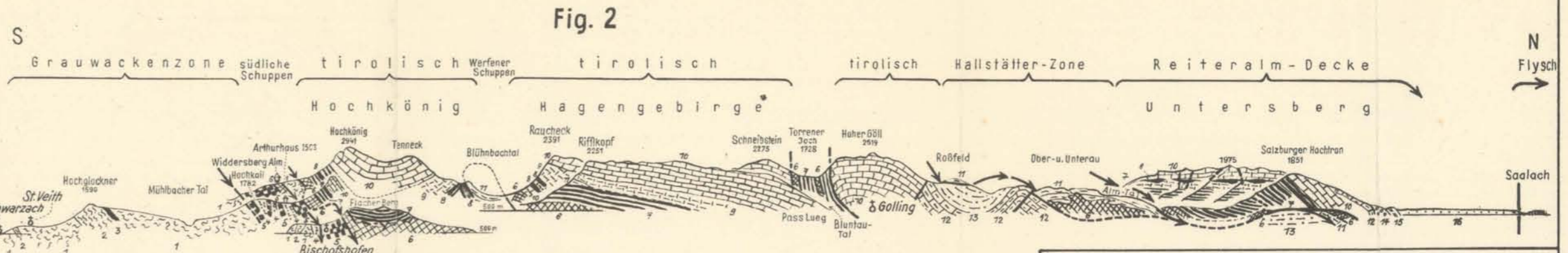
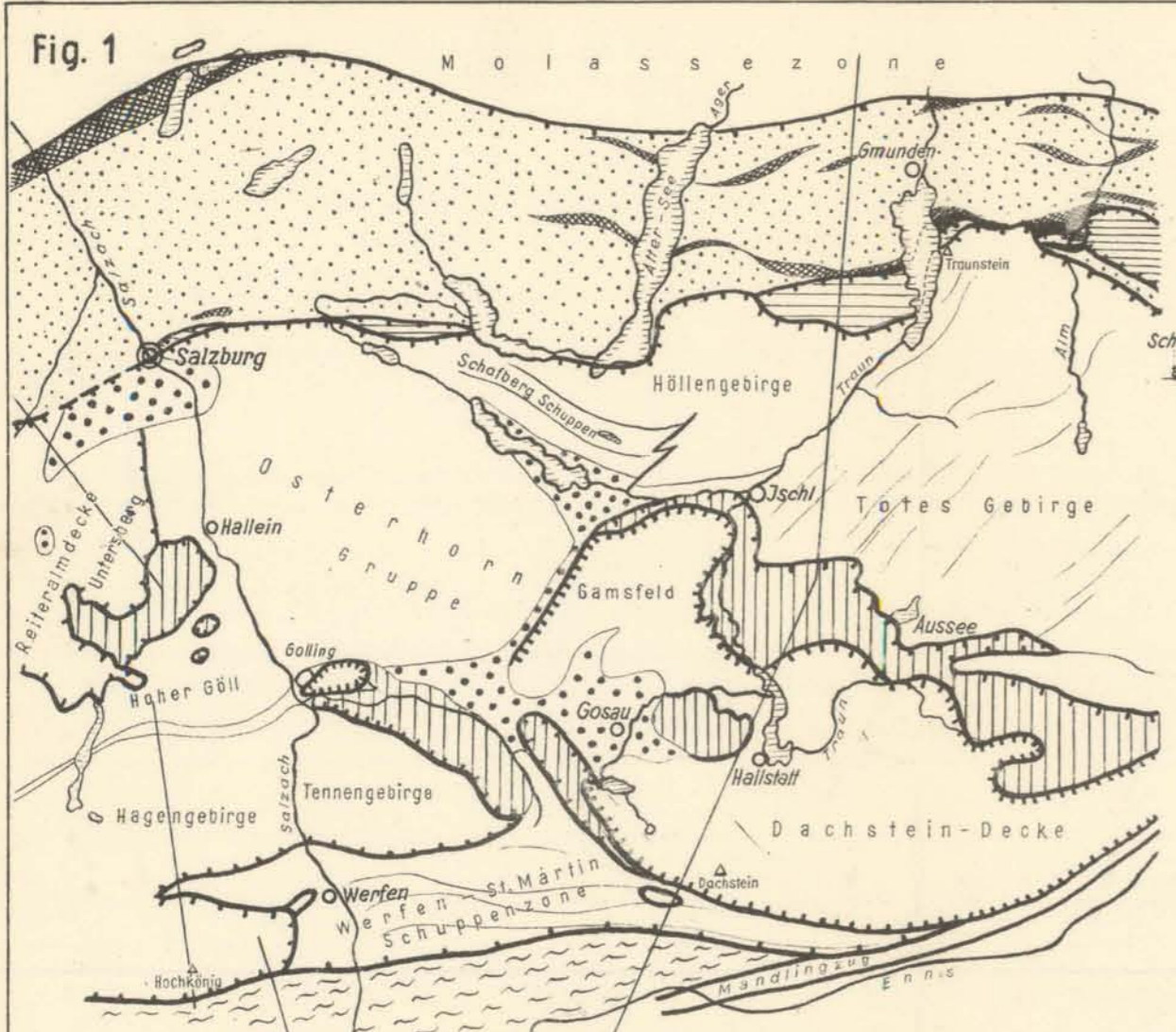
1 = Grauwackenschiefer, 2 = Kalke und Dolomite der Grauwacken, 3 = Lydit, 4 = Konglomerate, Sandsteine und zugehörige Phyllite der Grauwacken, 5 = Grüne Werfener Schichten von Mitterberg, 6 = Werfener Schichten und Haselgebirge, 7 = Gutersteiner- und Ramsaudolomit, 8 = Raibler Schichten, 9 = Haupt-(Dachstein-)Dolomit, 10 = Dachsteinkalk, 11 = Hallstätter Kalke, 12 = Oberjura, 13 = Neokom, 14 = Gosau, 15 = Nienentaler Mergel, 16 = Eozän, 17 = Flysch.

Fig. 3. Geologischer Schnitt durch das Salzkammergut. Zusammengestellt von J. Schädler, mit Beiträgen von S. Prey und W. Medwenitsch.

1 = Flysch, 2 = Helvetikum, 3 = Neokom, 4 = Jura, 5 = Rhät, einschl. Plattenkalk, 6 = Dachsteinkalk, 7 = Hauptdolomit, 8 = Wettersteinkalk, 9 = Untere Hallstätter Decke i. allg., 10 = Obere Hallstätter Decke i. allg., 11 = Salzlagerstätte, 12 = Werfener Schichten, 13 = Grauwackenschiefer.

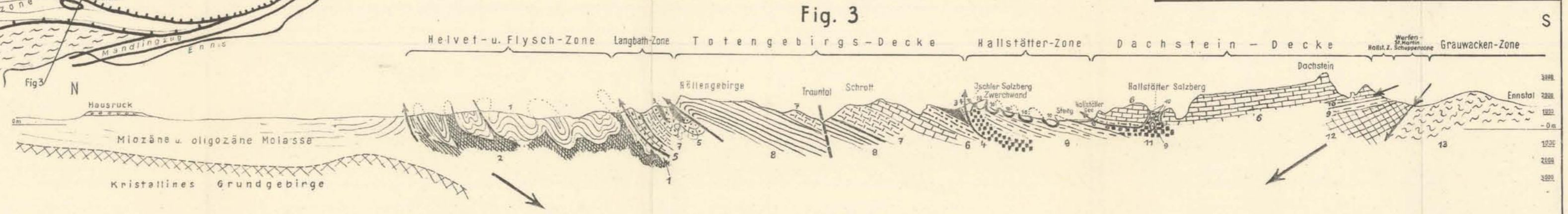
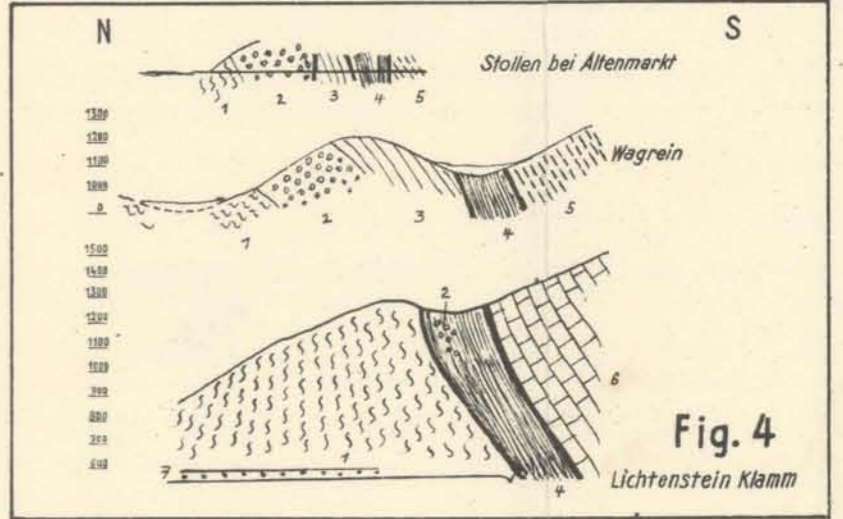
Fig. 4. Profile vom S-Rand der Grauwackenzone. Von W. Heiße.

1 = Grauwackenschiefer, 2 = Konglomerate, 3 = Sandsteine, 4 = ver-tonte Mylonite, 5 = Radstätter Quarzphyllit, 6 = Klammkalk, 7 = Schotter, 2 bis 4 = Tertiär von Wagrain.



W. HEISSEL - J. SCHADLER :
Kalkalpen zwischen Traun und Salzach.

- Legende zu Fig. 1
- Flysch
 - Tirolikum
 - Grauwackenzone
 - Helvetikum
 - Hallstätter Zone
 - Inneralpine Gosau
 - Bajuvarikum



0 5 10 Km

IV. Grauwackenzone der Salzburger Alpen

Werner Heißel

1 Gesteinsbestand.

Im Gegensatz zu den großen geologischen Einheiten im N (Kalkalpen) und S (Tauerngneis und Tauernhülle) gehören die Gesteine der Grauwackenzone durchwegs dem Paläozoikum an. Wenn auch Versteinerungen in den meist etwas metamorphen Gesteinen recht selten sind, so ist doch Silur und Devon fossilmäßig belegt. Für die bisher fossilfreien Gesteine ergibt sich das paläozoische Alter durch die enge Verbindung mit den altersmäßig eingestuften Ablagerungen. Außer in verschiedenen Einzelarbeiten hat die Salzburger Grauwackenzone ihre erste große und grundlegende Bearbeitung durch F. Trauth (s. Literaturverzeichnis) erfahren. Aufbauend darauf findet derzeit eine Neuaufnahme derselben statt (W. Heißel).

Nach Auftreten und Verbreitung lassen sich die Gesteine der Grauwackenzone zwanglos zu sedimentär-stratigraphischen Serien zusammenfassen.

Hauptgestein der Grauwackenzone ist ein vorherrschend grauer phyllitischer Schiefer, teils kalkreich, teils Quarzphyllit-ähnlich, mit vereinzelt quarzitischen Lagen („Wildschönauer Schiefer“ = „Pinzgauer Phyllit“ = Grauwackenschiefer im engeren Sinn). Durch stärkere Beimengungen kohligter Substanz entwickeln sich aus ihm Kohlenstoffphyllite. Diese treten besonders in südlichen Teilen der Grauwackenzone hervor.

Untergeordnet sind diesen Schiefeln graue und weiße Serizitschiefer bis -Quarzite, Chloritoid-Knötchenschiefer und Chloritschiefer eingelagert.

Nach den Grauwackenschiefeln engeren Sinnes besitzen Quarzite am Aufbau der Grauwackenzone großen Anteil. Sie sind meist dunkelgrau, häufig dunkelviolettlischgrau, selten bräunlich, örtlich deutlich gebankt, und stellen das Hauptgestein einer Serie dar, die von groben Konglomeraten („Gainfeld-Konglomerat“) bis zu Phylliten reicht. Der Geröllbestand dieses Gainfeld-Konglomerates setzt sich aus Quarzen, Quarziten, Gneisen und Marmoren zusammen. Die Gerölle sind meist tektonisch ausgewalzt. Die zugehörigen Phyllite stehen in engem Kontakt mit den Quarziten und sind ebenfalls dunkelviolettlisch- oder rötlichgrau. Aus den Konglomeraten entwickeln sich über Quarzite und verschieferte phyllitische Konglomerate („Fleckschiefer“) Phyllite, die ganz den Grauwackenschiefeln engeren Sinnes entsprechen. Außerdem treten in dieser Serie noch dunkle, oft quarzitischeschiefer auf, die teils größere, geröllartige Einschlüsse hellbräunlicher Karbonatknollen, teils solche aus kleinen Knötchen führen.

In diesen Gesteinen, besonders den Phylliten, liegen überaus zahlreich verschiedene metamorphe Eruptiva, teils saure „Porphyroid-Schiefer“ (Quarzporphyre und -Tuffe), teils basischere „Diabas-Schiefer“ (diabasische Ergüsse und deren Tuffe). Die Porphyroid-Schiefer sind überwiegend hell, weißlich, serizitisch und lassen sich

feldgeologisch, wenn stärker verschiefert, nicht von Serizitquarziten unterscheiden. Die Diabase sind teils verschiefert, teils massig und stets von grüner Farbe („Grünschiefer“).

Stratigraphisch bedeutungsvoll wegen ihres gelegentlichen Fossilgehaltes und ihrer lithologischen Übereinstimmung zum Grazer Paläozoikum sind die Einlagerungen karbonatischer Gesteine. Es sind Kalke und Dolomite und, metasomatisch aus ihnen hervorgehend, Ankerite, Eisendolomite bis Siderite und Magnesite. Diese karbonatischen Gesteine bilden teils langgestreckte Züge, teils sind sie in im Streichen eingeordnete Scharen länglicher Schollen aufgelöst, die randlich meist verschiefert sind.

Im (vermutlich) Liegenden einzelner Kalk-Dolomit-Magnesit-Züge treten dunkle bis schwarze Lydite auf, örtlich auch Lyditbreccien und -Konglomerate.

Die Salzburger Grauwackenzone ist reich an Lagerstätten: Cu, Fe, FeS₂, Mg, Mn. Die weitaus wichtigsten davon sind die Kupferkiesgänge von Mitterberg bei Bischofshofen, in denen ein ausgedehnter Bergbau umgeht (Jahresproduktion von Mitterberg 1949: 55.496 Tonnen Hauwerk mit 1355,5 Tonnen Kupfer). Derber Kupferkies tritt hier in E—W, NW—SE und N—S-streichenden Gängen auf. Der Mitterberger Hauptgang ist auf über 8 km streichend verfolgt. Schon in der Bronze-Zeit war hier ausgedehnter Bergbau.

Während die Fe-Lagerstätten (Siderit und Eisendolomit, oberflächlich limonitisiert) heute keine wirtschaftliche Bedeutung mehr haben (alte Bergbaue bei Dienten), kommt solche den Magnesiten, soweit sie größere Vorkommen sind, schon zu. Schwefelkies tritt in kleineren Linsen auf (Bergbau Schwarzenbach bei Dienten), Mn-Erze finden sich selten und in geringer Menge.

2. Tektonik.

(siehe Taf. XII, Fig. 2).

Der N-Rand der Grauwackenzone ist tektonisch sehr stark gestört. Nirgends ist zwischen Grauwackengesteinen und den nördlich auflagernden Kalkalpen (Werfener Schichten) ein ursprünglicher, transgressiver Verband vorhanden. Der Ausstrich der Hauptstörung zwischen beiden großen Einheiten, der unabhängig von den Geländeformen ziemlich geradlinig in ostwestlicher Richtung durchzieht, weist darauf hin, daß hier wirklich eine großtektonische Bewegungsfläche mit steilem Einfallen nach N vorliegt. Beiderseits dieser Linie tritt im Grenzbereich noch ausgedehnte Verschuppung auf. Die Kalkalpen stoßen im Salzachtal und ostwärts davon mit der Schuppenzone von Werfen—St. Martin an die Grauwackenzone. Diese Schuppenzone zeigt durchwegs mäßig steil bis steil nach N fallende tektonische Flächen. Westlich des Salzachtals taucht sie unter die mächtige muldenförmige Kalk-Dolomitscholle des Hochkönig-Massives unter. F. Trauth glaubte hier am Kalkalpensüdrand auf Grund seiner Annahme, daß Triaskalke und -Dolomite über gefaltete Werfener Schichten ebenflächig übergreifen, auf eine Bewegung zwischen beiden Gesteinseinheiten schließen zu können („Hoch-

alpen-Überschiebung“). Dabei wäre nach Trauth die Kalk-Dolomitplatte als junge Bewegung von N nach S über die Werfener Schichten überschoben worden. Wie aber die Aufschlüsse sowohl oberhalb wie auch in den an der Grenze Werfener Schichten-hängender (Gutensteiner) Dolomit umgehenden Brauneisenbergbauen bei Werfen — Bischofshofen zeigen, ist diese ebenflächige Auflagerung nicht vorhanden. Vielmehr passen sich die hängenden Dolomite jeder Strukturform der liegenden Werfener Schichten an (siehe Taf. XII, Fig. 2). Beweisende Beobachtungen für das Vorhandensein der „Hochalpen-Überschiebung“ konnten durch die Neuaufnahme des Gebietes nicht gemacht werden. Sie ist jedenfalls im Sinne Trauths nicht vorhanden.

Aber auch der Nordrand der Grauwackenzone ist noch eng verschuppt. Buntsandstein, Werfener Schichten und mitteltriadische Dolomite sind vielfach am Grauwackenrand eingeschuppt.

Den inneren Bau der Grauwackenzone hat Trauth in zahlreiche enggepreßte Faltenzüge aufgelöst. Ohnesorge stellte bereits im westlichen Teil der Grauwackenzone Schuppenstrukturen fest. Die Neuaufnahme hat auch beiderseits der Salzach zahlreiche Verschuppungen feststellen können (Heißel). Diese Schuppen sind dadurch ausgezeichnet, daß an ihnen Gesteine eingeklemmt sind, die vollkommen den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ entsprechen. Enggepreßte Faltung ist nur zonenweise vorhanden. Auch am S-Rand der Grauwackenzone treten eingeschuppte „Grüne Werfener Schichten“ auf (N Wagrain).

Den S-Rand der Grauwackenzone bildet wieder eine großtektonische Linie, an der sie an die Gesteine des Tauern-N-Rahmens anstößt. Diese Fuge ist durch eine äußerst mächtige, stark vertonte Mylonitzone ausgezeichnet, die auch morphologisch deutlich hervortritt. Auch sie streicht ziemlich geradlinig durch aus der Gegend von Wagrain über die Ausgänge der Liechtensteinklamm und Kitzlochklamm ins obere Pinzgau (siehe S. 111). Die Gesteinszüge der Grauwackenzone werden von ihr schräg abgeschnitten. Entsprechend ist auch eine Divergenz der B-Achsen gegeben (siehe S. 75).

3. Werfen—St. Johann i. P.

Von Werfen (548 m) bis Bischofshofen quert die Exkursionsroute weiter die Werfener Schuppenzone: Werfener Schichten mit Ein- und Auflagerungen von Dolomiten und Kalken der Mitteltrias, am Bergfuß vorgelagert kleine Schotterterrassen. Gleich hinter Werfen Einmündung des Färber Graben, bei Reitsam des Imlau- und Höllntales: Fundorte von Wagnerit und Lazulit. Gegenüber liegt der Ort Pfarr-Werfen, gleich S davon Schuppe von Dolomit in Werfener Schichten. An der Straße S Pfarr-Werfen am Salzachknie älter interglaziale konglomerierte Schotter (? M—R). Schöner Rückblick auf das Tennengebirge: Gebirgsfuß bis etwa 1500 m ist Werfener Schuppenzone, darüber durch deutliche Verebnung getrennt Tirolikum (Buntsandstein bis Dachsteinkalk). Im Tal Schloß Hohenwerfen auf Dolomitschuppe. Links dahinter Ostende des Hagengebirges. Deutlich ist

auch die Erosionsrinne jener großen Mure sichtbar, die am 4. Juli 1947 anlässlich eines schweren Gewitters vom Tennengebirge nieder-
ging, über 100.000 m³ Schutt zu Tal brachte, die Salzach zu einem
über 2 km langen See aufstaute und die Bahnlinie mehrere 100 Meter
weit zerstörte. Nach Brücke über die Salzach Einmündung des
Fritzbach-Tales, an Straßenabzweigung bei Kreuzbergmaut schöne
Aufschlüsse typischer „Werfener Schichten“: grüne und rote dünn-
bankige Quarzite mit tonigen Schichtflächen und Einschlüssen von
Tonscherben.

Nach Überqueren der Salzach Fahrt entlang Fuß des Flachen
Berges: gefaltete Werfener Schichten und Kalke und Dolomite des
Muschelkalkes, an der Grenze beider alte Bergbaue auf Brauneisen
(siehe auch S. 72, „Hochalpen-Überschiebung“ und Taf. XII, Fig. 2).
Auf gegenüberliegender östlicher Talseite Terrasse des Buchberg (mit
Kloster Kreuzberg), am Terrassenhang interglaziales Profil: R-Grund-
moräne — Terrassenschotter¹⁾ — W-Grundmoräne.

Knapp N Bischofshofen (549 m, Eisenbahnknotenpunkt, Abzwei-
gung der Bahn durch das Ennstal nach Amstetten—Wien, bzw.
Leoben—Graz) quert Zone der „Grünen Werfener Schichten von
Mitterberg“ das Tal und S anschließend daran tektonische Grenz-
fläche zu Grauwackenzone (siehe S. 72).

Gleich S Bischofshofen Mündung des Gainfeld-Tales (mit Wasser-
fall) paläozoisches Konglomerat („Gainfeld-Konglomerat“) mit zu-
gehörenden Quarziten „Fleckschiefern“ und Phylliten. Serie über-
quert das Tal und setzt an Ostseite bei Laubbichl wieder ein. Gleich S
davon am Berghang Halden des Bergbaues Buchberg (Kupferkies in
N—S-streichendem steilstehendem Gang, schon alter prähistorischer
Bergbau der Hallstatt-Periode). Auf Westseite an der Mündung des
Mühlbacher Tales (in Mühlbach Kupferbergbau Mitterberg, Kupfer-
kies auf W—O-streichenden Gängen ebenfalls bereits sehr ausge-
dehnter prähistorischer Bergbau) auffälliger leuchtend braun ge-
färbter Felskopf: paläozoischer Dolomit, Braunfärbung unter Einfluß
der Abgase der hier früher gewesenen Kupferhütte. Auf Felskuppe
Spuren einer alten prähistorischen Wallburg (Zeit des prähistorischen
Bergbaues auf Cu in der Umgebung). Bei Mitterberghütten (Mün-
dung des Mühlbacher Tales) werden auf westlichem Berghang die
Bergbauhalden der Kupferbergbaue des Brander-, Burgschwaig- und
Birksteinganges, dreier NW—SE-streichender Kupferkiesgänge, sicht-
bar. Entlang der Straße mehrfach Aufschlüsse gewöhnlicher, meist
steilstehender Grauwackenschiefer.

Gleich S St. Johann i. P. (616 m) Mündung des Wagrainer Tales.
An dessen S-Seite Anbrüche älterer interglazialer Konglomerate
(? M—R). Gleiche Konglomerate werden auch in der Talsohle ober-
halb St. Johann durch die sich hier auch heute noch einschneidende
Salzach entblößt. Sie fallen bis 20° talabwärts ein und stellen die

¹⁾ Terrassenschotter im Innern der Alpentäler entsprechen nicht den
Terrassenschottern des Alpenvorlandes. Während jene im Innern der
Täler im allgemeinen als interglaziale Aufschüttungen aufgefaßt werden, sind
die des Vorlandes Aufschüttungen im Vorfeld der Gletscher.

ausgedehnten Reste eines mächtigen alten Deltas aus Großarl- und Wagrain Tal (? auch Salzachtal) vor.

Südlich St. Johann zweigt von der Straße ins Großarl-Tal die Zufahrtsstraße zur Liechtensteinklamm ab

4. Liechtensteinklamm.

Die Liechtensteinklamm bildet den Ausgang des Großarl-Tales, eines Paralleltales zum Gasteiner Tal. Hauptorte im Tal sind Großarl und Hüttschlag. In der bis zur Erschließung für den Fremdenverkehr vollkommen ungangbaren Schlucht nähern sich die beiderseitigen Felswände oft bis wenig über 1 m. Die Talstraße führt 200 m höher ins Tal hinein.

Maßgebend für die Anlage der Klamm war der geologische Bau. Während in inneren Teilen des Tales weichere Schiefer des Tauern-Rahmens überwiegen, sind im Norden, im Salzachtal, die weichen Grauwackenphyllite verbreitet. Diese beiden weicheren Gesteinseinheiten werden im Bereiche der Liechtensteinklamm (Großarl-Tal), wie auch am Ausgang des Gasteiner und Rauriser Tales durch mehr oder weniger verschieferte Kalke getrennt, die wegen des durch sie bedingten Auftretens von Mündungsklammern in den genannten Tälern als „Klammkalke“ bezeichnet werden. Sie bilden den Nordrand des Tauernrahmens und grenzen an scharfer tektonischer Fuge an die nördlich anschließende Grauwackenzone. In dieser Fuge treten mächtige vertonte Mylonite auf. Weiter östlich trennt sie das über Grauwacken transgredierende Tertiär von Wagrain (? Miozän) von den Radstätter Quarzphylliten. Bei Wagrain sind diese Lagerungsverhältnisse durch einen Schurfstollen sehr klar erschlossen worden (siehe S. 73 und Taf. XII, Fig. 4). Das S-fallende Tertiär beginnt mit örtlich beeinflussten Grundbreccien (Komponenten aus Grauwackenkalken und -Schiefern bestehend) und groben Konglomeraten. Es entwickeln sich allmählich Sandsteine und sandige Mergel mit undeutlichen Pflanzenabdrücken und kleinen Kohlenschmitzen. Dabei macht sich zunehmend immer stärkere tektonische Beanspruchung bemerkbar. Es folgt plastisch-zäher Ton mit Quarzquetschlingen (= vertonter Mylonit) und schließlich Radstätter Quarzphyllit.

1950 konnten Schollen dieses Tertiärs in gleicher tektonischer Stellung bis östlich oberhalb der Liechtensteinklamm gegen W verfolgt werden. Es sind Konglomerate und Breccien aus Grauwackenschiefern und mit Hämatit verheilte Breccien paläozoischer Kalke.

Am Exkursionsweg ist zu beobachten: Am Parkplatz vor dem Gasthaus „Alte Post“ stehen dunkle graphitische Grauwackenschiefer an. Sie werden mit Annäherung an die große Störung dünnschieferiger und zunehmend graphitischer und phyllonitischer. Ihre B-Achsen streichen um N 75° W und fallen flach E. Gleich südlich hinter dem Gasthaus „Alte Post“ beginnt die hier über 100 m mächtige Mylonitzone. Es ist blaugrauer zäh-plastischer Ton, auf dem zahlreiche verstürzte Blöcke besonders von Klammkalk schwimmen. Dieser Ton ist nächst dem zweiten (inneren) Gasthaus in Wasseranrissen deutlich zu sehen. Die Schlucht selbst liegt in Klammkalken.

Hier streichen die B-Achsen um N 75° E bis E—W und fallen flach W. Ausweitungen in der Schlucht sind weniger auf stofflich-strukturelle Unterschiede des Gesteins (stärkere Verschieferung) als vielmehr auf örtliches Zusammenscharen mehrerer Klufflächen zurückzuführen.

Die ganze Schluchtstrecke ist über 3 km lang, die eigentliche etwa 1 km. Im südlichen Schluchtabschnitt treten im Bachbett Thermalquellen aus. Sie sind schon mindestens seit 1693 bekannt und sollen ähnliche Zusammensetzung und Wirkung besitzen, wie jene von Gastein. Mit diesen Thermien genetisch in Verbindung stehen dürften Ausfüllungen von Kalzit in Karströhren des Klammkalkes (Einkristalle über 15 cm groß), die in Höhe der Arlstraße im Stegbachgraben anstehen und dort zeitweilig bergmännisch abgebaut wurden.

5. St. Johann i. P.—Lend.

Nach Besichtigung der Liechtensteinklamm fährt die Exkursion wieder zurück nach St. Johann und auf der anderen Seite des Salzahtales vorbei an Steinbrüchen in paläozoischen Kalken (Grauwackenzone) nach Schwarzach (601 m, Abzweigung der Eisenbahnlinie über Gastein nach Villach). Das Salzahtal biegt hier unvermittelt aus der bisherigen N—S-Richtung gegen W um. An der Straße bis Lend vielfach Aufschlüsse von Grauwackenschiefeln. In Lend (636 m) zweigt die Straße ins Gasteiner Tal ab.

Wichtigste Literatur:

- Trauth, F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes. I. und II. Teil. Denkschriften der Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 100. und 101. Bd., Wien 1926 und 1928.
- Heißel, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mittlerberger Kupfererzanges (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., 90. Bd., 1945, Wien 1947.
- Heißel, W.: Bericht (1948) über Aufnahmen auf Blatt St. Johann i. P. (5050). — Verh. Geol. B.-A. 1949.
- Heißel, W.: Bericht (1950) über Aufnahmen auf Blatt St. Johann i. P. (5050). — Verh. Geol. B.-A. (im Druck).

V. Tauernfenster (Gastein—Mallnitz)

Christof Exner

Mit einem Beitrag von Sigmund Prey.

Geologische Karten:

Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1:50.000. Herausgegeben vom Deutschen Alpenverein 1942 (derzeit vergriffen). Aufgenommen von F. Angel und R. Staber.

1. Geologische Übersicht.

Die Fahrt gibt Einblick in die granitischen Gneiskerne und Gneisdecken des östlichen Tauernfensters mit den Schieferhüllen und den

daraufliegenden unterostalpinen Decken des Fensterrahmens (Taf. XIII, Fig. 7).

Der nördliche unterostalpine Fensterrahmen wird in der Gasteiner Klamm (Mündungsstufe der Gasteiner Ache ins Salzachtal) gequert (Klammkalkzone). Der südliche unterostalpine Fensterrahmen ist im Mölltal (Blick nach Westen auf die Makernispitze) zu sehen (Matreier Zone). Und der prächtige Fernblick vom Stubnerkogel zeigt die schwebende Auflagerung der unterostalpinen Radstätter Decken über der Tauernschieferhülle an der Nordostecke des Tauernfensters.

Die östlichen Hohen Tauern kulminieren im Gneisgranitmassiv der Hochalm Spitze (3555 m). Die Gneiskerne und Gneisdecken mit den trennenden Schieferhülle zonen tauchen regional im Raume der Exkursionsroute nach Norden und Süden (Hebungssachse des wasserscheidenden Hauptkammes) und mit achsialem Gefälle nach Westen ein. Dem achsialen Westgefälle entsprechend verbinden sich im Großglocknergebiet nördliche und südliche Tauernschieferhülle über den Gneisregionen zum breiten, den gesamten Tauernkörper überspannenden Schieferhüllengebiet der Großglocknergruppe (achsiale Glocknerdepression).

Innerhalb des Tauernfensters werden auf der Fahrt: Gasteinertal—Tauernunnel—Mallnitztal—Mölltal folgende tektonische Großeinheiten gequert:

Die breite nördliche Tauernschieferhülle. Dorfgastein bis südlich Hofgastein.

Die Gneiskernregion von Badgastein—Mallnitz.

Die Mallnitzer Mulde (Tauernschieferhülle unter dem Sonnblickgneiskern). Strecke von Mallnitz bis Schloß Groppenstein.

Die steilstehende Gneislamelle (Deckenstiel) in der südöstlichen Fortsetzung des Sonnblickgneiskernes. Bei Schloß Groppenstein die Straßenaufschlüsse in Richtung Obervellach.

Die steilstehende, teilweise invers nach N einfallende Schieferhülle zwischen Sonnblickgneiskern und Rote Wand—Modereckgneisdecke. Obervellach und Mölltal-N-Flanke.

Die Rote Wand—Modereckgneisdecke. (Intensiv ausgewalzte, 25 km lange und bloß einige Meterzehner mächtige granitische Gneisdecke vom Typus der penninischen „Wurmzonen“.) Graben bei Kleindorf.

Im Hangenden der Rote Wand—Modereckgneisdecke die schmale südliche Tauernschieferhülle, welche sich im Mölltal mit den Schieferhüllebändern über und unter der nach E auskeilenden Sonnblickgneislamelle zur einheitlichen Schieferhüllezone des unteren Mölltal-Nordhanges verbindet. Graben bei Kleindorf und Mölltal-N-Flanke

Stratigraphie:

Junge Schieferhülle: Mesozoikum in penninischer Fazies.

Ältere Schieferhülle (Graphitquarzite, Graphitphyllite, Porphyroide usw.): Wahrscheinlich Permokarbon.

Alter Granit mit altem Dach: Prägung der variszischen und älterer Orogenesen (Gerölle des vormesozoischen Grundgebirges im Gainfeldkonglomerat in der Grauwackenzone bei Bischofshofen (siehe S. 71).

Alpidische Metamorphose:

Im Zuge der alpidischen Orogenese vollzog sich differentielle Gesteinsdurchbewegung und Rekrystallisation. Die Tauerngesteine sind alpidische Tektonite. Voralpidische Strukturen wurden größtenteils gelöscht und durch die alpidischen Strukturen ersetzt. Der Mineralbestand der Tauerngesteine wurde bei der alpidischen Orogenese weitgehend erneuert (Tauernkristallisation). Mineralfaziell gehören die Tauerngesteine der Grünschieferfazies (schwächer metamorphe periphere Zonen) und der Albitepidotamphibolitfazies (stärker metamorphe innere Zonen) an. In den zentralen Kernzonen erfolgte während der alpidischen Orogenese beträchtliche Alkalimobilisation (Rejuvenation des vormesozoischen Grundgebirges), die als metasomatische Granitisationsfront die zentral gelegenen Teile der Älteren und Jungen Schieferhülle erfaßte und als Albitisation auch hoch in die peripheren Schieferhülle zonen aufstieg.

Die Abgrenzung des Alten Granits mit altem Dach von den Produkten der alpidischen Granitisation wird gegenwärtig untersucht.

Stratigraphie der mesozoischen Schichtglieder der Tauernschieferhülle.

Die stratigraphische Datierung beruht auf Analogien der Gesteine und Schichtfolgen zur fossilführenden unterostalpinen mesozoischen Serie des Fensterrandes (Radstätter Tauern, Krimmler Trias, Tarntaler Berge) und zu fossilführenden penninischen und unterostalpinen mesozoischen Serien der Westalpen und des Unterengadiner Fensters. Bisher wurde nur ein einziges bestimmbares Fossil in der Tauernschieferhülle gefunden (*Perisphinctes* spec. im Hochstegenkalk, R. v. Klebelsberg, 1940). Geringmächtige litorale Trias (selten über 200 m mächtig) und über 1000 m mächtige Jura-Kreide-Ablagerungen sind kennzeichnend. Oberkreide dürfte der Tauernschieferhülle wahrscheinlich bereits fehlen (vorgosauischer Aufschub der ostalpinen Decken über die Taueriden).

Trias: Basaler Quarzit und Serizitphyllit, Rauhwaacke, Gips, Kalkmarmor, grauer bis gelblicher Dolomit und farbloser zuckerkörniger Dolomitmarmor (als „Triasdolomit“ in Begleitung von Quarzit, Gips, und Rauhwaacke ein wichtiger Leithorizont) und Schwarzphyllit (dunkler kalkarmer Phyllit) mit geringmächtigen Kalkphyllit-, Kalkglimmerschiefer- und Kalkmarmorbändern. Im einzelnen wurden Feingliederungen nach Triasstufen mit alpinem Muschelkalk (Anis-Ladin), Trennung von zwei Dolomithorizonten (mittl./ob. Trias), Abtrennung der karnischen Phyllite und Rauhwaacken von den skythischen und rhätischen versucht.

Der Lias klingt mit Feinbreccien und „Tüpfelschiefern“ an fossilführenden unterostalpinen Lias an. Recht allgemeine Verbreitung be-

sitzt ein Dolomitreccien-Horizont im Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer („Liasbreccie“): die spindelförmig ausgewalzten Triasdolomitgerölle erreichen 0.5 m Länge und sind in kalkphyllitischem (bzw. kalkglimmerschieferigem), mitunter auch karbonatquarzitischem oder quarzitischem Zwischenmittel eingebettet.

Sehr markant im Landschaftsbild der östlichen Hohen Tauern ist das wenige Meter bis 100 m mächtige Kalkmarmorband („Angertalmarmor“) an der Basis der Hauptmasse der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer. Der Angertalmarmor entspricht tektonisch dem Hochstegenkalk im Zillertal (*Perisphinctes spec.*) und stratigraphisch den crinoiden- und belemnitenführenden unterostalpinen Juramarmoren der Radstätter Tauern. Darüber folgt die Hauptmasse der mesozoischen Schieferhülle (Bündner Schiefer, schistes lustrés), bestehend aus vielfachen Wechsellagerungen von Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern, Schwarzphylliten, Grünschiefern (einschließlich eklogitischer Typen), Serpentin, Karbonatquarziten, Quarziten, glimmerreichen Kalkmarmoren usw. In den stratigraphisch höchsten Lagen der Tauernschieferhülle tritt der Kalkgehalt der Phyllite zurück (Schwarzphyllite).

Petrographische Seriengliederung der vormesozoischen und der alpidisch granitisierten mesozoischen Tauerngesteine.

In zentral gelegenen Schieferhülle-zonen der Hochalm-Ankogelgruppe ist infolge der Umformung und Granitisation bei der alpidischen Orogenese vor- und nachmesozoischer Gesteinsbestand aneinander angeglichen und stratigraphisch schwer unterscheidbar gemacht worden. Zum Beispiel taucht in der östlichen Silbereckmulde (Taf. XIII, Fig. 2) mesozoische Schieferhülle tief in die granitische Gneisregion der zentralen Kernpartien des Hochalm-Ankogelgebietes ein und unterliegt alpidischer Granitisation. Die mesozoischen Schiefer und Quarzite gehen in migmatische Gneise über. Der jurassische Angertalmarmor wird grob gefeldspatet und bildet in Grobmengungen mit aplitischen und pegmatoiden Stoffen (alpidische Lösungsumsätze) Schollen- und Bandmigmatite. Wir scheiden in den zentralen Regionen des östlichen Tauernfensters daher die Gesteinszonen vorläufig nicht stratigraphisch, sondern nach petrographischen Merkmalen:

Zentrale Schieferhülle (stratigraphisch teilweise vormesozoische Schichtglieder, teilweise mesozoische und alpidisch transformierte Schichtglieder enthaltend): Quarzite, Graphitquarzite, Graphitphyllite, Serizitphyllite, Grünschiefer, Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Ankerit, Magnetit, Turmalin, Albit. Granatquarzite, Albitgneise, Paragneise, Streifengneise, Hornblendegarbenschiefer, Rhätizitschiefer, Turmalinquarzite und Migmatite (z. B. Woiskenmulde im Radhausberg-Unterbaustollen).

M-Gneise: Granitische Muskowitgneise geringmächtiger, differentiell stark durchbewegter Gneislamellen und Gneisdecken (z. B. Rote Wand-Modereckgneisdecke).

Erklärungen zu Tafel XIII.

Fig. 1 und 2. Tektonische Übersichtskarte und senkrecht zur Faltenachse des Hölltor-Rotgüldenkernes orientierte Profilreihe (Ch. Exner).

B = Hüllzone des Hochalm-Kernes (B-Gneise), Du = Durchgangalm-Decke, F = Flugkogel-Decke, Ho = Hochalm-Kern, Hö-Rt = Hölltor-Rotgüldenkern, Lo = Lonza-Gneislamelle, Ro = Romate-Decke, RW-Mo = Rote Wand-Modereck-Decke, Si = Siglitz-Decke, So = Sonnblick-Kern.

Fig. 3. Blick auf den Gneisdom (Siglitzgneis-Decke) und seine Hülle (Ch. Exner).

G = Grauwackenzone, Hö-Ro = Hölltor-Rotgülden-Gneiskern, K = Klammkalkzone (unterostalpin), 4 = Nördliche Kalkalpen, Sh = Tauernschieferhülle, Si = Siglitz-Gneisdecke, 7 = Sonnblick-Gneiskern.

Schwarz = Angertalmarmor, Kreise = Triasdolomit (Eckelgrubengebiet), Schräge Striche = Durchgangalm-Gneisdecke (Eckelgrubengebiet), Waagrechte Striche = Romate-Gneisdecke (Radhausbergegebiet).

Fig. 4. Profil vom Eckelgrubensee zur Gasteiner Höhe (Ch. Exner).

1 = Granitischer Gneis (Schachbrettalbitaugengneis), 2 = Gneisphyllonit, 3 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten, 4 = Quarzit, 5 = Quarzit mit Turmalinporphyroblasten, 6 = Rauhwaacke, 7 = Dolomitmarmor (Triasdolomit), 8 = Kalkmarmor (Angertalmarmor), 9 = Schwarzphyllit, 10 = Kalkphyllit.

Fig. 5. Profil durch die Klammkalkzone südlich Leod. Nach W. Fisch, 1932.

1 = Serizitphyllit (Perm-Untertrias), 2 = Quarzit (Trias), 3 = Dolomit (Trias), 4 = Grauer Klammkalk und Kalkschiefer, teilweise marmorisiert (Jura), 5 = Rauhwaacke.

Fig. 6. Profil durch die Rote Wand-(Modereck-)Gneisdecke. Skizze von S. Prey, 1950.

1 = Dunkler, meist kalkfreier Glimmerschiefer, 2 = Gneis mit quarzigen Einlagerungen, 3 = Schuppiger Augengneis, 4 = Rauhwaacke, 5 = Kalkmarmor, 6 = Dolomitmarmor, 7 = Kalkglimmerschiefer, 8 = Grünschiefer.

Fig. 7. Tektonisches Sammelprofil durch die östlichen Hohen Tauern und ihren Rahmen. Aus: L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 98. Band, 1923.

Fig. 8. Profil des Radhausberg-Unterbaustollens (Ch. Exner, 1950).

B-Gneise: Amphibolite, Paragneise, Migmatite, hybride granitische Gneise, Riesenlagengneise mit ungemem reichhaltigem lagenförmigem Wechsel basischer und aplitischer Gesteinslagen (z. B. Südufer des Stapitzer Sees bei Mallnitz, Riesenlagengneise an der Peripherie des Hochalmkernes).

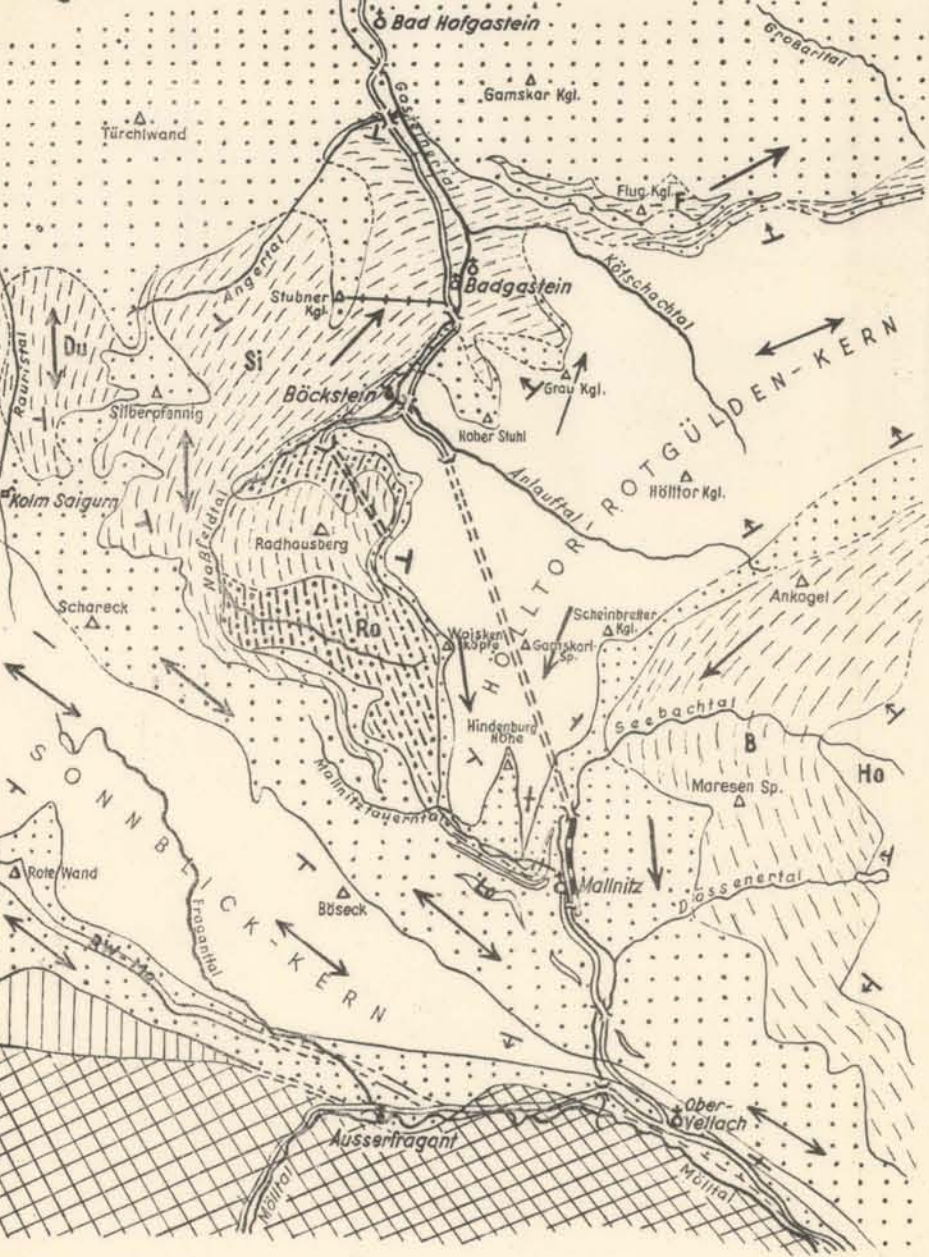
A-Gneise: Granitische, granosyenitische und tonalitische Gneise bis Gneisgranite. Sie bauen die Kernzonen auf: Gössgrabenkern, Hochalmkern, Hölltor-Rotgüldenkern, Romatedecke, Sonnblickgneiskern. Es handelt sich um die sogenannten „Zentralgneise“ im engeren Sinne (z. B. flasriger porphyrischer granitischer Gneis im Radhausberg-Unterbaustollen und Tauerntunnel. Forellengneis des Anlauftales und Tauerntunnels).

Junge Hebung des Tauernkörpers, kratonische Bruchtektonik, eiszeitliche Vergletscherung, Hanggleitungen, Bergstürze und Morphologie.

Im Miozän dürfte das östliche Tauernfenster noch von den ostalpinen Decken bedeckt gewesen sein, da miozäne Geröllhorizonte im

CH. EXNER: Die Gneisdecken von Badgastein-Mallnitz

Fig. 1



- Faltenachsen:**
- ↔ 0-10° Neigung
 - ↗ 11-40° "
- Hauptschieferungsflächen:**
- ↗ 6-30° Neigung
 - ↗ 31-60° "
 - ↗ 61-85° "
 - ↗ 86-90° "

Fig. 2

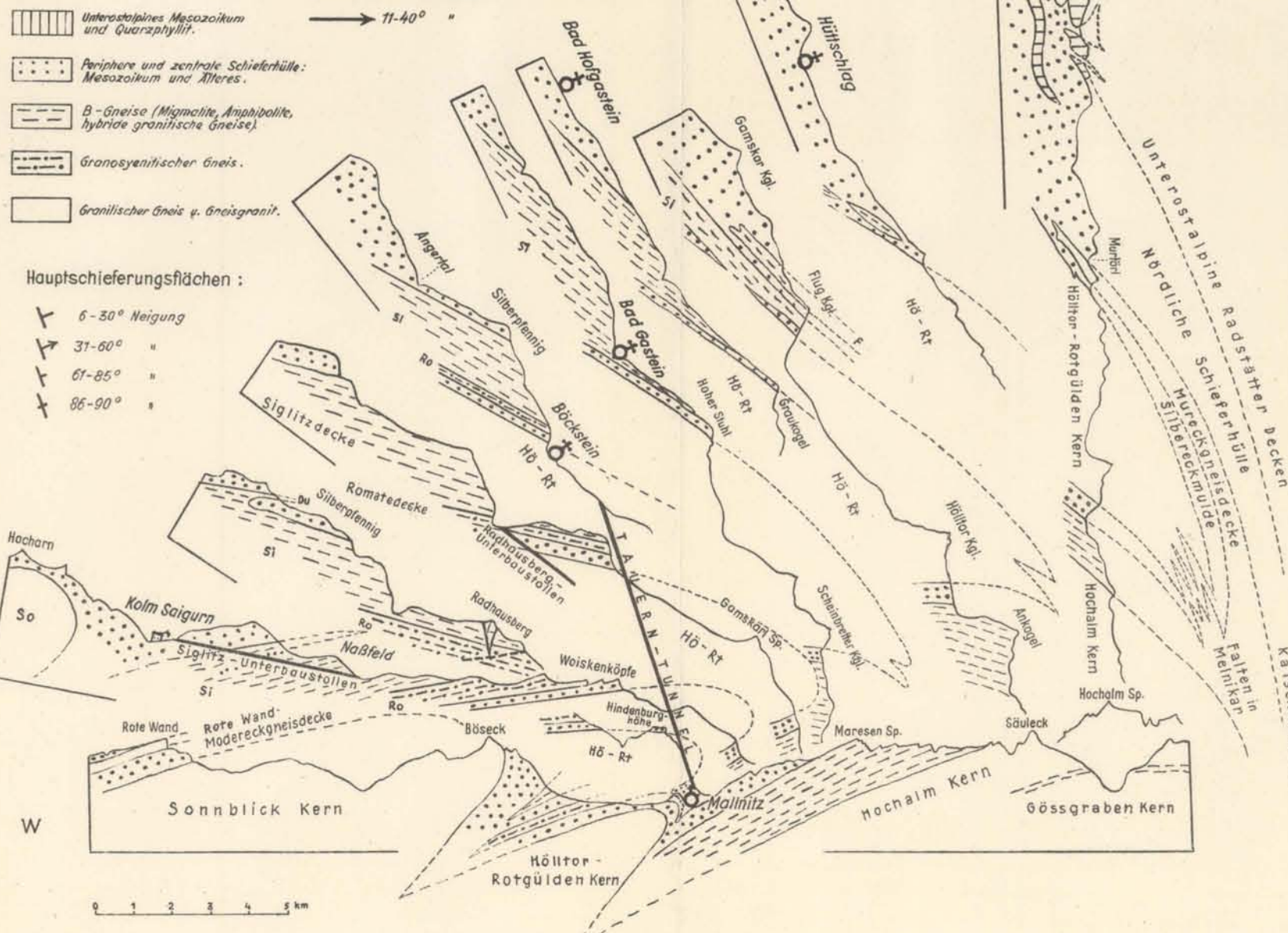


Fig. 3



Fig. 4

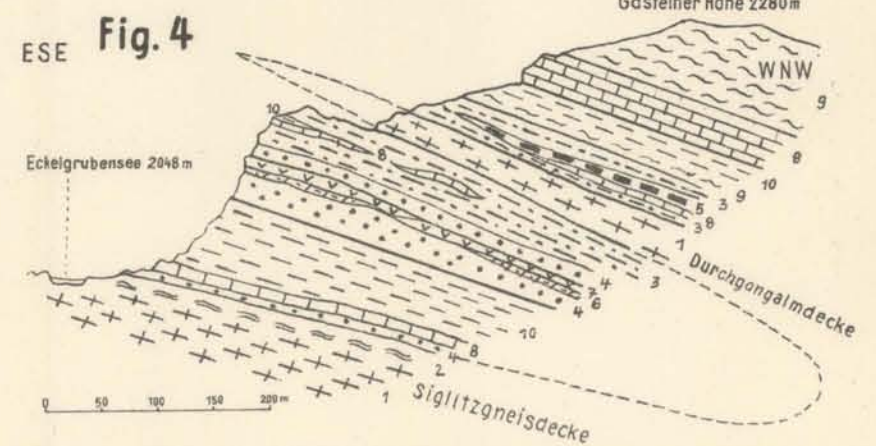


Fig. 5

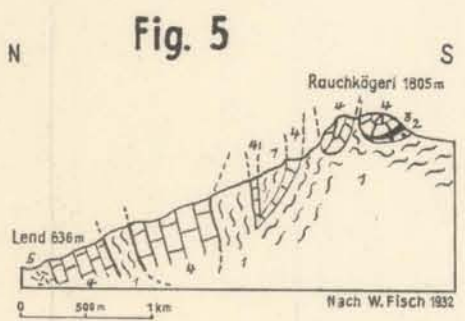
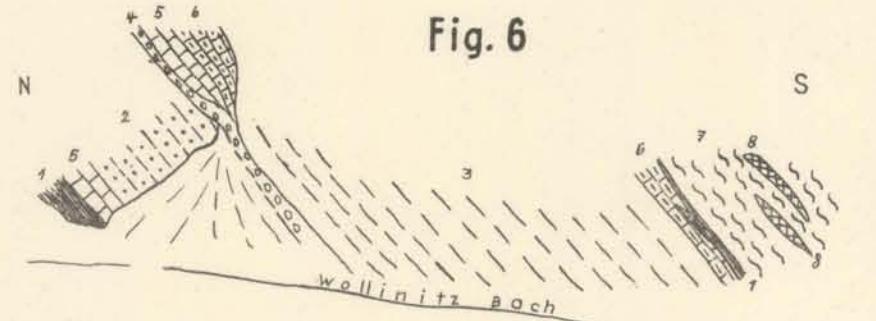
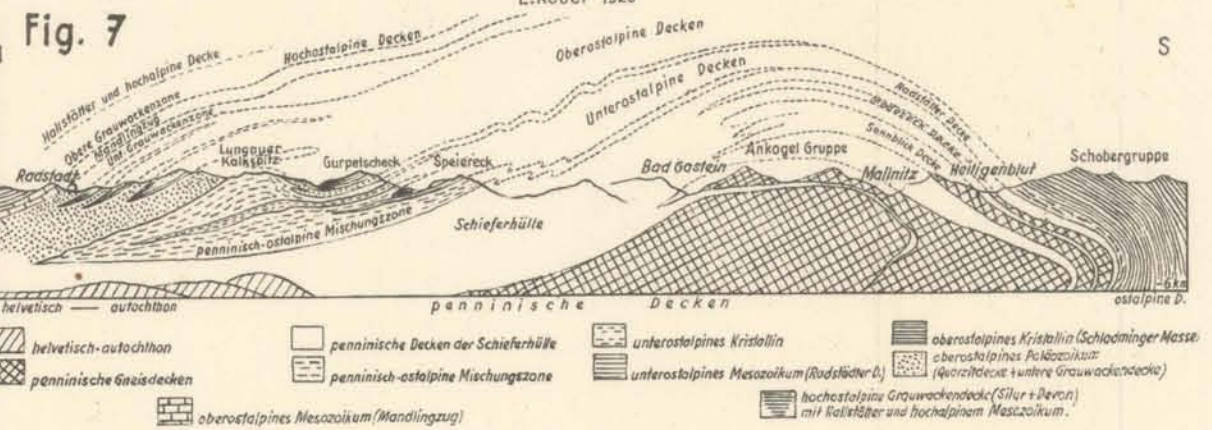


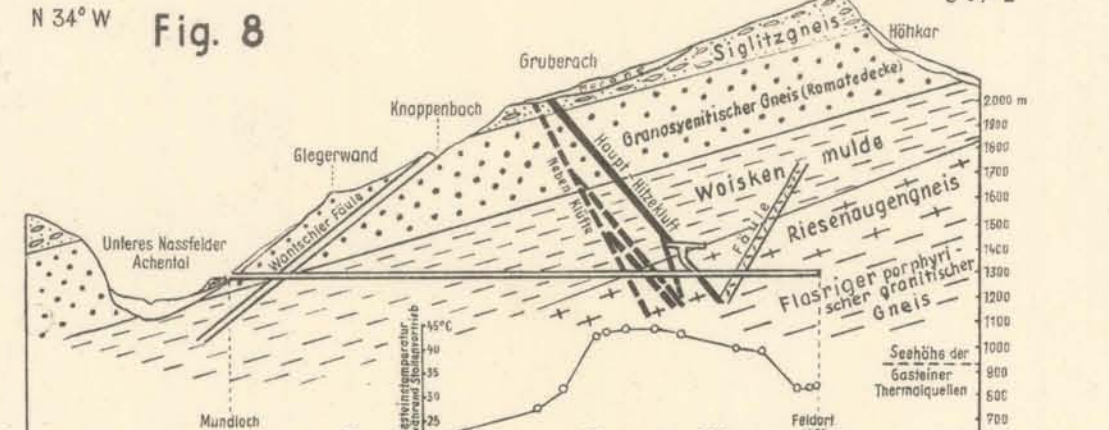
Fig. 6



Übersichtsprüfil des östlichen Tauernfensters



Profil des Radhausberg-Unterbaustollens



Umkreis der östlichen Hohen Tauern (Ennstal, Lungau, Nockgebiet bis Millstätter See) keine Tauerngesteine enthalten. Die junge Hebungachse der östlichen Hohen Tauern streicht WNW—ESE. Als hydrothermale Ausfüllungen von Querklüften senkrecht zur Hebungachse sind die regelmäßig NNE-streichenden Goldquarzgänge ausgebildet (Tauerngoldlagerstätten des Gastein-Sonnblickgebietes). Auch das System der Gasteiner Thermalspalten folgt dieser Richtung.

Typische eiszeitliche Trogtäler sind das Kötschach-, Anlauf- und Seebachtal. Endmoränen (wahrscheinlich Schlernstadium) liegen beim Bahnhof Badgastein und bei Malnitz am Eingang des Mallnitzer Tauerntales (Taf. 14). Gletschertöpfe in Badgastein. Hanggleitungen der Westflanken des Graukogels und Hohen Stuhles bei Badgastein. Bergsturz südlich Mallnitz. Morphologisch tritt vor allem der Kontrast zwischen Gneis- und Schieferhülleregionen in Erscheinung. Die NNE-streichenden kratonischen Reißklüfte sind im Gneisgebiet gut zu sehen.

2. Lend--Badgastein.

Die Rauthwacke bei Lend (Taf. XIII, Fig. 5) bezeichnet den Nordrand des unterostalpinen Fensterrahmens (Klammkalkzone) gegen die Phyllite der Grauwackenzone. In der Gasteiner Klamm sind die Klammkalke (wahrscheinlich Jura, undeutliche Korallenreste) mit zwischengeschalteten Serizitphylliten aufgeschlossen. Walzenkörper. B-Achsen streichen E—W und fallen mit 20 bis 25° nach W ein. Bei Klammstein (150 m über der Talsohle des Salzachtales) ist die Talstufe überwunden; neben der Straße Steinbruch in teilweise marmorisiertem Klammkalk. B-Tektonite, deren Reißklüfte (ac-Fugen) von farblosem Kalzit ausgeheilt sind.

Westlich über Dorfgastein die marmorisierten Kalke des Bernkogels in Begleitung von Quarziten, Schwarzphylliten und phyllitischen Kalklagen, steil nördlich einfallend (Tauernschieferhülle). Östlich über dem Tal das Radstätter Mesozoikum des Schuhflickers (Unterostalpin). Auf der Weiterfahrt wird die breite nördliche Tauernschieferhülle gequert (flaches nördliches Einfallen). Vielfache Wechsellagerungen von Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer (Asbestbergbau Laderding). Blick auf die Kalkglimmerschieferwände der Türchlwand (westlich über Bad Hofgastein). Bad Hofgastein erhält das Thermalwasser mittels Rohrleitung aus den Thermalquellen von Badgastein.

Eintritt in die Zentralgneisregion bei der Angertalmündung südlich Bad Hofgastein. Angertalmarmor liegt über dem granitischen Augengneis (kleine Kalkmarmorbrüche an der westlichen Talflanke und weithin sichtbare Kalkmarmorfelsen in der Remsachschlucht an der östlichen Talflanke). Der granitische Augengneis steigt mit 20° Neigung nach S an. Großartiger Blick in das Kötschachtal. Schön ist die Auflagerung der Schieferhülle über dem südwärts ansteigenden granitischen Gneis in der Kötschachtal-N-Flanke zu sehen. Im Hintergrund des Kötschachtales die vergletscherte zentrale Gneisgranitregion (Tischlerkarkopf, Tischlerspitze).

3. Badgastein (siehe Abb. 2).

Tektonische Talanlage (NNE-streichendes Klufsystem) und 200 m hohe morphologische Talstufe bedingen den Austritt der radioaktiven Thermalwässer. Temperaturen bis 47° C. Fassung in anstehendem Fels (granitischer Gneis). Die Klüfte sind besonders im neuen Aufschluß hinter dem Hotel Austria (am linken Ufer neben dem berühmten Wasserfall) und an der „Hohen Brücke“ (erreichbar auf dem Fußsteig am rechten Ufer) gut sichtbar. Verwerfung der Pirkerhöhe (Talriegel gegenüber dem Bahnhof) mit invers südgeneigter Gneisbankung, Gletschertöpfe, Ausblick auf den Radhausberg mit dem morphologisch deutlich erkennbaren Ausbiß der Goldquarzgänge und der Radhausbergfäule (kratonische Mylonitzone im Radhausbergkar).

4. Stubnerkogel (2248 m Seehöhe).

Über dem granitischen Gneis wird 200 m unter dem Gipfel der Angertalmarmor erreicht (flach nördlich einfallend). Über dem Angertalmarmor folgt Schwarzphyllit, auf dem das Berghaus der Seilbahn steht. Darüber lagert am Gipfel Kalkphyllit, Kalkmarmor und Quarzit.

Ausblick nach Westen (Taf. XIII, Fig. 3): Besonders eindrucksvoll ist der vom Angertalmarmor ummantelte Gneisdom. Er steigt aus dem Gasteiner Tal über die Angertal-N-Flanke, Eckelgruben, Erzweis zum Silberpfennig aufwärts. Die Firstlinie des Domes befindet sich südlich des Silberpfennigs. Jenseits der WNW-streichenden Firstlinie (Pochartgewölbe) taucht der Gneisdom im Gasteiner Naßfeld (in der Fernsicht verdeckt vom Zitterauer Tisch) flach nach Süden unter. Er wird dort von der Mallnitzer Mulde überlagert: Kalkphyllite am Hocharn, Schareck und Geißelkopf. Auf die Mallnitzer Mulde ist mit einer gewaltigen, mehrere 100 m hohen radförmigen Stirne der Sonnblickgneiskern mit NE-Vergenz aufgeschoben. Im westlichen Hintergrund: Die Schieferhülle der Großglockner-Depression (Hoher Tenn, Wiesbachhorn, Hohe Dock und Johannisberg). Fig. 4 zeigt im Detail Differentialbewegungen, Schuppungen und Faltungen im Mantel des Gneisdomes. Trotz der Gesteinsmetamorphose und sekundären Differentialtektonik spricht das großtektonische Bild des Gneisdomes dafür, daß hier ein ursprünglicher Transgressionsverband des marinen Mesozoikums über altem granitischem Grundgebirge vorlag, der dann alpidisch umgeprägt wurde.

Ausblick nach Nordost: Vom Gasteiner Tal steigt der Gneisdom längs der Kötschachtal-N-Flanke an. Schwebende Lagerung der unterostalpinen Triasdolomitberge der westlichen Radstätter Tauern über der Tauernschieferhülle. Links von der Dolomitskappe des Zederhauser (Riedinger) Weißecks ist in der Ferne der Hochgolling sichtbar (ostalpinen Altkristallin der Schladminger Masse im Hangenden der unterostalpinen Radstätter Decken). Darüber folgt die Grauwackenzone (Fig. 3) und die Mauer der nördlichen Kalkalpen vom Steinernen Meer bis zur östlichen Dachsteingruppe.

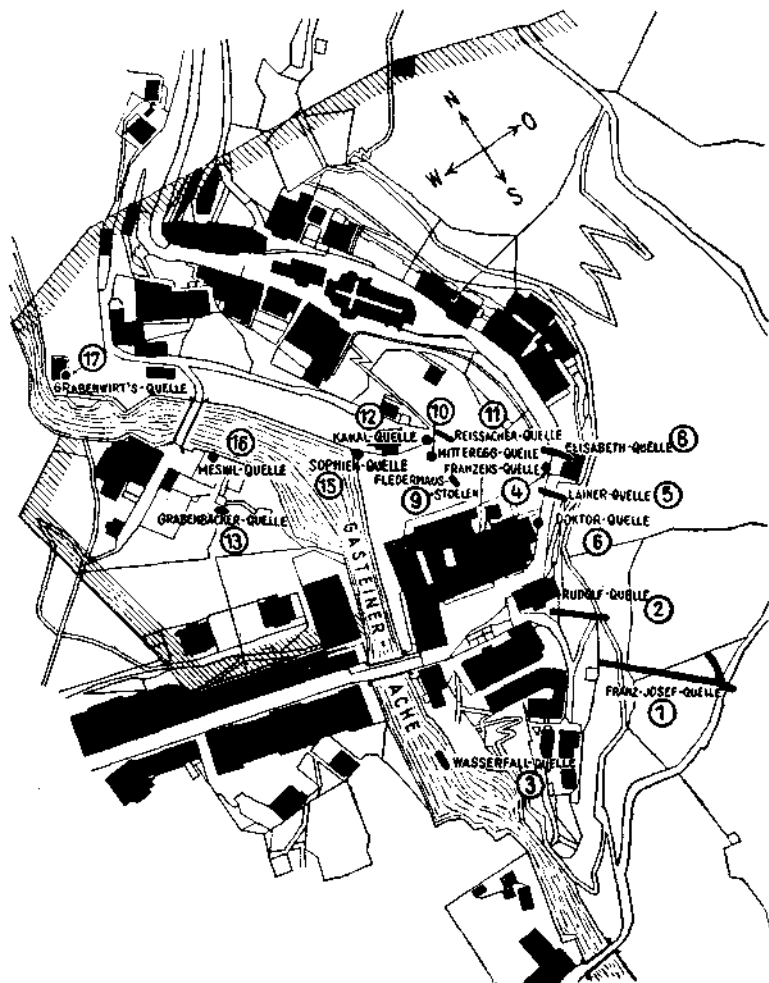


Abb. 2. Thermalquellen in Badgastein. Nach neueren Untersuchungen von F. Scheminzky. (Aus: A. Windischbauer, Die natürlichen Heilkräfte von Badgastein, Wien, 1948.)

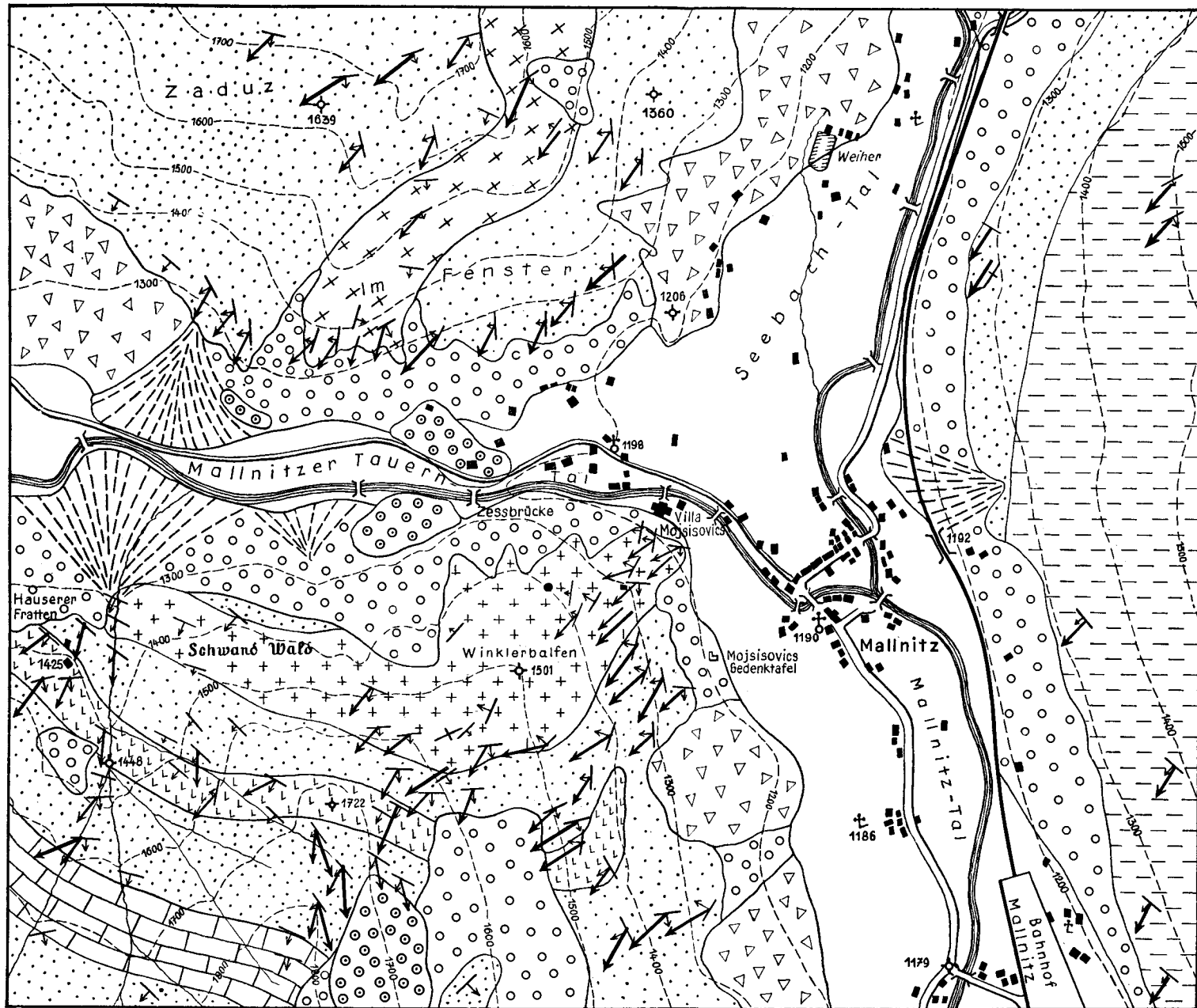
Die Quellen sind nach der Höhenlage geordnet und mit den heute üblichen Namen versehen:

1 Franz-Josef-Quelle (1034 m); 2 Rudolf-Quelle (links 1019 m, rechts 1018 m); 3 Wasserfall-Quelle (obere 1015 m, untere 1011 m); 4 Franzens-Quelle (1006 m); 5 Laimer-Quelle (1006 m); 6 Doktor-Quelle (1002 m); 8 Elisabeth-Quelle (Hauptquelle 996 m, Südaustritt 995 m); 9 Fledermaus-Stollen (983 m); 10 Mitteregg-Quelle (976 m); 11 Reißacher-Quelle (975 m); 12 Kanal-Quelle (972 m); 13 Grabenbäcker-Quelle (968 m); 15 Sophien-Quelle (964 m); 16 Mesnil-Quelle (962 m); 17 Grabenwirths-Quelle (954 m).

Ausblick nach Osten und Südosten: Zentralgneislandschaft mit den steilen Tiefenstrukturen (Einengungstektonik) der Mallnitzer Querfalte (siehe Fig. 1 und 2). Vom gneisgranitischen Hochalmkern ist das Säuleck sichtbar, während die Hochalmspitze selbst vom Ankogel verdeckt wird. Ankogel und Maresenspitze werden von Amphiboliten und Mignatitgneisen der B-Gneis-Randzone des Hochalmkernes aufgebaut. Tief unten im Anlaufftal: Das Nordportal des Tauern隧ns. Der Tunnel durchfährt unter der Gamskarlspitze den gneisgranitischen Hölltor-Rotgüldenker (Römerkopf, Viehzeitkogel, Hölltorkogel, Tischlerkar, Keeskogel). Der Hölltor-Rotgüldenker ist von zentraler (teilweise granitisierter) Schieferhülle rings ummantelt (Seebachmulde im SE, Woiskenmulde im W, Silbereckmulde im N). Die fahlen Glimmerschieferwände der Seebachmulde queren das oberste Anlaufftal (Ebeneck, Wände unter dem Hannoverhans, Grubenkarscharte). Die Glimmerschiefer der Woiskenmulde überschreiten in den Woiskenköpfen den wasserscheidenden Tauernhauptkamm. Über die NE-Flanke der Radhausberggruppe (Fig. 3) ziehen die Glimmerschiefer ins Naßfelder Achenal hinunter. Der Radhausberg-Unterbaustollen (Fig. 8) durchörtert die Woiskenmulde. In der streichenden Fortsetzung sind hoch oben über Badgastein die Glimmerschiefer-Plattenhänge des Hohen Stuhles und des Graukogels zu sehen. Dann stellt sich in der streichenden Fortsetzung der Woiskenmulde das auffallende Kalkmarmorband in der steilen N-Flanke des Kötschachtales ein. In der Scharte nordwestlich vom Leitenkopf (Glaserkogel) überschreitet das Marmorband den Grat und setzt jenseits ins Großarlital fort (Silbereckmulde). Zwiebschalenförmig liegen höhere Gneisdecken westlich über der Woiskenmulde (granosyenitischer Gneis der Romatedecke und hybrider granitischer Gneis der Siglitzdecke). Am Flugkogel befindet sich eine höhere Gneislamelle in der nördlichen Schieferhülle.











Morphologisch deutlich ist der Radhausberg-Hauptgang (Goldquarzgang) mit seinen beiden Hangendgängen und die Radhausberg-Fäule (Fig. 3). Auch der Erzgang der Erzwies (Fig. 3) streicht in NNE-Richtung, parallel den Radhausberggängen und parallel den Goldquarzgängen des Hohen Goldberges und der Goldzeche. Alle diese steilen, meist östlich einfallenden Goldquarzgänge sind senkrecht zur WNW-streichenden und flach westlich einfallenden Firstlinie der kratonischen Aufwölbung des Gneisdomes orientiert. Es ist gut zu sehen, daß das Badgasteiner Kluftsystem in der streichenden Fortsetzung der Radhausberg-Goldquarzgänge liegt. Noch jünger sind die Verwerfungen und Zerrüttungszonen (Fäulen). Besonders deutlich sind die kleinen Verwerfungen des Angertalmarmors in der Westflanke des Stubnerkogels.

Vom Südkamm des Stubnerkogels Ausblick auf den Großglockner und Hohen Dachstein. 700 m südlich vom Gipfel erreicht man unter dem Angertalmarmor die tektonische Schuppenzone an der Grenze des granitischen Gneises. Interessant sind die aus Gneisphylloniten hervorgehenden Serizitquarzite: Quarzanreicherung als Ergebnis intensiver Durchbewegung des granitischen Gneises. Stoffwechsellerscheinungen im Zuge der Gesteinsdurchbewegung.



Flächiges Parallelgefüge:
 Streichen u. Fallen der Haupt-S-Flächen
 0-30° 30-60° 60-85° 85-90°

Lineares Parallelgefüge:
 Streichen u. Fallen der Faltenachsen
 0-30° 30-60°

-  Talalluvionen
-  Gehängeschutt und Bachschuttkegel
-  Bergsturz
-  Moräne
-  Grünschiefer
-  Kalkmarmor
-  Granatphyllit, Glimmerschiefer etc
-  Biotit-Chloritgneis
-  Granosyenitischer Gneis der Romatedecke
-  Granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüdenkernes



Tafel XIV. Geologische Umgebungskarte von Mallnitz, aufgenommen von Ch. Exner, 1947. (Jb. Geol. B.-A., 93. Bd., 1949.)

5. Radhausberg—Unterbaustollen.

Auf der Halde Einblick in die Gesteinsserien (Woiskenmulde, Riesenaugengneis, flasriger granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerne). Kluftminerale (Blätterspat, Desmin, Anflüge sekundärer Uranminerale). Stollenbefahrung (Fig. 8): Granosyenitischer Gneis, Granisationszone der Woiskenmulde, Mikroklinporphyroblasten, Hitzeklüfte (bis 42° C).

6. Tauerntunnel—Durchfahrt.

Forellengneise im Mauerwerk des Bahnhofgebäudes Böckstein. Die Muskowitflaser („Forellen“) sind granatführend. Der 8,5 km lange Tauerntunnel ist beinahe längs der gesamten Strecke im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerne getrieben. 400 m vor dem Südportal tritt die Tunnelröhre in den Glimmerschiefer der Seebachmulde ein. Nach Verlassen des Tunnels schöner Blick nach NE ins Seebachtal und auf den Ankogel. Blick nach W ins Mallnitzer Tauerntal: Einfallen der Kalkphyllite der Mallnitzer Mulde (Zedölnig) unter die Gneisstirn des Sonnblickkerne.

7. Umgebung Mallnitz.

(Siehe Taf. XIV und Taf. XIII, Fig. 1 und 2.)

Ähnlich der Maggiaquerfalte (Tessin) und der Seidlwinkelquerfalte (Großglocknergebiet) ist die nähere und weitere Umgebung von Mallnitz durch N—S-streichende Faltenachsen (B-Achsen) gekennzeichnet. Die Faltung (Mallnitzer Querfalte) erfolgte quer zum regionalen Alpenstreichen und ist durch die alpidische Einengungstektonik der tiefen Gneiskernkörper bedingt (tieftauerider Baustil). Die Profilsreihe der Fig. 2 ist senkrecht zur Faltenachse des Hölltor-Rotgüldenkerne gelegt (Fig. 1). Die halbmondförmige Gestalt des Hölltor-Rotgüldenkerne ist erkennbar. Er taucht 1 km westnordwestlich der Ortschaft Mallnitz als steile Antiklinale nach Süden unter (Taf. 14). Die Schieferkappe der Hindenburghöhe (Hindenburgsäule über der Ortschaft Mallnitz) sitzt der Gneisantiklinale auf und verbindet den steil inversen Ostschenkel der Antiklinale (Seebachmulde) mit dem flachen Westschenkel (Woiskenmulde). Die Glimmerschiefer der Seebachmulde ziehen schräg an der Seebachtal-N-Flanke aufwärts und erreichen den Kamm in der Luggascharte und am Ebeneck. Westlich der Ortschaft Mallnitz, am Waldrand das Denkmal des Geologen E. v. Mojsisovics. Daneben der Felssporn der granosyenitischen Gneisantiklinale (Romatedecke).

8. Mallnitz—Obervellach.

Bergsturz und Talstufe südlich Mallnitz. Das Abrißgebiet des Bergsturzes befindet sich in der Südflanke des Maresen-WSW-Kammes. Querung der Mallnitzer Mulde: Kalkphyllite und Grünschiefer der Lonzhöhe (westliche Talflanke). Blick in das Dössener Tal (östliche Talflanke): Riesengneise der B-Gneiszone des Hochalmkerne

und darüber mesozoische Schieferhülle (Kalkphyllite und Grünschiefer des Sickerkopfes). Blick auf das Altkristallin der Kreuzeckgruppe im Süden. Granitischer Augengneis (lamellenförmige Südostfortsetzung des Sonnblickgneiskernes) an der Straße gegenüber Schloß Groppenstein. Im Mölltal, an der Straße zwischen Obervellach und Kleindorf, sind bei Söbriach altkristalline Paragneise, Amphibolite und Glimmerschiefer aufgeschlossen.

9. Ausblick von Obervellach nach Westen (S. Prey).

(Taf. XVI, Fig. 5.)

Bereits oberhalb der Ausmündung des Mallnitzbaches ins Mölltal eröffnet sich allmählich der Blick ins Mölltal aufwärts. Von Obervellach nach Westen zeigt sich die Sadniggruppe, die sich dort breit quer vor das Mölltal legt. Im Süden bestehen die weniger gegliederten Berge derselben aus oberostalpinem Altkristallin, vorwiegend Glimmerschiefern, auch etwas Schiefergneis. An der Einsenkung des Kammes zum Wurtental wird dahinter die zum Schobertörl steiler abfallende Makernispitze (2644 m) sichtbar. Sie wird von Gesteinen der Matreier Zone (unterostalpin) aufgebaut. Das beigegebene Profil zeigt ihren Aufbau und auch die Untergrenze, die noch nördlich des Schobertörls flach über die aus Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern mit Grüngesteinen bestehende Schieferhülle der Rote Wand-Gneisdecke übergreift.

Etwa am Fuße der Makernispitze liegt der jetzt gänzlich verfallene Bergbau Großfragant auf über 1700 m Seehöhe im Talkessel. Bis nach dem ersten Weltkrieg wurden hier mehrere Lager von Kupfer- und Schwefelkies in Grünschiefern der Matreier Zone ausgebeutet und auf äußerst kompliziertem und langem Wege — was wesentlich zum Erliegen des Bergbaues beigetragen hat — mit Hilfe von Rollbahnen und Seilbahnen zur Eisenbahn befördert.

Am Südhang des Wurtentales und am Grafenberg ist die Matreier Zone bereits ganz schmal geworden. Darunter folgt die Rote Wand-Gneisdecke, ferner Schieferhülle und Zentralgneis des Sonnblickmassivs.

10. Rote Wand-Gneisdecke bei Kleindorf (S. Prey).

(Taf. XIII, Fig. 6.)

Bei Kleindorf führt der Weg über den Schwemmkegel des Wollnitzbaches aufwärts. Die Steinmauern am Wegrand bieten einen guten Überblick über die im Einzugsgebiet anstehenden Arten von Sonnblick-Zentralgneis.

Ein wenig östlich der Mündungsschlucht steht ein Kalkofen bei einem Steinbruch, der schöne Kalkglimmerschiefer, teils kalkreicher, teils mehr phyllitisch, stellenweise reich an Pyrit, aufschließt. Am Westrand des Steinbruches stößt ein Grünschieferband an einer Querstörung gegen diese Kalkglimmerschiefer.

In der Mündungsschlucht selbst ist das beiliegend skizzierte Profil aufgeschlossen. Es gibt einen Querschnitt durch die untersten Teile

der Schieferhülle der Rote Wand-Gneisdecke (Kalkglimmerschiefer mit kleinen Grünschieferbändchen mit einer Lage schwarzen Phyllites an der Basis). Darunter das Band der Rote Wand-Gneisdecke selbst (Modereckdecke L. Kobers), bestehend aus grüngrauen, schuppigen, kleinaugigen Gneisen, die stellenweise in glimmerschieferartige Typen übergehen und deren liegendste Teile besonders glimmerschieferartig mit quarzreichen Lagen erscheinen. Sie werden begleitet von Trias-Marmoren im Hangenden und Liegenden und auch durch eingeschuppten Marmor geteilt. Im Liegenden des Liegendmarmors werden noch die dunklen, kalkarmen Phyllite der bereits zum Sonnblickkern gehörigen Schieferhülle sichtbar (Fleißmulde L. Kobers).

11. Obervellach—Möllbrücke (Ch. Exner).

Der auffallend regelmäßig NW—SE gerichtete Verlauf des Mölltales zwischen Obervellach und Möllbrücke ist tektonisch bedingt („Drau—Möll-Linie“). Das ostalpine Altkristallin greift am Danielsberg und bei Mühldorf auf die nördliche Talflanke des Mölltales über. In wilden, von der Tauernbahn überbrückten Schluchten schießen die steilen, teilweise invers nördlich einfallenden Randzonen des Tauernfensters ins Tal. Der granitische Augengneiszug in der Fortsetzung des Sonnblickkernes streicht in den Felswänden unter der Eisenbahnstation Obervellach durch und ist bei der Eisenbahnhaltestelle Penk aufgeschlossen. Dieser Gneis-„Stiel“ des Sonnblickkernes liegt in der Schieferhülle. Die Schieferhülle schmiegt sich hoch oben längs der Nordflanke des Mölltales den steil südlich eintauchenden B-Gneisen (Migmatitgneise, Amphibolite, Riesenlagengneise) der Reißbeckgruppe an. Es handelt sich um den B-Gneismantel des Hochalmkernes, der vom Ankogel über Maresen, Gröneck, Kampleck, Großes Reißbeck, Hohe Leier, Gemeineck in breiter Front in die Katschbergzone (Tauernostende) einbiegt. Das in Bau befindliche Reißbeck-Kraftwerk sammelt die Wässer aus der Hochregion der Reißbeckgruppe (Großes Reißbeck, 2959 m) und nützt die beachtliche morphologische Reliefenergie (Mölltal bei Kolbnitz, 615 m Seehöhe). Bei Mühldorf ist eine granitische Gneislamelle der steil nördlich einfallenden Schieferhülle eingeschaltet.

Wo die Möll bei Möllbrücke in die Drau mündet, weitet sich das Tal zum breiten Becken von Spittal an der Drau—Millstättersee. Eiszeitliche Ablagerungen bedecken die breite Terrasse im Norden, deren Felsgerüst samt dem bewaldeten nördlichen Hügelzug aus Gneisen und Glimmerschiefern des ostalpinen Altkristallins besteht. Eine charakteristische Gehängekante markiert die Grenze zur Schieferhülle des Tauernfensters. Hier blicken wir auf das Südostende des Tauernfensters. Die Schieferhülle biegt aus dem Mölltal in die N—S gerichtete Katschbergzone (Tauernostrand) bogenförmig ein. Die isoklinal südöstlich fallenden Riesenlagengneise tauchen wie ein „sinkendes Schiff“ (nach dem Ausspruch von P. Termier, 1912) unter die ostalpine Decke. Diesen morphologischen Eindruck vermitteln die isoklinal südöstlich einfallenden Riesenlagengneise des Kammes Reißbeck—Hohe Leier—Hühnersberg. Bedeutend großartiger

wird dasselbe Phänomen weiter nördlich in der eigentlichen Katschbergzone bis in den Lungau. Erwähnt sei, daß 8 km ostnordöstlich Möllbrücke auch wiederum unterostalpine mesozoische Schollen an der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und ostalpinem Altkristallin in recht bedeutendem Ausmaße vorhanden sind. Diese Schollen vermitteln zwischen der südlichen Fortsetzung der Radstätter Tauern (Katschbergzone) und der Matreier Zone. Der Rückblick nach Nordwesten zeigt in der Ferne den markanten Gipfel der Roten Wand und die Matreier Zone der Makerni Spitze.

Literatur:

- 1923: Kober, L.: Das östliche Tauernfenster. Ak. Wiss. Wien. Denkschr. math.-naturw. Kl. **98**.
- 1926: Winkler-Hermaden, A.: Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. — Jb. Geol. B.-A. **76**.
- 1927: Hammer, W.: Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). — Jb. Geol. B.-A. **77**.
- 1932: Fisch, W.: Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend. — Ecl. Geol. Helv. **25**.
- 1937: Kieslinger, A.: Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern. — Leobner Bergmannstag.
- 1937: Angel, F. und Staber, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — Miner. u. Petr. Mitt. **40**.
- 1938: Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien.
- 1939—1942: Exner, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal (3 Teile). — Jb. Geol. B.-A. **89**; Mitt. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B.-A.) 1940 und Mitt. d. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien) **35**.
- 1940: Klebelsberg, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Z. D. Geol. Ges. **92**.
- 1948: Windischbauer, A.: Die natürlichen Heilkräfte von Badgastein. — Wien.
- 1949: Exner, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tscherm. Miner. u. Petr. Mitt. (3. F.) **1**.
Exner, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. — Jb. Geol. B.-A. **93**.
- 1950: Exner, Ch.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. Jg. **95**.
- 1950: Scheminzky, F.: Der Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein und seine unterirdische Therapiestation. — Bad Gasteiner Badeblatt Nr. 42 bis 45.
- 1951: Exner, Ch. und Pohl, E.: Granosyenitischer Gneis und Gesteinsradioaktivität bei Badgastein. — Jb. Geol. B.-A. **95**.
- 1951: Exner, Ch.: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. — Tscherm. Miner. u. Petr. Mitt., 3. F., **2**.

VI. Drautal (Möllbrücke—Iselsberg)

Nikolaus Anderle.

Mit einem Beitrag von Siegmund Prey.

1. Geologische Übersicht.

Nach der Vereinigung des Mölltales mit dem Drautal führt die Exkursion in westlicher Richtung durch das obere Drautal, welches bei Dölsach durch die Abzweigung auf den Iselsberg wieder verlassen

wird. Sie folgt also in diesem Abschnitt der allgemeinen west-östlich gerichteten Streichrichtung der alpinen Einheiten. Das Drautal zwischen Sachsenburg und Dölsach verläuft zum größten Teil entlang der tektonischen Grenze zwischen dem im Norden davon gelegenen ostalpinen Altkristallin und dem im Süden davon streichenden und aus kalkalpinen permotriadischen Gesteinen bestehenden Drauzug.

Die Anlage des Drautales ist allerdings nicht durchwegs an die Grenze der tektonischen Zonen gebunden, sondern seine Anlage wurde durch jüngere Dislokationen, die im Raum des Drauzuges durch divergierende alpine und dinarische Störungsrichtungen bedingt sind, geschaffen (Abb. 3).

Die Gesteinsfazies der Kreuzeck- und der südlich des Drauknies bei Sachsenburg gelegenen Goldeckgruppe entspricht dem ostalpinen Kristallin. Nach H. Beck weist der Aufbau der nördlich des Drautales gelegenen Kreuzeckgruppe überraschende Ähnlichkeiten mit Deferegen auf. Die nördlich gelegene Sandniggruppe und der Polinik bilden eine Scholle, welche aus Biotit-, Flaser-, Augen-Gneisen und Biotit-Glimmerschiefern, sowie aus am Polinik vorkommenden Granodioritgneisen aufgebaut ist. An der Südseite der Polinikscholle treten Glimmerschiefer mit Marmorzügen auf; auch eklogitische Gesteine und mächtige Züge von Orthogneisen sind vertreten. Diese Randzone folgt im Streichen im allgemeinen dem Tauernrand.

Der südliche Teil der Kreuzeckgruppe besteht aus granatführenden Phylliten. Von Dölsach nordostwärts über den Sattel von Zwischenbergen ist Palaeozoikum (dunkle Phyllite, graugrüne, vermutliche Porphyroidschiefer) eingefaltet.

Den Südrand dieser Granatphyllitzone bilden mächtige Vorkommen von Muskowit-Ortho-Gneisen. Südlich davon bis zur Drau liegen Glimmerschiefer mit Granat; auch Schiefergneise mit Einlagerungen von Amphiboliten sind verbreitet.

Die südlich des Drauknies von Sachsenburg gelegene Goldeckgruppe zwischen Greifenburg und Paternion bildet die Fortsetzung der Kreuzeckgruppe. Das vorherrschende Gestein im Goldeckzug sind Glimmerschiefer. In diesen Glimmerschiefern sind Glimmerquarzite, Pegmatite, Amphibolite und mächtige Lagen von Marmor eingelagert. Bemerkenswert ist das südlich an das Kristallin sich anschließende und teilweise im Stockenboier-Graben verfolgbare Palaeozoikum. Die Hauptgesteine sind Quarzphyllite, schwarze und graue Tonschiefer, sowie manchmal eingeschaltet Diabas-Abkömmlinge. In der Schieferserie sind blaugrau-weiße Bänderkalke, sowie feinkörniger blaugrauer Dolomit eingefaltet. Über das Alter dieser palaeozoischen Schichten ist noch wenig bekannt.

Durch H. Beck sind in der westlichen Fortsetzung nördlich der Drau schon im Bereich des südlichen Abschnittes der Kreuzeckgruppe an mehreren Punkten (Emberger-Alm, Gaugenbühel und Radelberger-Alm) mehrere Einschüppungen von palaeozoischen Schichten gefunden worden. In den palaeozoischen Schichten ober der Emberger-Alm hat I. Peltzmann (1940) durch einen Trilobitenfund (*Ellipsocephalus* sp.) kambrisches Alter festgestellt, was besonders verdient, hervorgehoben zu werden, weil es sich hier um

das einzige bisher fossilmäßig nachweisbare Kambrium in den Alpen handelt.

An der Südseite wird das Drautal zwischen Steinfeld und Lienz von den aus permo-triadischen Gesteinen bestehenden Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen begrenzt.

Die Schichtfolge beginnt mit dem Grödener Sandstein (an der Basis Verrukano), welcher mit scharfer Diskordanz im Westen auf ostalpinem Kristallin und im Osten im Bereich der Goldeckgruppe auf den oben erwähnten palaeozoischen Gesteinen auflagert. Ohne sichere Grenze liegen über den Grödener Sandstein Werfener Schiefer, womit die Trias einsetzt. Es folgen Muschelkalk, Partnachschichten und der (erzführende) Wettersteinkalk (Gailtaler Alpen). In den Lienzer Dolomiten folgt ein mehr unreiner, dünnplattiger, häufig bituminöser und dolomitischer Kalk. Die Karnische Stufe wird von schwarzen Tonschiefern und Schiefertönen eingeleitet, welche nach oben in sandige Schiefer, Mergelkalke, oolithische Kalke übergehen. Den oberen Teil der Karnischen Stufe vertreten Rauhewacken, mergelige Kalke und dolomitische Gesteine. Darüber folgt der besonders in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten verbreitete Hauptdolomit, während am Südostende dieses Gebirgszuges im Dobratschgebiet bereits die auch in den Karawanken verbreiteten Dachsteinkalke vorherrschend sind. Südlich des Weißen-Sees auf der Naggler-Alm und in den Lienzer Dolomiten sind Rättschichten als Kössener Schichten in größerer Mächtigkeit vertreten. Sie zeigen eine Wechsellagerung von plattig-mergeligen Kalken, Kalkschiefern, Dolomiten und Tonschiefern. Wegen mancher Ähnlichkeit einzelner Gesteine, besonders in den Gailtaler Alpen, mit gleich alten der Nordalpen wurde diese Trias von manchen Forschern mit den Ablagerungen des bayrisch-tirolischen Faziesbereiches verglichen.

Jurakalke sind nur in geringer Entwicklung in den Lienzer Dolomiten und in den Gailtaler Alpen bekannt geworden. In den Gailtaler Alpen sind rote Liaskalke und rote Hornsteinkalke vertreten. In den Lienzer Dolomiten ist der untere Teil des Lias durch dünnbankige, rote oder grüngraue Hornstein-führende Kalke in Verbindung mit Hornsteinkalken und Fleckenmergel entwickelt, die dort das Hangende der den Weißstein aufbauenden rhätischen Korallenkalk bilden, während der obere Teil des Lias durch bunte Breccien und rote Hornsteinkalke vertreten ist. H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani haben auch die den nördlichen Kalkalpen eigentümlichen Aptychenkalke des Oberjura am Ausgange des Röttenbachgrabens nachgewiesen. Ebenso ist auf Grund der Feststellungen von H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani Unterkreide in der Ausbildung von flyschartigen Sandsteinen eingefaltet.

Die Gailtaler Alpen beherbergen größere Blei- und Zinkerzlagertstätten. Solche Lagerstätten sind im Osten am Bleiberger Erzberg, im Gebiet von Rubland, bei Mitterberg und nördlich von Hermagor, sowie im Westen im Jaukengebiet, verbreitet. Die Erzgänge sind an das Vorkommen von Carditaschichten gebunden; nur wechselt das Muttergestein. Im Osten beherbergt der im Liegenden der Carditaschichten lagernde erzführende Wettersteinkalk die Lagerstätte, wäh-

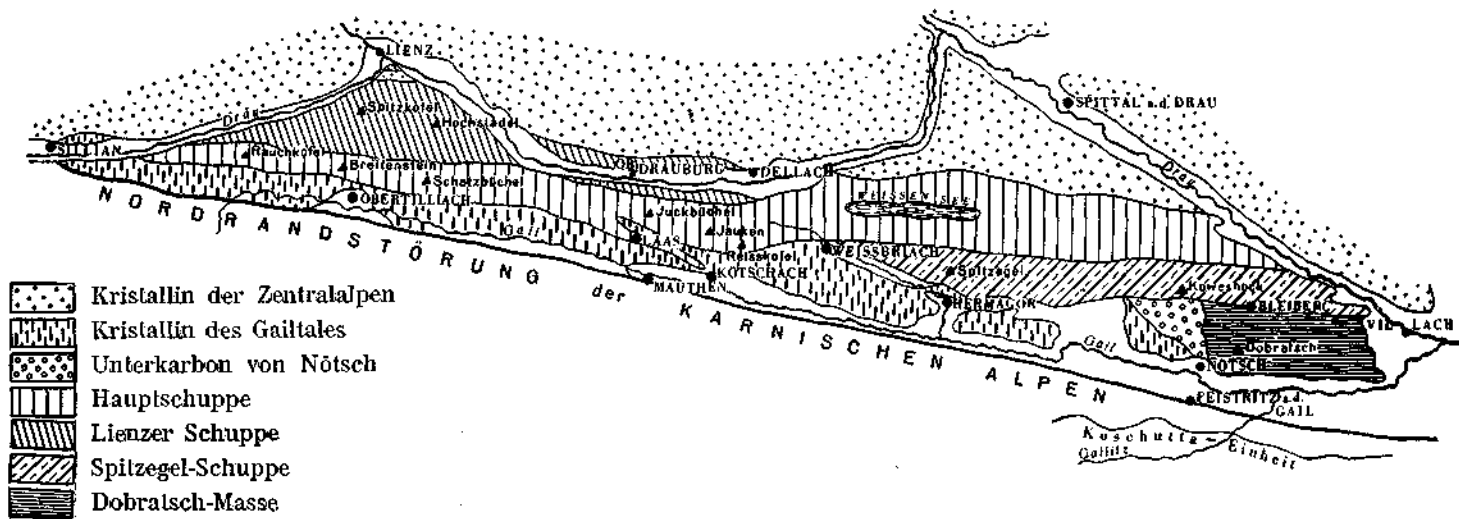


Abb. 3. Geologische Skizze des westlichen Drauzuges (nach F. Heritsch) aus F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 1950.

rend westlich von Nötsch der größere Teil der Bleierze in liegenden Teilen des Hauptdolomites verbreitet ist.

Die Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen gliedern sich in mehrere tektonische Einheiten (siehe Abb. 3, 4). Die Tektonik prägt sich nicht so sehr durch eine Faltenstruktur aus, sondern es herrscht vielmehr ein Schuppenbau vor. Wohl dürfte der Schuppenbau aus einer ursprünglichen Falten tektonik hervorgegangen sein, weil manchmal Synklinen noch feststellbar sind. Es lassen sich innerhalb des ganzen nördlichen Drauzuges vier tektonische Einheiten feststellen (Abb. 3), die aber nicht alle in der Längserstreckung überall vertreten sind. Die nördlichste Einheit bilden die Lienzer Dolomiten, welche auf den Westen beschränkt ist. Dann folgt die Haupteinheit, in welcher Rauchkofel, Breitenstein, Schatzbühel, Juckbühel, Jauken und Reißkofel die Hauptehebungen sind. Im östlichen Teil der Gailtaler Alpen liegt südlich der Haupteinheit die Spitzezeleinheit, an welche sich bei Nötsch die Gesteinsserie des Dobratschmassivs im Süden anschließt.

Das Schichtfallen ist entweder steil nach Süden gerichtet oder, wie in den Lienzer Dolomiten, fast saiger gestellt (Abb. 5). Jede tektonische Einheit ist in sich weiterhin verfaltet und verschuppt, so daß z. B. innerhalb der Lienzer-Einheit noch mehrere steilgestellte Schuppen zu erkennen sind, die durch die wechselvolle Schichtfolge sogar in ihren morphologischen Zügen leicht unterscheidbar sind. Vom Drautal aus gesehen lassen sich im Norden die Tristacher-See-Schuppe, südlich anschließend die Rauchkofelschuppe — wie sie H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani genannt haben — und schließlich im Süden davon die Hauptschuppe erkennen. In der Tristacher-See-Schuppe ist auch noch das Altkristallin eingefaltet. Besonders auffallend ist, daß in diesem Raum das Paläozoikum fehlt; zumindest ist über das Alter gewisser Phyllonite, welche an der Begrenzungszone zwischen der Trias des Drauzuges und dem im Kreuzeckgebiet verbreiteten Altkristallin vorkommen, noch wenig bekannt. Im Osten sind die Verhältnisse schon etwas geklärt. Besonders R. Schwinner hat auf die Berührungsflächen zwischen Paläozoikum und Altkristallin im Goldeckgebiet hingewiesen, wo die paläozoischen Quarzphyllite auf diaphthorischen Hangend-Glimmerschiefer des Altkristallins auflagern. Es handelt sich um variszische Bewegungsvorgänge, die die Diaphthorese an der Überschiebungszone hervorgerufen haben, während, wie R. Schwinner festgestellt hat, alpidische Bewegungserscheinungen häufig an der Grenze des Kristallins nur Kataklase verursacht haben.

2. Möllbrücke—Dölsach.

Von Möllbrücke—Sachsenburg wird zunächst noch in südlicher Richtung das ostalpine Kristallin durchquert. Steinbruch nördlich der Eisenbahnstation Möllbrücke mit Orthogneis und Glimmerschiefer.

Bei Kleblach—Lind erweitert sich der Blick durch die Änderung der Fahrtrichtung nach Westen, wodurch der Reißkofel und das Jaukengebiet (Abb. 4) an der Südseite des Drautales sichtbar wer-

den, die der oben bezeichneten Haupteinheit der Gailtaler Alpen angehören und entsprechend der sie aufbauenden Triaskalke und -dolomite hochalpine schroffe Gratformen aufweisen. Der morphologische Gegensatz zwischen dem Altkristallin der Kreuzeckgruppe im Norden und der alpinen Trias des Reißkofel- und Jaukengebietes läßt sich in westlicher Richtung sehr eindrucksvoll überblicken.

Bei Greifenburg keilt das südlich der Drau streichende Kristallin der Goldeckgruppe nach Westen aus und die die Gailtaler Alpen aufbauende nordalpine Trias grenzt direkt an das Drautal. Westlich von Greifenburg gewinnt man einen besonders eindrucksvollen Blick auf den Hochstadel, dessen Gipfelregion aus Hauptdolomit besteht und welcher bereits der Gruppe der Lienzer Dolomiten angehört. Die die schroffen Felsformen des Hochstadel umgebende Almregion liegt im Verbreitungsgebiet der Rhätschichten. Hochstadel, Laserz und Spitzkofel gehören tektonisch der Lienzer-Einheit an. Diese streicht östlich im Drautal aus.

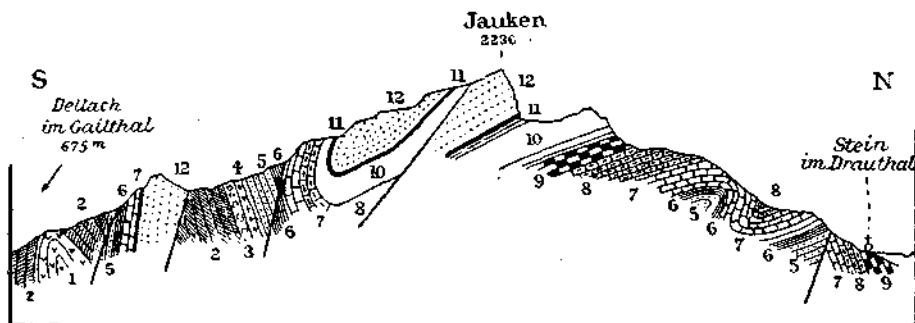


Abb. 4. Profil durch den Jauken (nach G. Geyer, 1894) aus F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 1950.

1 = Gneis, 2 = Glimmerschiefer, 3 = Grödnere Konglomerat, 4 = Quarzporphyr, 5 = Grödnere Sandstein, 6 = Werfener Schichten, 7–8 = Muschelkalk, 9 = dunkle Schiefer des Ladins, 10 = Wettersteinkalk, 11 = Raibler Schichten, 12 = Hauptdolomit.

Westlich von Dellach bis etwa in die Gegend von Nikolsdorf greift die Trias auf die Nordseite des Drautales über. Die Drau ist von der geologischen Grenze abgewichen und hat sich hier ihr Flußbett in Hauptdolomit eingeschnitten. Morphologisch läßt sich die geologisch-tektonische Grenze sowohl im Osten von Dellach als auch im Westen von Nikolsdorf ohne weiteres leicht überblicken, denn sie ist nördlich des den Rabantberg (1295 m) und Kolm (934 m) bildenden Höhenstreifens durch eine parallel zum Draufuß verlaufende Senke gekennzeichnet.

Das westlich von Oberdrauburg gelegene „Tiroler Tor“ — so genannt, weil hier die Grenze zwischen Kärnten und Tirol durchzieht — liegt beiderseits in Hauptdolomit, wodurch das Tal auf eine kurze Strecke wieder kalkalpine Formen annimmt, die bis westlich von Nikolsdorf anhalten.

Westlich von Nikolsdorf erweitert sich wiederum das Drautal und man gewinnt dadurch einen sehr schönen Blick auf das Tal-

dreieck von Lienz. Im Süden erheben sich fast senkrecht die schroffen Wandformen der Lienzener Dolomiten, während im Westen der Talabschluß durch den Rotstein-Berg gebildet wird und im Norden die Schleinitz den Abschluß bildet.

Wir gewinnen durch die Fahrt nach Dölsach und dann weiterhin auf den Iselsberg eine gute Übersicht über den tektonischen Bau der Lienzener Dolomiten.

Bei Dölsach wird das Drautal verlassen und die Strecke führt wieder im Altkristallin auf den Iselsberg, wo hauptsächlich, wie schon im allgemeinen Teil beschrieben, Orthogneise, Glimmerschiefer und Phyllite vertreten sind.

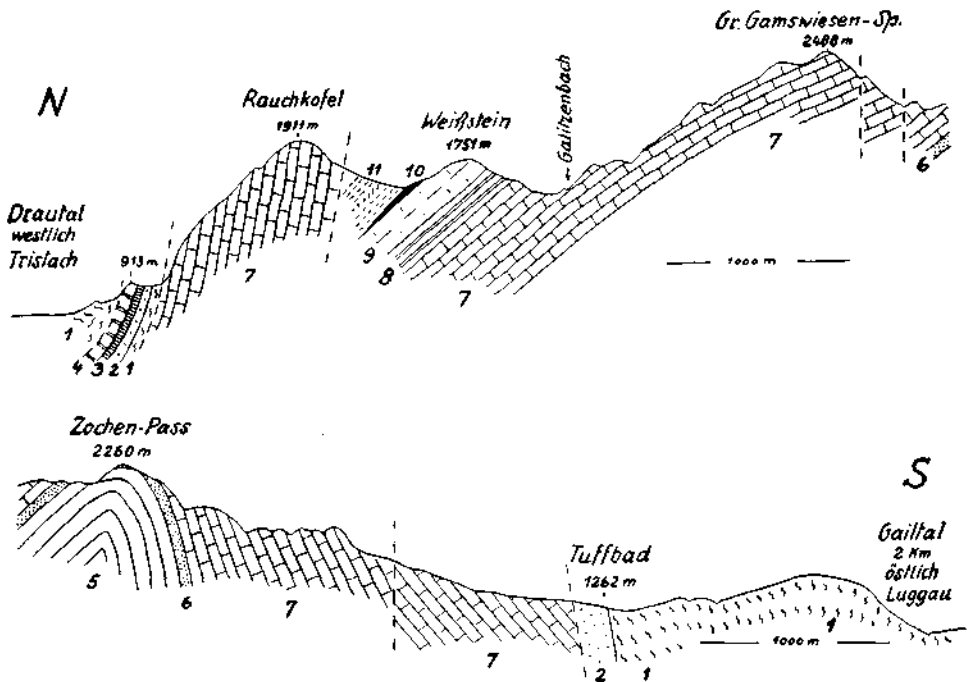


Abb. 5. Profil durch die Lienzener Dolomiten (nach R. Kleibelsberg, Jb. d. Osterr. Alpenvereins, 1950).

1 = Glimmerschiefer und Gneis, 2 = Konglomerat und Grödner Sandstein (Perm), 3 = Werfener Schichten, 4 = Muschelkalk, 5 = Wettersteinkalk, 6 = Raibler Schichten, 7 = Hauptdolomit, 8 = Kössener Schichten, 9 = Rifflkalk, 10 = roter Kalk des Jura, 11 = jüngere Schichten.

3. Ausblick auf die Lienzener Dolomiten vom Iselsberg. (S. Prey).

Gerade gegenüber bezeichnet eine waldige, das Drautal nur etwas über 200 m überragende Hügelkette vor der den Tristacher See beherrschenden Furche die erste der Schuppen, die Tristacher-See-Schuppe. An die Glimmerschiefer des Nordfußes grenzt von N nach S Muschelkalk, Werfener Schiefer, Grödener Sandstein und der liegende Glimmerschiefer in der Furche. Wesentlich höher erhebt sich der Hauptdolomit der Rauchkofelschuppe in dem schrof-

figen Rauchkofel (1911 m). Eine neuerliche Furche, verursacht durch jurassische und obertriadische, wahrscheinlich auch cretacische Schichten, trennt diese Schuppe von der mit ihnen stratigraphisch verbundenen Masse von Hauptdolomit des Hauptkammes der Lienzer Dolomiten. Dieser Hauptdolomit, dessen steilstehende Bankung die wilden zerrissenen Bergformen bedingt, baut links den Hochstadel (2680 m), daneben die beherrschend breit hingelagerte Laserzwand (Sand Sp., 2772 m), dann die Gr. Gamswiesenspitze (2488 m) und rechts den gegliederten Kamm des Spitzkofels (2718 m), des Wahrzeichens von Lienz, auf. Hinter diesen zeigen sich noch manche der südlicheren Berge, in denen eine Antiklinale aus ladinischem Kalk und Raibler Schichten durchzieht (Hallebachtörl—Zochempaß usw.). Über Lienz hinweg bilden die sanfteren Ausläufer der Schobergruppe mit der hinter der Stadt sich erhebenden Kuppe des Hochstein (2057 m), hauptsächlich aus Glimmerschiefern bestehend, einen ähnlich krassen Gegensatz zu den schroffen Kalkbergen der Lienzer Dolomiten, wie er uns allenthalben auch an der Grenze von Zentralalpen und Kalkalpen begegnet. Hier bildet das Drautal durchwegs die scharfe Grenze.

Literaturverzeichnis.

- Anderle, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. — Festband d. Jb. d. Geol. B.-A., Wien 1949—1951.
- Angel, F. u. Krajček, F.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Carinthia II, 129. Klagenfurt 1939.
- Beck, H.: Aufnahmeberichte. Blatt Mölltal. — Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1930—1939, jedesmal im 1. Heft.
- Cornelius, H. P. u. Furlan, Cornelius, M.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Berichte d. Reichsamts f. Bodenf., Wien 1943.
- Klebelsberg, R.: Geologie von Tirol. — Berlin 1935.
- Klebelsberg, R.: Die Lienzer Dolomiten. — Jb. d. Österr. Alpenvereines 1950.
- Möhr, H.: Ein geologisches Profil durch den Kolm bei Dellach im Oberdrautal. — Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1925.
- Pelzmann, I.: Fossilführendes Kambrium in den Ostalpen. — Carinthia II, 130. Klagenfurt 1940.
- Schwinner, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe. — Berichte d. Reichsamts f. Bodenf., Wien 1943.
- Schaffer, F. X.: Geologie der Ostmark. — Wien 1943.
- Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. — Wien 1950.

VII. Tauernfenster (Großglocknerstraße)

Siegmond Prey.

Mit einem Beitrag von Werner Heißel.

Geologische Karten:

Geologische Karte des Großglocknergebietes 1:25.000 von H. P. Cornelius und E. Clar. Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1935. Mit Erläuterungen.

Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See (5049). Wien 1935.

1. Geologische Übersicht.

a) Gesteinsbestand und Schichtfolge.

Penninische Schichtserien.

Das tiefste Niveau in den Hohen Tauern nehmen die — wie schon der Name sagt — inmitten der Schieferhülle mehr oder minder kuppelförmig aufragenden Zentralgneise ein. Es handelt sich in der Hauptsache um Zweiglimmergneise mit Übergängen in granitische Gesteine, anderseits in durch heftige Verschleifung entstandene Schiefer. Randlich sind sie oft mit basischeren Gesteinen, zum Teil durch Intrusivkontakt verbunden. Sie werden in diesem Teil des Exkursionsweges nicht berührt und liegen nur gelegentlich im Blickfeld.

Die Schieferhülle läßt sich in mehrere Abteilungen gliedern. Zuerst liegen dunkle Glimmerschiefer und Phyllite, oft mit Albit und Granat, öfter verbunden mit hellen Glimmerschiefern, ferner auch Quarzitbändchen, Chloritoidphylliten u. dgl. Sie werden von H. P. Cornelius zum größeren Teil als Paläozoikum betrachtet, in besonderem Maße aber gilt dies von der „Schwarzkopffolge“, die aus ähnlichen Gesteinen, aber mit größerem Graphitreichum, besteht.

Über einer Folge von Quarziten, Quarzitschiefern, Chloritoidschiefern, selten auch Rhätizitschiefern folgt die Trias mit oft mächtigen Rauhwacken, grauen und gelben Dolomiten, weißen oder grauen Kalkmarmoren und Gips. Diese Gesteinsfolge, besonders aber die Trias, liegt im Bereich der Rote Wandgneis—Seidlwinkeldecke auf schuppigen, glimmerreichen, kleinaugigen Gneisen.

Die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite gelten als Jura. Möglicherweise gehört ein Teil der eingeschlossenen dunklen Phyllite dazu. Mit ihnen sind in erster Linie Grünschiefer und Serpentin verbunden, ferner gelegentlich kleine Vorkommen von „Tüpfelschiefern“, die feine Kalkbreccien sind, und Glimmerschieferlagen.

Verschiedene Grünschiefer und Serpentine sind an vielen Stellen innerhalb der gesamten Schieferhülle gelegen, meist mit tektonischen Kontakten.

Der Umstand, daß in der Grenzregion der dunklen Schiefer gegen die Kalkglimmerschiefer gerne Triasreste (hier ohne Gneis!) vorkommen, war mit ein Argument für die Annahme des paläozoischen Alters der dunklen Schiefer. Es ist vorteilhaft, mit H. P. Cornelius alle Schichtglieder von der Trias abwärts jetzt (in von dem früheren Begriff abweichendem Sinne) als „Untere“, die tektonisch ziemlich selbständigen Kalkglimmerschiefer mit ihren Grüngesteinen als „Obere Schieferhülle“ zu bezeichnen. Diese Gliederung ist auch dem beigegebenen Übersichtskärtchen und Profil (Taf. XV, Fig. 1 und 2) zugrundegelegt. Immerhin dürften auch in der „unteren“ Schieferhülle mesozoische Glieder enthalten sein.

Unterostalpine Schichtserien.

Die Sedimente der unterostalpinen Decken (Radstädter Decken, Matreier Zone) liegen häufig auf diaphthoritischem Kristallin (ehemals Glimmerschiefer, Amphibolite und Gneise, wie der sogenannte

„Mauterndorfer Gneis“). Die Basis der Trias bilden meist grünliche Serizitphyllite und häufig geschieferte, bisweilen grobsandig werdende Quarzite. In der Trias, die in einer den Kalkalpen ähnlichen Weise gegliedert werden kann, sind neben verschiedenen Kalkschiefern, Rauhwacken und anderen geringer verbreiteten Gesteinen vor allem mächtige Dolomite von Bedeutung, wobei die Unterscheidung eines unteren, meist hellen und ungeschichteten, und eines oberen, mehr grauen, oft gebankten Dolomits möglich ist, die getrennt werden durch ein „Raibler Band“, mit Tonschiefern, verschiedenen Dolomiten u. a. Rhät ist spärlich (graue Kalkschiefer) vertreten.

Im Jura sind vor allem in den tieferen Radstädter Decken reicher gegliederte Profile bekannt geworden: Lias (dunkle kalkige Schiefer und Dolomitbreccien), darüber unterer Radiolarit, Aptychenkalk, oberer Radiolarit, ein oberer Breccienhorizont, in dem neben Dolomiten auch grüne Schiefer u. a. reichlicher vertreten sind und der möglicherweise bereits Kreide ist (Gliederung nach E. C l a r). Dieser Folge entsprechen in den höheren Decken Crinoiden-führende Marmore über den bekannten Belemniten-führenden Marmoren des Zehnerkares (Radstädter Tauern, Dogger), wogegen die Breccien und Radiolarite dort noch nicht bekannt sind. Der ehemals als „Pyritschiefer“ zusammengefaßte Komplex ist in verschieden alte Schichtglieder aufgegliedert worden (Anis, Raibler Horizont, Rhät, Lias).

Im Raume nördlich von Ankogel und Sonnblick, südlich des Salzachtals, sind im unterostalpinen Jura in metamorphem Zustand verschiedene Arkosesandsteine mit Quarziten und Kalksandsteinen, Kalke und Kalkphyllite, verschiedene Breccien u. dgl. stärker verbreitet.

Enge Beziehungen bestehen zwischen dieser Schichtfolge und der ebenfalls besser entwickelten der Tarntaler Köpfe in Tirol, sowie der Matreier Zone.

Oberostalpinen Altkristallin.

Im Gesteinsbestand herrschen weitaus verschiedene graue, grobe Glimmerschiefer, stellenweise graphitisch pigmentiert, ab und zu auch quarzitisch, oft stark gefaltet, vor. Hinzu kommen Schiefergneise und Amphibolitzüge. Zu diesen, den Hauptteil der Schobergruppe und der Sadniggruppe aufbauenden Gesteinen gesellen sich in der „Prijsakt-Scholle“ (in der Westhälfte der Schobergruppe) noch eklogitische Gesteine, Gänge von Tonalitporphyr und Pegmatite.

Alle diese Gesteine zeigen mehr oder minder Spuren von Diaphthorese, die besonders in der Nähe der Überschiebung über die Matreier Zone der Tauern überhandnimmt. Die Schiefer sind vielfach steil gefaltet, im Norden häufiger nach S, im Süden häufiger nach N fallend.

b) Grundzüge des geologischen Baues.

(Dazu Taf. XV, Fig. 1 und 2.)

Die tiefsten Bauelemente sind im Bereiche des Glocknergebietes die Zentralgneismasse des Sonnblickkernes im Osten und des Granatspitzkernes im Westen. Wie über dem Granatspitzkern die Riffeldecke, so

liegt über dem Gneissmassiv des Sonnblicks eine Anzahl, in Schieferhüllgesteine eingebetteter Gneisslamellen. Die unterste davon ist die Lamelle der „Sandkopfdecke“ und etwas höher die der Modereckdecke, beide ohne begleitende Trias. Letztere steht im Untergrunde des Ht. Moderecks etwas verdickt an. Die trennenden Schiefer sind dunkle Phyllite, Kalkglimmerschiefer u. a. Durch ebensolche Schiefer noch geschieden, legt sich darüber die Rote Wand-Gneisdecke, die im Gegensatz zu den vorigen reichlich Triasgesteine in ihrem Verbands führt¹⁾. Ihr charakteristischer Gesteinszug ist aus dem Mölltal über die Rote Wand, Stanziwurten nach Putschall im oberen Mölltal und wenig südlich der Möll bis gegen Heiligenblut leicht zu verfolgen. Ihre Triasgesteine breiten sich, zu einem mächtigen Stapel angeschoppt, als Seidlwinkeldecke im Gebiete östlich des Hochtors und des Fuschertörls bis in die Gegend des Hirzkarkopfes aus. Sie sind hier mit vielfach chloritoidführenden Quarziten und Quarzitschiefern heftigst verfaultet, und zwar so, daß die südöstlich vom Sonnblick anfänglich etwa WNW-streichenden Schichten und Strukturen sich hier ungefähr in S—N-Richtung gedreht haben und das ganze kompliziert gefaltete Paket westtauchend am Osthang des Ferleitentales verschwindet.

Erklärungen zu Tafel XV.

Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern. Nach E. Braumüller und S. Prey (Ber. d. Reichsamts f. Bodenforsch., Wien 1943), im Westteil ergänzt nach H. P. Cornelius und E. Clar (Geol. Karte d. Großglocknergebietes und Erläuterungen, Wien 1935).

Die Buchstaben-Signaturen bedeuten: A.Kr = Oberostalpinen Altkristallin, Br.D. = Brennkogel-Decke, Gl.D. = Glockner-Decke, Gr.K. = Grauatspitzkern, M.Z. = Matreier Zone, N.Z. = Nordrahmenzone, R.D. = Radstädter Decken, R.W.D. = Rote Wand-Gneisdecke, Ri.D. = Riffel-Decke, S. D. = Seidlwinkel-Decke, S.K. = Sonnblickkern, Si.D. = Siglitz-Decke.

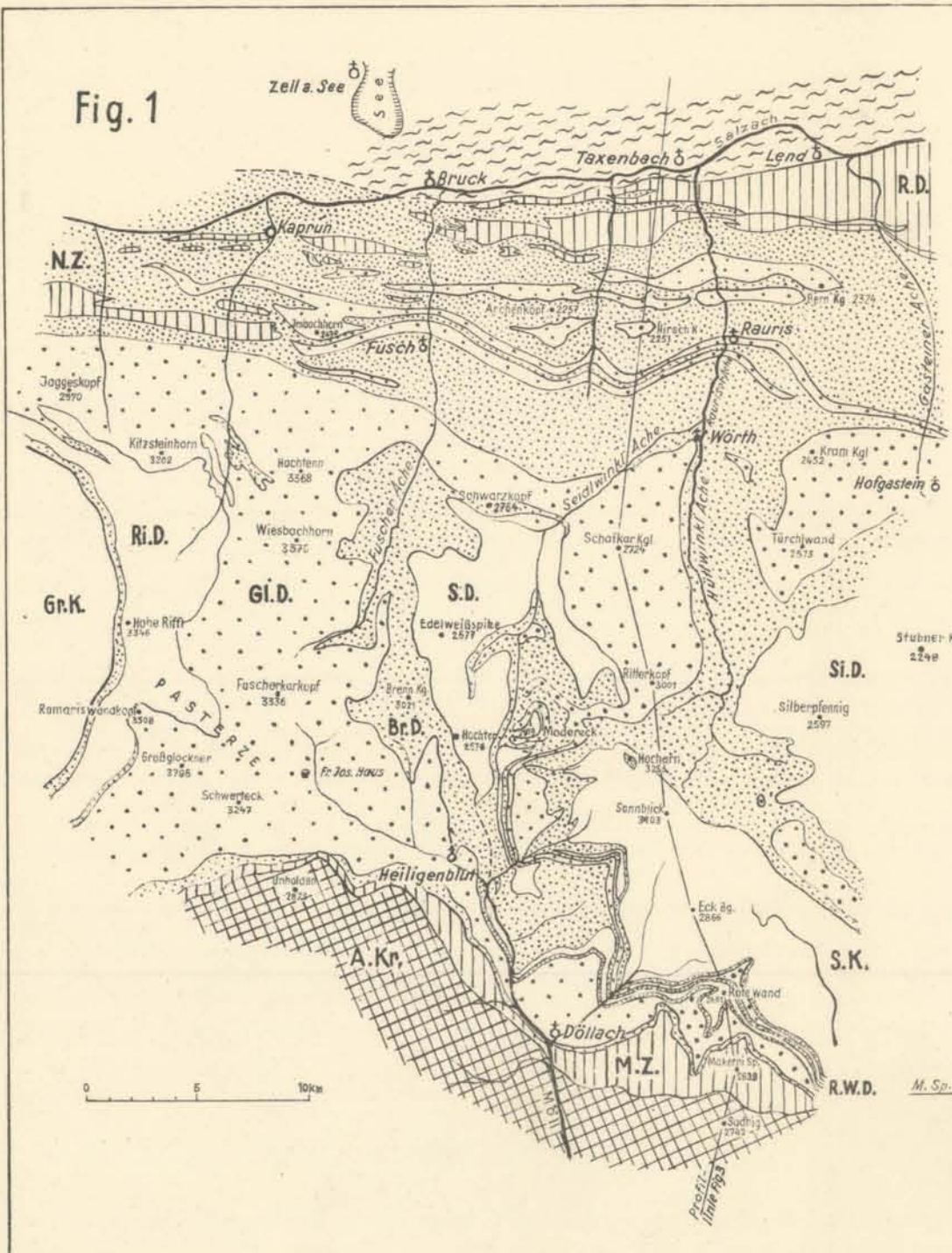
Fig. 2. Tektonisches Profil durch die mittleren Hohen Tauern. Nach E. Braumüller und S. Prey (l. c.).

Fig. 3. Ansicht des Großglockners mit geologischen Eintragungen nach H. P. Cornelius und E. Clar (Geol. Karte des Großglocknergebietes, Wien 1935), gezeichnet von S. Prey.

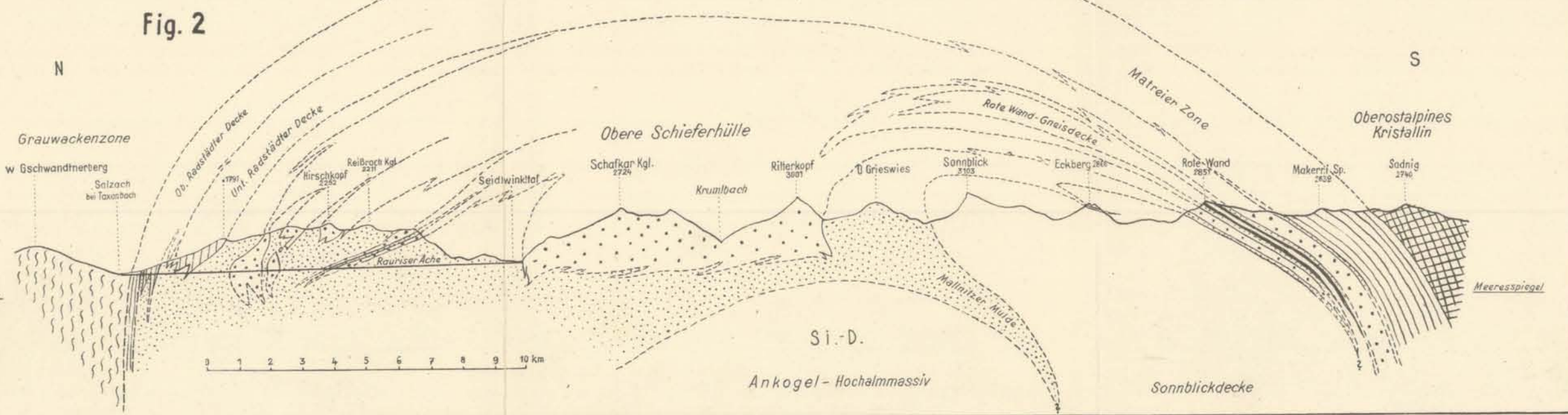
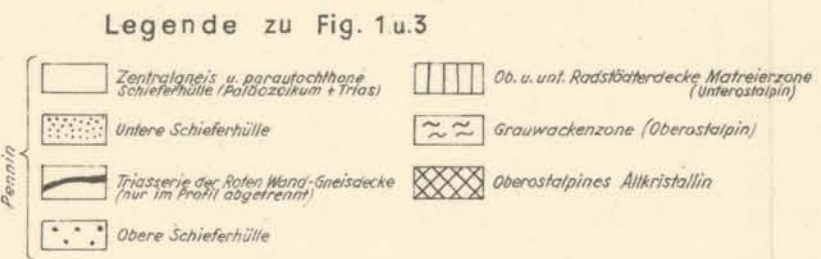
Unter heftiger tektonischer Störung ist darüber die Brennkogeldecke geschoben. Aus vorwiegend dunklen Schiefen mit Quarziten, aber auch Spänen von Breccien, ferner Grünschiefern und zum Teil mächtig anschwellenden Serpentinlinsen (Brennkogel) aufgebaut, beginnt sie etwa bei Rojach im Mölltal und schwillt im Brennkogel-Kloben-Gebiet mächtig an, ebenfalls in S—N-streichenden Falten mit der Seidlwinkeldecke verflößt. Dann aber kann diese Einheit im Norden um das Ende der Seidlwinkeldecke herum zu gleichen Schiefen in deren Liegendem verfolgt werden.

Die höchste und den tieferen gegenüber wieder tektonisch relativ selbständige Einheit ist die große Kalkglimmerschiefermasse der Glocknergruppe mit ihren Einlagerungen von Grünstein, besonders Grünschiefern, aber auch Serpentin. Die Grünschiefer haben

¹⁾ Die Modereckdecke L. Koberers umfaßt diese und die vorige Einheit.



S. PREY :
Tauernfenster - Glocknerstrasse.



ihre Hauptverbreitung im Süden im Kamm des Großglockners und in einem Zug am Nordrand des Kalkglimmerschiefergebietes. Die Kalkglimmerschiefer sind durch enggepreßte Faltung auf ein Vielfaches ihrer wahren Mächtigkeit zusammengeschoben. An der Grenze gegen die Brennkogeldecke treten mehrfach Triasgesteine auf. Die Kalkglimmerschiefer tauchen im Norden etwa 3—4 km nördlich Ferleiten steil ab, ziehen als steilstehender schmalerer Zug nach ESE, breiten sich im Gebiete des Edlen-, Schafleger- und Ritterkopfes flachliegend wieder aus und streichen dann schmal in den Schieferzug zwischen Sonnblickgneis und Modereckdecke hinein, solcherart eine große liegende Falte um die Modereck-Seidlwinkeldecke bzw. Rote Wand-Gneisdecke abzeichnend. Im Zwischenraum zwischen den offenbar relativ starren Gneismassen von Sonnblick und Granatspitze sind die Schiefermassen in die Hohlform hinein und durch sie nach Norden vorgequollen. Eine Funktion dieses Vorprellens dürften die S—N-Strukturen des östlichen Glocknergebietes sein.

In der westlichen Glocknergruppe ist die vorwiegend aus zum Teil injizierten Glimmerschiefern und Gneisen mit etwas Trias u. a. bestehende Riffeldecke in Nordostrichtung über den Granatspitzkern hinwegbewegt worden; stark verschuppt, wird sie unmittelbar von den Kalkglimmerschiefern der Glocknerdecke überlagert.

In den obersten Teilen der südlichen Schieferhülle pflegen die Kalkglimmerschiefer im Hangenden in Kalkphyllite und oft kalkfreie dunkle Phyllite überzugehen, die in die Matreier Zone überleiten. Diese ist eine große Schuppenzone, in der die grünlichen Quarzitschiefer und Phyllite mit Linsen von Triasdolomit, Fetzen anderer unterostalpinen Gesteine, z. B. Breccien, bisweilen Kristallindiaphthoriten (entsprechend dem unterostalpinen Kristallin), dunklen Phylliten, Grünschiefern und Serpentinien verschuppt sind. Es handelt sich zweifellos um die Fortsetzung der Radstädter Decken im Süden der Tauern. Die Matreier Zone selbst taucht nach Süden unter das randlich stark diaphthoritierte Altkristallin der Schober- und Sadniggruppe unter.

Ganz ähnliche Züge lassen sich im Aufbau der Nordrahmenzone zwischen dem Nordrand der geschlossenen Kalkglimmerschiefer und dem Salzachtal erkennen. Die dunklen Phyllite sind hier eine mächtig zusammengefaltete Masse („Fuscher Phyllite“), die das Einbettungsmaterial für eine Reihe von Gesteinszügen abgeben. So umgeben sie Schollen von Kalkphylliten, Grünschiefern, Gabbroamphiboliten, Linsen von unterostalpinen Trias mit den Dolomiten, grünlichen Phylliten und Quarziten, die hier in der Art ihres Auftretens denen der Matreier Zone sehr ähnlich sind. Das Fuschertal erreicht von Osten her eine im Raume bis zum Rauriser Tal mächtig anschwellende Serie von klastischen Gesteinen (Arkosen, Breccien, Kalkphylliten u. dgl.) der unteren Radstädter Decke. Nördlich vom Kitzsteinhorn kommt sogar wieder sehr stark diaphthoritiertes unterostalpinen Altkristallin vor. Diese Zone spiegelt somit, in Trümmer aufgelöst, den Aufbau der Radstädter Decken wieder und der Vergleich zwischen Norden und Süden ergibt weitaus genügend Anhaltspunkte für die geforderte Verbindung der Matreier

Zone über die Tauern hinweg mit der Nordrahmenzone. Das stützt auch die Auffassung als „Tauernfenster“.

Im Norden grenzt an die Nordrahmenzone an einer selten aufgeschlossenen, aber großartige Zertrümmerung und Schuppung zeigenden Grenze die oberostalpine Grauwackenzone mit dem Pinzgauer Phyllit. Diese Störung ist bei Bruck durch die Alluvionen des Salzachtales verdeckt, ostwärts davon liegt sie knapp südlich des Tales (vergl. Taf. XII, Fig. 4 und Taf. XV, Fig. 1 und 2).

Die regionaltektonische Einordnung unseres Gebietes durch andere Forscher betreffend, sei darauf hingewiesen, daß L. Kober im Sonnblickgebiet eine „Sonnblickdecke“ unterscheidet, die durch die Schieferhülle der „Fleißmulde“ von der höheren „Modereckdecke“ getrennt wird. Sie trägt auf ihrem Rücken die Schieferhülle der Glocknergruppe („Heiligenbluter- oder Glocknermulde“). Im Westen tauchen im Granatspitzkern die der Sonnblick- und Modereckdecke entsprechenden Einheiten wieder auf. R. Staub hat seine erste Gliederung in eine tiefere „Venedigerdecke“ und eine höhere „Glocknerdecke“ nunmehr wieder aufgegeben und jetzt fiele das ganze Gebiet in den Raum seiner neueren „Glocknerdecke“; daß seine von der Matreier Zone her eingewickelte und aus Cornelius „Brennkogel-“ und „Seidlwinkeldecke“ bestehende „Hochtordecke“ nicht möglich ist, hat der letztgenannte Autor bereits festgestellt.

Die Tauernserien werden als Fortsetzung des Pennins der Westalpen angesehen.

Zum Schluß sei nicht verschwiegen, daß es manche Forscher gibt, die die Tauern als Fenster nicht anerkennen und einer Deutung als nur randlich überschobene „Tauernnische“ den Vorzug geben (z. B. W. Schmidt, R. Schwinner).

c) Zur Metamorphose der penninischen und unterostalpinen Gesteine.

Die Gesteine des Gebietes sind alle mehr oder weniger metamorph. Ihr heutiger Zustand ist geprägt einerseits durch kräftige Durchbewegung, andererseits durch Umkristallisation, unter steigender Temperatur in den letzten tektonischen Phasen, wobei die Kristallisation überwiegend die Bewegungen überdauert hat. Dabei tritt eine Abnahme der Metamorphose von den inneren Teilen nach außen deutlich in Erscheinung. So liegen z. B. die dunklen Fuscher Phyllite in den inneren Gebieten der Tauern als Glimmerschiefer mit Albit, Biotit und Granat der „unteren“ Schieferhülle vor, kalkige Gesteine zeigen in dieser Richtung eine Vergrößerung des Kornes. Herrscht in den Randteilen der Schieferhülle, der Matreier- und Nordrahmenzone neben dem allgegenwärtigen Muskowit hauptsächlich der Chlorit, so kommt in den tieferliegenden Gesteinen auch Biotit hinzu, der gerade in den tiefsten Zonen der Schieferhülle nicht selten in querstehenden, unversehrten Porphyroblasten anzutreffen ist. Die Albitknoten sind in den hohen tektonischen Stockwerken seltener und klein, in den tiefen oft groß, und schließlich kommen dort auch die bekannten basischeren Randzonen zur Ausbildung. Dieselben Erscheinungen trifft man auch im Bereiche der Zentralgneise in den besonders stark verschleiften Randzonen. Chloritoid und Disthen sind in manchen Gesteinen ver-

breitet. Granat ist häufig. Die aus basischeren Erstarrungsgesteinen hervorgegangenen Grünschiefer und Amphibolite überliefern nur mehr selten Relikte älteren Mineralbestandes oder älterer Strukturen. Merkmale sedimentärer Gesteine schimmern oft noch durch die Metamorphose hindurch, besonders deutlich in der Matreier- und Nordrahmenzone.

Die überall deutlich sichtbare heftige Durchbewegung, die Zerreißung und Auswalzung der Gesteinsbänder, die Ausplättung und vielfache Parallelschichtung von Falten, besonders in den Streifen südlich der Zentralgneismassive, ferner der Mineralbestand, fordern eine große Belastung während der Durchbewegung und gesteigerte Temperatur zum Schluß derselben und nachher. Erstere erfordert das Darübergehen mächtiger Decken, letztere kann zwanglos durch Ansteigen der geothermischen Tiefenstufe unter dem Deckenstapel erklärt werden. Diese Argumente erhärten die Auffassung der Tauern als Fenster.

2. Iselsberg—Pasterze.

Vom Iselsberg nach Winklern sind Aufschlüsse von Biotit-führenden Glimmerschiefern mit stellenweise auftretender Diaphthoresis sichtbar. Man überblickt das Mölltal aufwärts mit den Bergen des Sonnblickgebietes im Hintergrund.

Auch das folgende Talstück bis in die Nähe von Döllach im Mölltal ist in oberostalpinen Altkristallin eingeschnitten. In Fahrtrichtung links (W) erhebt sich die Schobergruppe, rechts (E) die Sadniggruppe.

In einer Erweiterung des Tales mit breiteren, von Osten herabziehenden Schwemmkegeln bezeichnet die höher oben auf einem solchen gelegene Ortschaft Sagritz ungefähr den Südrand des Tauernfensters. Unterhalb Sagritz öffnet sich rechts ein schöner Blick auf den bereits der Matreier Zone angehörigen Gipfel des Mohar (2604 m). Die Grenze gegen das oberostalpine Altkristallin liegt, ziemlich steil stehend, am Beginn des nach Süden ein Stück in etwa gleicher Höhe weiterziehenden waldigen Rückens. Im Südkamm sind dunkle Phyllite und Kalkphyllite mit Quarziten, Serizitphylliten, Triasdolomiten u. a. verschuppt, im Gipfel herrschen Quarzite und Quarzitschiefer. Ein Grünschieferzug schließt am Nordgrat an, darunter liegen grüne Phyllite mit Rauhwacken und Gips.

Nach Norden blickt man bereits beiderseits vom Zirknitztal auf Berge aus Kalkglimmerschiefern mit Grüngesteinen der Tauernschieferhülle. Das Mölltal folgt nun ziemlich genau der Matreier Zone, die erst von der Mündungsstufe des Gradentales bei Putschall westlich der Möll gegen den begrünten Eckerwiesen-Kopf (2268 m) hinaufzieht.

Rote Wand-Gneisdecke N Putschall.

An dem von Putschall nach Apriach führenden Weg sind am Bergvorsprung verrutschte Kalkglimmerschiefer und an der Westseite desselben Blockwerk einer mächtigen Serpentinmasse zu sehen. Etwa 150 m nach Beginn des ansteigenden Wegstückes lassen schöne Aufschlüsse die typische Gesteinsgesellschaft der Rote Wand-Gneisdecke

beobachten: Mehrmals verschuppt grünlichgraue, glimmerreiche und kleinaugige Gneise, in den tiefsten Paketen mit quarzitisch aussehenden Partien, auch glimmerschieferartige Typen, mit Dolomitmarmoren, Rauhwacken und gelegentlich Kalkmarmorlinsen. Das Band zieht hier vom Gipfel der Stanzwürten (2707 m) bis zur Möll herab. Die darunter liegende Schieferhülle des Sonnblickgneises ist durch Schutt verdeckt. Im ganzen zeigt das Profil ungefähr dasselbe wie das Profil bei Kleindorf (siehe S. 86 und Taf. XIII, Fig. 6).

Auf der Weiterfahrt fällt besonders die Fortsetzung der nördlich Putschall anstehenden Serpentinmasse am Südwesthang des Tales auf, über die der Wasserfall (Jungfernsprung) herabstürzt. Gegenüber Eichhorn und Rojach zieht die Fortsetzung unseres Gneis-Triasbandes am Hangfuß in kleinen Felsstufen durch. Nach Norden eröffnet sich der Blick auf ungefähr schichtparallele Gehänge des „Mönchsberges“ aus dunklen Phylliten und Kalkglimmerschiefern der Sonnblickhülle, von dem abgestürztes, kalkig verkittetes Bergsturzblockwerk bei der Ortschaft Apriach ansteht.

Kalkige Glimmerschiefer bauen den Rundbuckel des Schulerbühl auf, hinter dem der Blick auf Heiligenblut (1288 m) und den Großglockner (3798 m) frei ist. Das Bild zeigt die typische Schieferhüllenlandschaft.

Hier in Heiligenblut (1288 m) beginnt die eigentliche Großglockner-Hochalpenstraße (Taf. XV, Fig. 1). Zunächst steigt die Straße in östlicher Richtung, um am Rande des vom Sonnblick herabkommenden Fleißtales wieder nach Westen unzubiegen. Gegenüber dieser Kehre bezeichnet ein kleiner Wandzug eine Gneislamelle (Modereckdecke) innerhalb der Schieferhülle. Im Straßengelände sind weiterhin die Aufschlüsse noch spärlich und die Hänge sind stark mit Moränen bedeckt. Deren Untergrund besteht in der Hauptsache aus dunklen Phylliten und gelegentlichen Quarzitbändern, etwas Kalkglimmerschiefer und spärlichen Grüngesteinen.

Am Parkplatz Kasereck (1917 m) wird gehalten. Von hier bietet sich ein guter Überblick und Gelegenheit, die anstehenden schönen Kalkglimmerschiefer anzusehen.

Erklärungen zu Tafel XVI.

Fig. 1. Geologisches Profil aus der nördlichen Schobergruppe nach F. Angel (Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol, Teilergebnis Nr. 7. — Verh. Geol. B.-A. Wien, 1929, Seite 215) (mit geringen Ergänzungen der Beschriftung).

Legende. 1. Glanzschiefer und Chloritphyllite. — 2. Dolomit. — 3. Dolomitreccie. — 4. Dunkle, feinkörnig schiefrige Biotitquarzite. — 5. Verknüllte Glanzschiefer. — 6. Dieselben mit Quarzlagen und -schnüren. — 7. Biotitquarzite wie 4. — 8. Helleglimmerschiefermylonite, Helleglimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer; mit 70° Südfallen, aber dicht gescharten Clivagen mit 80° Nordfallen. — 9. Augengneis mit Mikroklinaugen. — 10. Granatgneisquarzite mit Mikroklinaugen. — 11. Engfältelige, quarzreiche Helleglimmerschiefer. — 12. Amphibolite. — 13. Helleglimmerschiefer. — 14. Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten. — 15. Buchsteinquarzite und Serizitquarzite der Matreier Serie. — 16. Phyllite mit graphitischem Pigment, zweifelhafter Zugehörigkeit. —

S.PREY : Profile von Angel, Cornelius, Prey. Tauernfenster - Glocknerstraße.

Fig. 1
S

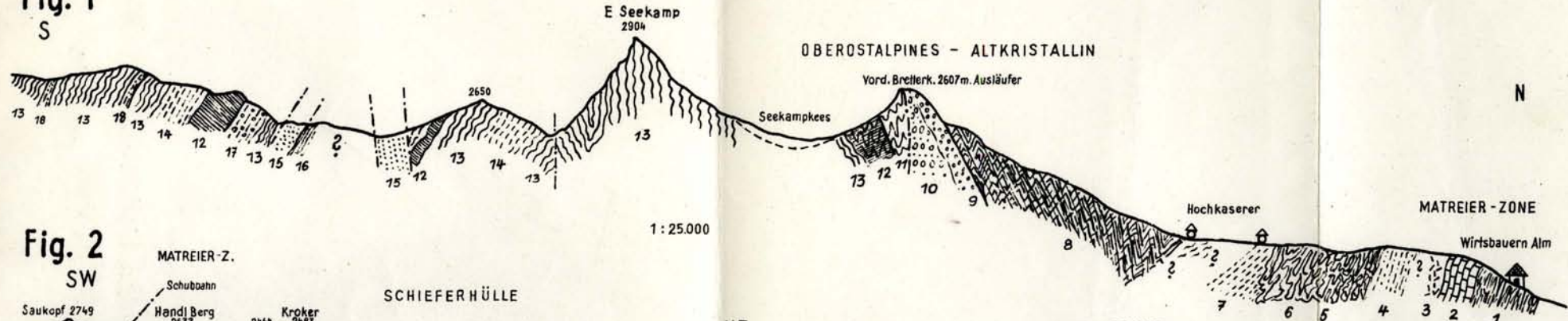


Fig. 2
SW

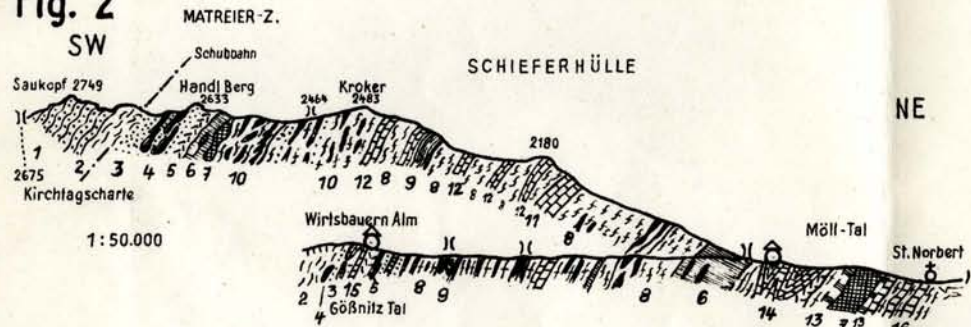


Fig. 3

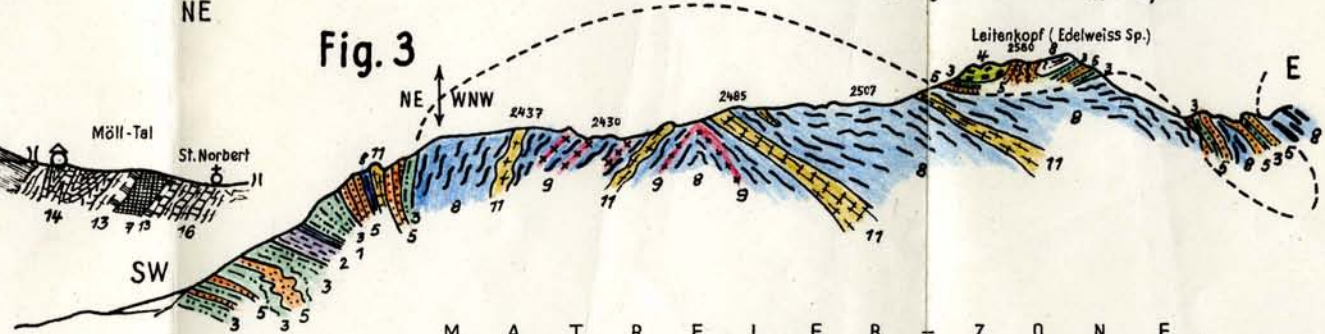
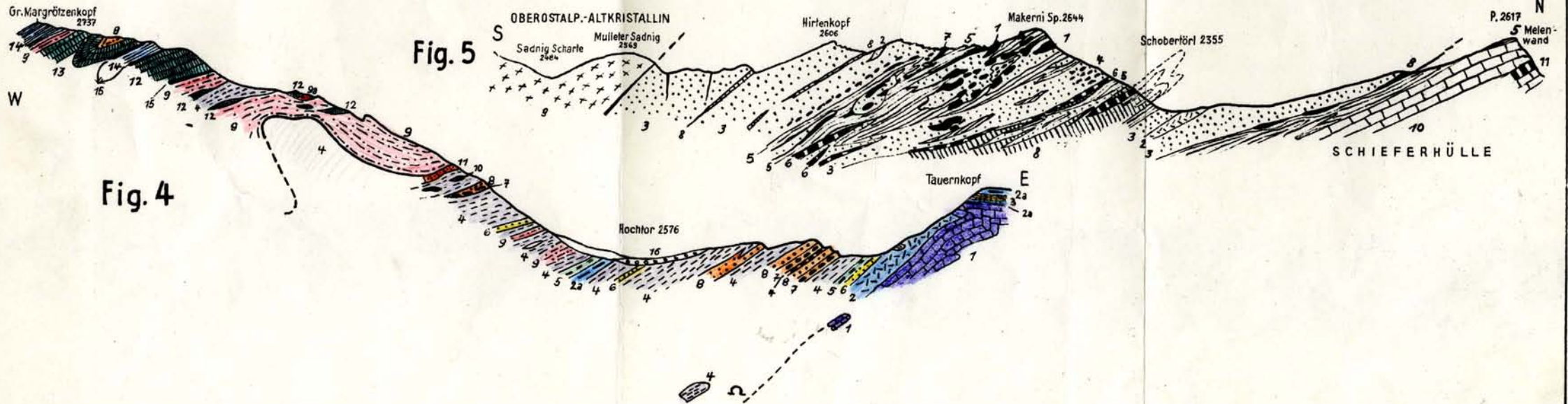


Fig. 5



Fig. 4



17. Feine Paragneise. — 18. Graphitquarzite des Altkristallins. — Strichpunktierte Linien: Schollengrenzen. — ? bedeutet aufschlußarme Stellen ohne rechte Übersichtlichkeit.

Fig. 2. Geologisches Profil beim äußeren Göbnitztal. Matrierer Zone zwischen Schieferhülle und Oberostalpinen Altkristallin. Nach F. Angel (Verh. Geol. B.-A. Wien, 1930, Seite 103, l. c., Teilergebnis Nr. 9) (mit geringen Ergänzungen der Beschriftung).

Legende. 1. Hellglimmerschiefer. — 2. Mylonite hievon. — 3. Buchstein (Serizitquarzit, blättriger weißer Quarzit, Quarzschiefer). — 4. Glanzschiefer. — 5. Dolomitische bis kalkige Rauhdecken. — 6. Prasinit (erkennbar als diaphthoritische Amphibolit). — 7. Antigoritserpentin. — 8. Sandige Kalkphyllite, oft auch als Kalkglimmerschiefer benannt. — 9. Glanzschiefer mit Kalkdurchsetzung, Kalkphyllite zweiter Art. — 10. Helle serizitische oder grüne chloritische Glanzschiefer, auch solche nach Art der bunten Bündner Schiefer. — 11. Grobbankige, graublaue, glimmerige Kalke, marmorisiert, manchmal mit Quarzschwielen. — 12. Dünnbankige blaue Kalke bis Kalkschiefer. — 13. Kalkglimmerschiefer mit Tremolit am Serpentinkontakt. — 14. Graue, spitzfällige Kalkmasse der Bruchalm mit Liegendwacke. — 15. Kalke, Dolomite und Rauhdecken der Wirtsbauernalm. — 16. Weißer, glimmeriger Marmor von St. Norbert.

Fig. 3. Geologisches Profil durch den Leitenkopf (Edelweißspitze) nach H. P. Cornelius und E. Clar (Geologie des Großglocknergebietes, I. Teil, Abh. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenf., Wien 1939).

Legende. 1. Kalkglimmerschiefer, phyllitisch. — 2. Dunkler Phyllit. — 3. Helle Chloritoidschiefer. — 4. Rhäzitschiefer. — 5. Gebankter heller Quarzit. — 8. Gelber, verschieferter „Flaserdolomit“ — 9. Gipsführende Zonen darin. — 11. Rauhdecke

Fig. 4. O—W-Schnitt über das Hoctor. Autor wie von Fig. 3.

Legende. 1. Marmor. — 2. Gelblicher, zerhackter Dolomit — 2a. Verschieferter Dolomit. — 3. Rauhdecke. — 4. Dunkler, karbonatführender Phyllit, zum Teil knotig. — 5. Graphitischer Chloritoidphyllit — 6. Quarzitschiefer. — 7. Quarzitisches Dolomithbreccie, übergehend in — 8. Karbonatführender Quarzit. — 9. Granat-Chloritoidschiefer. — 9a. Diaphthoritische Granatglimmerschiefer. — 10. Smaragditschiefer. — 11. Karbonatquarzit. — 12. Prasinit, zum Teil mit kleinen Granaten — 13. Eklogitischer Prasinit. — 14. Kalkglimmerschiefer. — 15. Lichtgrüne, albitische Schiefer — 16. Moränengeschiebe.

Das Profil zeigt die Überlagerung der Seidlwinkeltrias durch die Brennkogel-Decke.

Fig. 5. Profil durch die Makernispitze in der Matrierer Zone. Von S. Prey.

Legende. Matrierer Zone: 1. Triasdolomit und -Marmor. — 2. Rauhdecke. — 3. Serizitphyllite, Quarzphyllite, Quarzitschiefer, Quarzit. Chloritführende Typen auch Grünschieferdiaphthorite? — 4. Sichere und wahrscheinliche Diaphthorite von unterostalpinem Kristallin. — 5. Dunkle Phyllite (darin auch Lias mit Spuren von Feinbreccien enthalten). — 6. Grünschiefer (Westfortsetzung der Grünschiefer mit den Fraganer Kupfer- und Schwefelkieslagern). — 7. Serpentin. — 8. Marmor des Brettrich (Jura). — 9. Oberostalpinen Altkristallin. — Tauernschieferhülle: 10. Kalkglimmerschiefer. — 11. Grünschiefer.

Im Osten ist von den Seitenkämmen des Sonnblick noch der Sandkopf (3090 m) sichtbar mit einem, den Gipfel bildenden Kalkglimmerschieferband. Darunter liegt der in dunkle Phyllite eingebettete Gneisspan der Sandkopfdecke (unterhalb der steileren Gipfelwand). Der nicht weit darunter anstehende Sonnblick-Zentralgneis ist bereits verdeckt. Am Kamm südöstlich Sandkopf, im Trogereck (2731 m) beginnen Schuppen von Trias und Gneis, die in dem auffallenden

Gipfel der Stanziwurten (2707 m) mächtiger anstehen. Es ist das zu dem früher genannten Aufschluß N Putschall hinabziehende Paket der Rote Wand-Gneisdecke. Darüber die dazugehörige Schieferhülle mit Kalkglimmerschiefern, mächtigem Serpentin und Grünschiefern. Dahinter ragt der schon vom Tal aus sichtbar gewesene Mohar (2604 m, Matreier Zone) auf. Eindrucksvoll der Unterschied in Gesteinsfärbung und Morphologie gegenüber dem oberostalpinen Altkristallin der Sadniggruppe (2740 m) mit alten Glimmerschiefern und Schiefergneisen.

Am Südwesthang des Mölltales, von der Gegend der Judenbrücke an, begleiten den Hangfuß die kleinen Stufen der Rote Wand-Gneisdecke, darüber steiler geböschet die Schieferhülle, unten mit Serpentin in dunklen Schiefen, darüber Kalkglimmerschiefer mit Grünschieferzügen. Oben verursachen die dunklen, meist kalkfreien Phyllite und die Schuppen der Matreier Zone sanfteres, wiesenreiches Almgelände, das wiederum von den dunklen, steiler aufragenden Altkristallinbergen der Schobergruppe mit ihren zahlreichen Dreitausendern überragt wird. Bei guter Beleuchtung sind manche der hellen Dolomitlinsen zu sehen. (Zur Veranschaulichung die beiden Querschnitte Taf. XVI, Fig. 1 und 2.) Gegenüber das Gößnitztal.

Morphologisch gut hervortretend streicht die Matreier Zone unter dem felsigen Saukopf (2747 m, Altkristallin) durch in die Südhänge des südlich vom Großglockner sich öffnenden Leitertales zum Bergerlörl (2642 m) bzw. auch zum südlicheren Peischlächtlörl (2490 m) und weiter. Die Schieferhülle aber erhebt sich steil zum Glocknerkamm mit dem mächtigen, den Glocknergipfel aufbauenden Grünschieferzug. Auch seine Trabanten rechts von der Pasterze bestehen aus braun erscheinenden Kalkglimmerschiefern, von denen sich die Serpentine durch die dunkle grünliche Färbung, und die Grünschiefer durch eine heller graugrüne Färbung abheben.

Auf der weiteren Strecke öffnet sich der Blick auf den Spielmann (3027 m) im Hintergrund des Guttals, bestehend aus dunklen Schiefen der Brennkogeldecke, und den Serpentinclotz des Kl. Margrötzenkopfes (2681 m). Etwa dort, wo die Scheitelstrecke der Straße abzweigt, wird der Raum der geschlossenen oberen Schieferhülle betreten. Fortan herrschen Kalkglimmerschiefer in steilen, wenig gegliederten und von Schichtflächen bestimmten Hängen zu beiden Seiten der Straße. Am Palik und ca. 1 km weiter kommt man an Serpentin vorbei, der ebenso wie die Kalkglimmerschiefer ungefähr gegen SW einfällt.

Beim Glocknerhaus ist bereits das Ende des Pasterzengletschers nahegerückt, das über Rundhöckern aus Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer liegt.

Die Strecke bis zur Franz-Josefs-Höhe (Franz-Josefs-Haus, 2418 m) führt über den Pfandschartenbach mit Blick auf die Grünschiefer der Freiwandspitze (3035 m) und Baustellen der Tauernkraftwerke Kaprun (siehe Taf. XVII).

Von einem Standpunkt in der Nähe des Parkplatzes hat man den prachtvollen Blick auf den Großglockner (3798 m) und die Pasterze mit dem noch fast ganz eisbedeckten Johannesberg (3463 m), rechts

flankiert von den Abhängen des Fuscherkarkopfes (3336 m). Den Gesteinsaufbau des Glocknerkammes aus mächtigen Grünschiefern zwischen Kalkglimmerschiefern erläutert Fig. 3 auf Taf. XV. Im Bereich der hinteren Pasterze reichen auch die Gesteine der Riffdecke in das Blickfeld herein.

3. Die Pasterze (W. Heißel).

Die Pasterze ist der größte Gletscher der Ostalpen. Mit rund 27 km² (Ausmaße 1936) nimmt er etwa ein Drittel der Gesamtvergletscherung der ganzen Glocknergruppe ein. Das Firnfeld dieses Gletschers bildet eine nur flach geneigte, annähernd quadratische Mulde von rund 5 km Durchmesser. Sie geht mit einem Steilabbruch in die Gletscherzunge über, die ebenfalls mit flacher Neigung rund 6 km weit vorreicht. Unterhalb der Burgställe wurde eine Eismächtigkeit von 300 m gelotet. Wie bei allen Ostalpengletschern zeigt sich auch bei der Pasterze ein schon seit rund 100 Jahren anhaltender Massenverlust. Er äußert sich einerseits in einer stetigen Verkürzung der Gletscherzunge, andererseits in einem zunehmenden Dünnerwerden derselben. Die Pasterze gehört mit zu jenen Gletschern, über die die weitest zurückreichenden und zugleich die eingehendsten Beobachtungen und Untersuchungen vorliegen, so daß sich auch über den Substanzverlust dieses Gletschers anschauliche Zahlen geben lassen. Der Längenschwund betrug in der Zeit von 1856 bis 1936 am nördlichen Zungenende 930 m und am südlichen 1000 m. Den Massenverlust hat E. Richter für die Achtzigerjahre des vorigen Jahrhunderts auf 305 Millionen m³ berechnet. Für die Zeit von 1856 bis 1936 betrug er etwa 750 Millionen m³. Für ein Beobachtungsjahr (1949/1950) wurde derselbe unterhalb der 2600 m-Isohypse auf 25·2 Millionen m³ Eis berechnet. Für 1948/1949 betrug dieser Wert 8·7 Millionen m³ und 1946/1947 21 Millionen m³. Das Einsinken der Oberfläche der Gletscherzunge betrug im Beobachtungsjahr 1949/1950 4–5 m.

Über die frührezenten Stände geben mehr oder weniger deutliche Reste von Uferwällen im Vorfeld der Zunge Aufschluß. Der Eggessengletscher, der bis wenig unter das Glocknerhaus hochreichte, dürfte die Möllschlucht noch bis gegen 1700 m Meereshöhe erfüllt haben. Sehr schön ausgeprägt sind die seitlichen Wälle des Fernaustandes (etwa 1620 und 1650), wenig tiefer der Wall von 1856. Vor dem Fernaustande dürfte die Pasterzenzunge wahrscheinlich um einige km kürzer als heute gewesen sein. Seit 1856 ist das Zungenende der Pasterze in ständigem Rückzug begriffen. Die jüngeren Schwankungen, die sich bei kleineren Gletschern in geringen Vorstößen bemerkbar machten, wirkten sich hier nur in einer Verzögerung der Schwunderscheinungen aus. Wegen ihrer Größe erweist sich die Pasterze gegen klimatische Schwankungen kleineren Ausmaßes unempfindlich.

Literatur:

- Führer für die Quartär-Exkursion in Österreich, II. Teil. Wien 1936. Geol. B.-A.
 Klebelsberg, R.: Die Gletscher der österr. Alpen 1949/1950. — Mitt. d. Österr. Alpenvereins. Jg. 5 (75), Innsbruck 1951, H. 1/2.

4. Pasterze—Zell am See (S. Prey).

a) Pasterze—Hochtor—Edelweißspitze.

Bei Guttal zweigt von der bisher befahrenen Strecke die Scheitelstrecke ab. Bis hinter Ferleiten führt die Trasse der Straße nun im Streifen der Brennkogel- und Seidlwinkeldecke.

Die Straße windet sich empor und erreicht, südlich unterm Serpentin des Kl. Margrötzenkopfes vorbeigeführt, das Kar des Tauernbaches mit Rundbuckeln von Quarzit zwischen dunklen Phylliten. In der Ostumrahmung verrät die ziemlich hellbraune Färbung der in mehreren Stufen abfallenden Hänge des Scharecks (2604 m) und Roßschartenkopfes (2664 m) die Trias des Seidlwinkelgebietes, die nach SW und W unter die Schiefer der Brennkogeldecke einfällt. Dieses Einfallen und die Gesteinsgesellschaft der anschließenden Schiefer gibt am besten das Profil durch das Hochtor wieder (siehe Taf. XVI, Fig. 4). Dieser Paß (2574 m) wird durch einen den hangendsten Teil der Trias querenden Tunnel in 2500 m Höhe durchfahren.

Jenseits des Hochtore breitet sich die Seidlwinkel-Trias weit aus. Die mit etwas Quarzit verfalteten Dolomite, Rauhacken und Kalkmarmore werden im auffallenden, gelb gefärbten Gr. Woazkopf (2383 m) beim Mättertörl mittels Tunnel durchfahren. Die Rückwände der Karmulden oberhalb der Straße aber bestehen aus dunklen Schiefen der Brennkogeldecke mit Quarzitbändern und der Serpentinmasse des Brennkogels (3018 m, alte Goldbergbaue am Nordgrat).

Am Fuschertörl eröffnet sich hinter einem Einschnitt plötzlich das herrliche Panorama des Ferleitentales und am Parkplatz gleich dahinter wird gehalten.

Zu Fuß zurück zum Einschnitt: Beim Parkplatz steht grünlicher Muskowitschiefer an, dann beim Einschnitt intensiv verfaltete, weiße und graue Quarzite mit Chloritoidphylliten. Die zahlreichen Faltscharnieren, die etwa N—S streichen, und die Streckung verleihen dem Gestein ein stengeliges Aussehen. Der Faltenbau wird von einigen Scherflächen durchschnitten. Die N—S-Strukturen, die schon vom Hochtorgebiet an herrschen, kommen darin eindrucksvoll zur Geltung.

Vom Parkplatz nach der anderen Richtung (N) ist kurz vor dem Mausoleum gelblicher, kristalliner Dolomit mit dem Muskowitschiefer verspießt. Er führt mächtige Gipseinlagerungen. Hinter dem Mausoleum quert eine Lage von dunklen Chloritoidphylliten und Quarziten, unter denen wiederum gelblicher Dolomit, zum Teil mit Rauhackenschichten und einigen konkordant eingeschalteten Gipsbändchen auftaucht.

Am eigentlichen Fuschertörl (2404 m) folgen wieder Chloritoidgesteine und Quarzite, auch mit Rhätizitschiefern, die in komplizierter Weise mit den gelbbraunen, oft schiefrigen, etwas kristallinen und etwas Glimmer führenden Dolomiten verfaltete sind, welche den Hauptaufbau des Leitenkopfes (gleich Edelweißspitze, 2577 m) bilden. Dieser Gipfel seinerseits trägt noch eine Kappe aus hellen Quarziten und Quarzitschiefern, hellen Chloritoidschiefern und Rhätizitführenden Schiefen, mit dem Dolomit verfaltete (vergl. Taf. XVI, Fig. 3).

b) Rundblick von der Edelweißspitze.

Von hier aus läßt sich der geologische Aufbau der östlichen Glockner- und westlichsten Sonnblickgruppe schön überblicken.

Im Südosten ragt gletschertragend der Hocharn (3254 m) auf. Sein Sockel aus Sonnblick-Zentralgneis trägt eine kleine Kappe von Schieferhülle. An dem nach Westen bzw. rechts bis zum Ht. Modereck (2932 m, bereits Modereckdecke) und zur Weißenbachscharte (2644 m) ziehenden, vergletscherten Kamm ist das westwärts gerichtete Abfallen der Schiefer von der Sonnblickkuppel schön zu sehen. Die dunklen Phyllite mit Quarziten werden durch ein Band Kalkglimmerschiefer unterbrochen. An der Weißenbachscharte legt sich darüber die Trias des Hochtorgbietes, die sich in den flachen Hängen des östlich dem Beschauer zu Füßen liegenden Seidlwinkeltales mächtig ausbreitet und mit seiner N—S-streichenden Faltung und Verfaltung mit umgebenden Schichten von der Sonnblickkuppel generell nach Westen abfällt. In den Rauhwacken und Dolomiten des unserem Standpunkt nordöstlich benachbarten Kendlkopfes (2590 m), wie auch am Nordhang des Leitenkopfes, liegen weitere Gipsvorkommen außer den schon besichtigten.

Ähnlich deutlich fallen die Schiefer von der Kuppel des Sonnblick gegen Norden in dem gegenüberliegenden Schaflegerkogel (2792 m), in dem sich schon im Helligkeitsunterschied der Aufbau aus vorwiegend dunklen Phylliten im tieferen Teil über der Seidlwinkeltrias, einem dünnen Triasrest und darüber Kalkglimmerschiefer erkennen läßt, ähnlich im dahinter liegenden Ritterkopf (3006 m), dessen Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefern sich mit dem Kalkglimmerschieferzug unterhalb der Modereckdecke verbinden.

Beim Hochtorn liegen auf der hellen Trias die dunklen Schiefer und der Serpentin des Brennkogels — die Brennkogeldecke. Daneben der hauptsächlich aus Phylliten mit Quarzitbändern bestehende Kloben (2936 m). Jenseits des Hauptkammes werden noch Gipfel der Lienzer Dolomiten und der Schobergruppe (oberostalpinen Altkristallin) in der Ferne sichtbar.

Die Schiefer der Brennkogeldecke ziehen sich am Osthang des Ferleitentales hinunter und sind am gegenüberliegenden Hang mit den hangenden Kalkglimmerschiefern der oberen Schieferhülle verfaltet. Diese bilden den vergletscherten Kamm vom Fuscherkarkopf (3336 m) bis zum Gr. Wiesbachhorn (3570 m). Die brüchigen und verwitterten Hänge der Kalkglimmerschiefer werden als „Bratschenhänge“ bezeichnet. Durch Faltung (zu sehen z. B. in den Abstürzen des Hochtenn, 3368 m) und Schuppung sind sie zu diesen bedeutenden Mächtigkeiten angeschoppt. Einlagerungen sind gelegentlich Grünschiefer oder dünne Glimmerschieferstreifen. Am Hochtengipfel liegt eine Serpentinlinse.

An der von besonders heftigen Störungen betroffenen Grenzzone der Brennkogelschiefer gegen die hangenden Kalkglimmerschiefer kann man in den untersten Wänden des Wiesbachhornes, in den Abstürzen unterhalb des Walcherkeeses am Hochtenn und von hier in den Abhängen des Kandlsitz (2383 m) bis gegen den Grund des

Ferleitentes hinabziehend, verfaltete Züge von Trias, durch helle Farbe etwas hervortretend und begleitet von Grüngesteinen, beobachten. Solche Vorkommen waren für H. P. Cornelius mit maßgebend für die Einstufung der dunklen Phyllite in das Paläozoikum.

Erklärungen zu Tafel XVII.

Übersicht über die in Betrieb, im Bau befindlichen oder projektierten Anlagen des Tauernkraftwerkes Kaprun. Nach einem Prospekt der Tauernkraftwerke A.G., Zell am See-Salzburg, Mai 1949.

Ergänzende Angaben zur Karte:

Stauanlage Limberg—Wasserfallboden

Speicherinhalt	80 Mio m ³
Stauziel	1670 m SH.
Absenkziel	1590 m SH.
Mauerhöhe über Gründungssohle	ca 120 m

Eigenbedarfsanlage

Tagesspeicher, Inhalt	200.000 m ³
Stauziel	847 m SH.
Absenkziel	842 m SH.
Schwergewichtsmauer	ca 20 m hoch

Stauanlage Mooserboden (Projekt)

Speicherinhalt	68 Mio m ³
Stauziel	2025 m SH.
Absenkziel	1960 m SH.
Sperre West	ca 90 m hoch
Sperre Ost	ca 85 m hoch

Möllüberleitung (im Bau)

Speicher Margaritze

Speicherinhalt	1 Mio m ³
Stauziel	1990 m SH.
Absenkziel	1980 m SH.
Stauanlage mit Nord- und Südsperre	ca 60 m, bzw. 20 m hoch

Möllüberleitungsstollen

Stollenlänge	11,6 km
Gefälle	3,4 ‰

Geplante Energielieferung nach Fertigstellung des gesamten Projektes: 600 Mio kWh jährlich,

davon Hauptstufe 460 Mio kWh

Oberstufe 140 Mio kWh

Das Wasser aus dem Möllüberleitungsstollen (mit Zuleitung des Leiter- und Käferbaches) wird durch ein Pumpwerk in den Speicher Mooserboden geleitet werden. Das Triebwasser aus diesem Speicher wird dem Krafthaus an der Limbergsperre zufließen und in den Speicher Limberg—Wasserfallboden geleitet werden. Von hier führt die Triebwasserleitung, vermehrt durch Grubbach und Zefereibach zum Krafthaus in Kaprun.

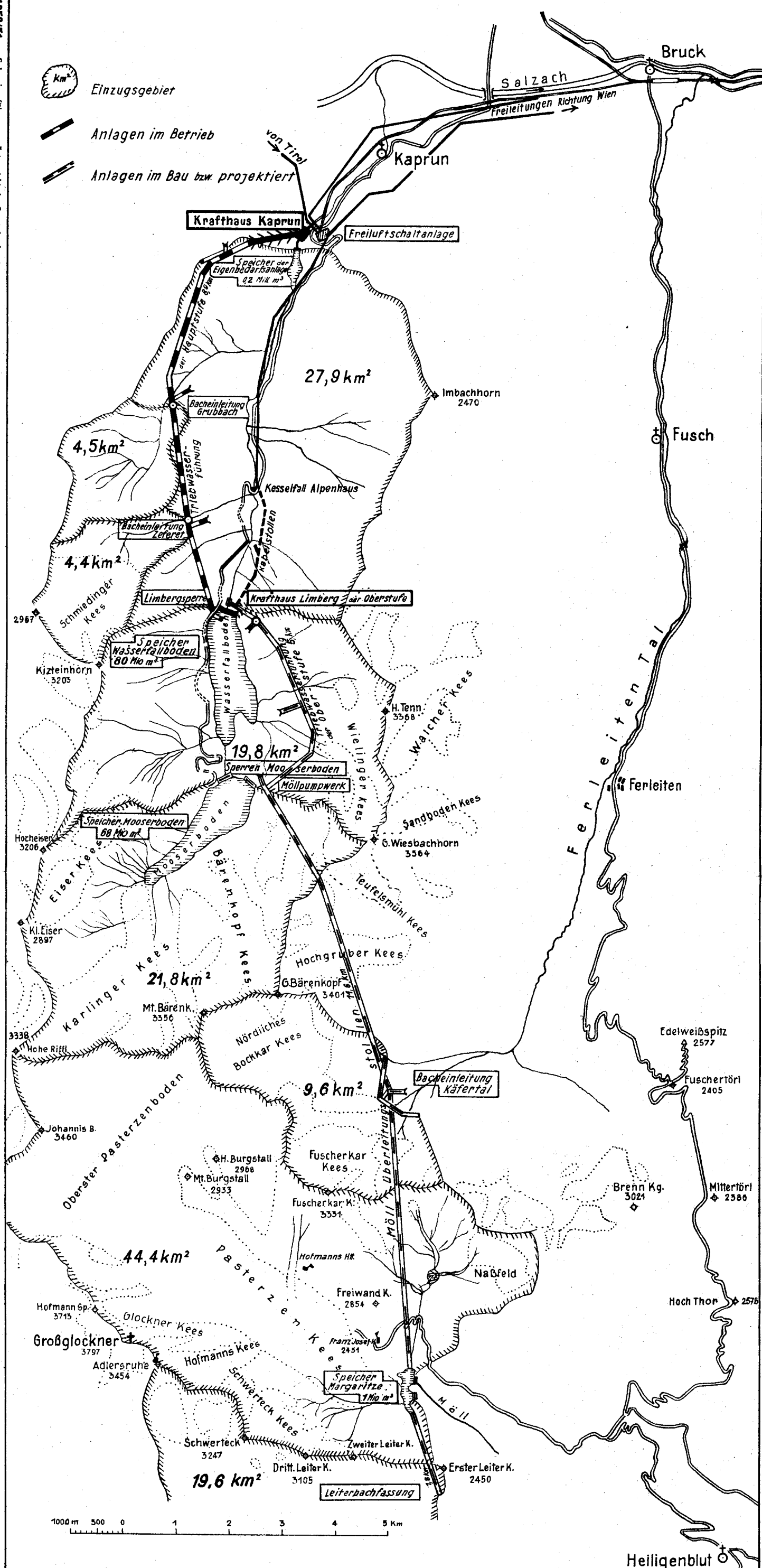
Die Kalkglimmerschiefer des Hochtenn tauchen sichtbar nach Norden hinab und verbinden sich steilstehend mit den Kalkglimmerschiefern des Edlenkopfes (2924 m) und des Schaflegerkopfes. Vom Beschauer aus vor diesem Zug im Norden der stark begrünte Schwarzkopf (2764 m) mit der graphitreichen „Schwarzkopffolge“ innerhalb der dunklen Schiefer der Brennkogeldecke, die ebenfalls das Nordende der Seidlwinkeltrias im Gebiet des Hirzkarkopfes umgeben. Man kann also von hier aus die Kalkglimmerschiefer, bzw.

S. PREY: Glocknerstraße und Tauernkraftwerke Kaprun.

Einzugsgebiet

Anlagen im Betrieb

Anlagen im Bau bzw. projektiert



obere Schieferhülle, vom Großglockner und Fuscharkarkopf über den Wiesbachhornkamm und im Norden herum über Edlenkopf und Ritterkopf bis zum Eintritt in die Schiefermulde zwischen Sonnblick und Modereck um die Seidlwinkeltrias und ihren Schiefermantel (Brennkogeldecke und ihre Äquivalente, „Untere Schieferhülle“) fast durchwegs mit dem Blick verfolgen.

Nach Norden gibt das Ferleiental noch einen schmalen Ausschnitt der Fuscher Schieferhülle frei, dahinter zeigen sich die begrünten Berge der nördlichen Grauwackenzone und schließlich Teile der nördlichen Kalkalpen (Loferer und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkalter, Watzmann, im NE Tennengebirge und Dachstein).

Schließlich mag noch auf die vielenorts modellartig ausgebildeten Moränenwälle, insbesondere der Vorstöße aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts hingewiesen werden, die gleichzeitig den Gletscherschwund seit dieser Zeit veranschaulichen. (Lit.: Quartärführer, I. c. Seite 105.)

c) Edelweißspitze—Zell am See.

Zunächst führt die Straße noch über den Dolomit, der auch die Edelweißspitze aufbaut. Unterm Fuscher Törl ist er oft sehr zermürbt. Das Profil des nördlich der Karmulde herabziehenden Kammes ist aus der Fig. 3, Taf. XVI, zu ersehen. Die großen Kehren unterhalb der Mulde führen über Trümmerwerk und zum Teil auch im Schichtverband abgerutschte Quarzitmassen. Die Folge der dunklen Phyllite mit den Quarziten ist häufig an der Straße sichtbar bis Ferleiten und herrscht bis zum Eingang der Bärenschlucht nördlich Ferleiten, die in den steil nordtauchenden Kalkglimmerschieferzug zwischen Hochtenn im Westen und Hochgamsburg (2279 m) im Osten eingeschnitten ist.

Jenseits der Schlucht weitet sich das Tal und der Landschaftscharakter ändert sich. An Stelle der hochalpinen Szenerie treten begrünte und bewaldete Berge mit geringeren Höhen meist um 2200 m und oft sanfteren Böschungen. Diese Berge der Nordrahmenzone bestehen aus den oft weit vorherrschenden dunklen Phylliten, etwas Grünschiefer und Zügen und Linsen von Kalkphylliten und Gesteinen der Radstädter Decken, die sich vielfach durch steilere Böschungen oder gar Felsbildungen bemerkbar machen.

Bei Bruck im Pinzgau streicht die große steilstehende Störung durch, die den Nordrand des Tauernfensters gegen die Grauwackenzone begrenzt, der die Berge nördlich des Salzachtales angehören. Hier weitet sich auch das Tal der Salzach zu den breiten Talböden des Pinzgaves mit ihrer Versumpfung und den Moorbildungen. Die hier abzweigende quergestellte Furche, in der der 69,5 m tiefe Zeller See eingebettet ist, gibt einen schönen Blick nach Norden frei auf die Triasdolomit- und Kalkmauern des Steinernen Meeres, die Westfortsetzung des bei Werfen (Hochkönig) verlassenen Abschnittes der nördlichen Kalkalpen, die am weiteren Exkursionsweg wieder berührt werden sollen.

Wichtigste Literatur:

- POŠEPNY, A.: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern usw. — Archiv für prakt. Geologie, I. Bd., 1880.
- Angel, F.: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1928.
Dazu Teilergebnisse Nr. 1—11 in Verh. Geol. B.-A., Wien 1929 und 1930.
- Cornelius, H. P. u. Clar, E.: Geologie des Großglocknergebietes (1. Teil). — Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. (früher Geol. B.-A.), Bd. XXV, Wien 1939. Dort weitere Literatur über die Glocknergruppe.
- Braunmüller, E. u. Prey, S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. — Berichte d. Reichsamts f. Bodenf. 1943, Wien 1943. Dort auch weitere Literatur.
- Schmidt, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 99, 1924.
- Clar, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. — Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 146, 1937. Mit weiterer Literatur über die Radstädter Tauern.
- Winkler-Hermaden, A.: Geologische Probleme in den östlichen Tauern, 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 76. Bd., 1926.
Zusammenfassend auch in
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. — Univ.-Verl. Wagner, Innsbruck.
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien 1938.

VIII. Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen**Werner Heißel.****Geologische Karten:**

Geologische Spezialkarte 1: 75.000.

Blatt Kitzbühel—Zell am See (5049), 1935.

Zell am See—Paß Thurn—Kitzbühel—St. Johann i. T.

Gesteinsbestand ganz ähnlich wie auf Strecke Bischofshofen—Schwarzach (siehe S. 71). Vorherrschend Wildschönauer Schiefer und verschiedene Grünschiefer.

Von Bruck (758 m) an quert die Straße das Zeller Moor und biegt noch vor Erreichen der Stadt Zell am See in den Oberpinzgau ein (gegen SW Blick auf Wasserschloß und Druckrohrleitung des Tauernkraftwerkes Kaprun). Oberpinzgau (Oberlauf des Salzachtales) vollkommen geradlinig W—E gerichtetes Tal mit breiter, versumpfter Talsohle, größere Seitentäler nur aus S (Tauern) kommend, meist gleichsohlig und rechtwinkelig einmündend. Vor Bruck biegt die Haupttalfurche unvermittelt rechtwinkelig gegen N über Zell am See um (Talfurche Zell am See—Saalfelden), während die Salzach weiter geradlinig gegen E durch ein Engtal (Taxenbacher Enge) fließt. Dieses W—E-Tal folgt zweifellos einer tektonisch vorgezeichneten Linie: im N Grauwackenzone, im S Tauern-N-Rahmen. Bei Mittersill (787 m) verschwindet der gegen E ausspitzende Keil von Quarzphyllit (Innsbrucker Quarzphyllit) unter den Talaufschüttungen. Dieser Quarzphyllit stellt den höher metamorphen, tieferen Teil der Grauwacken-

zone weiteren Sinnes dar. Die Straße Mittersill—Paß Thurn folgt zunächst der wenig deutlichen Grenze Quarzphyllit—Grauwackenschiefer. Mit zunehmender Höhe besserer Einblick in Tauern und Tauernrahmen (Großvenediger als breite weiße Pyramide). Unterhalb des Paß Thurn liegt im Tal Hollersbach und wenig westlich davon der alte Bergbau Brenntal auf Kupfer und Schwefel (FeS_2). In ihm wurden wieder jene mächtigen vertonten Mylonite aufgeföhren¹⁾, die wir bereits an der Liechtensteinklamm kennen gelernt haben. Sie liegen hier in der geradlinigen W-Fortsetzung gleicher Vorkommen (Wagrain—Liechtenstein- und Kitzloch-Klamm—(Bruck)—Brenntal, siehe S. 75) und sind auch noch weiter westwärts N der Gerlosplatte zu beobachten (W. Heißel).

Nach Überschreiten des Paßtales (Paß Thurn 1273 m) Blick auf gezackten Grat des Kleinen Rettenstein (2217 m) mit zahlreichen steil durchstreichenden Lamellen von Diabas-Schiefern. Im Großachtal (Kitzbüheler Achantal) abwärts, vorbei an Wallfahrtskirche Jochbergwald nach Jochberg (922 m), am Osthang aufgelassener ausgedehnter Kupferbergbau „Kupferplatte“, weiter östlich in einem Seitental aufgelassener ausgedehnter Kupferbergbau „Kelchalm“, schon zur Bronzezeit von großer Bedeutung. Bei Kitzbühel nehmen Quarzporphyrschiefer und paläozoische Kalke großen Anteil am Aufbau der Grauwackenzone. Auch liegen hier größere Einschaltungen von Buntsandstein und Buntsandsteinkonglomerat. Sie haben nach W Verbindung zur Triasdolomit-Insel des Gaisberg. Unmittelbar S und SW Kitzbühel (763 m) alte Kupferbergbaue „Sinnwöl“ und „Schattenberg“. Östlich des Tales das Kitzbüheler Horn (1998 m) mit devonen Korallen- und Crinoidenkalken.

Von Jochberg abwärts liegen im Tal konglomerierte Schotter, mehrfach von Grundmoräne unterlagert und meist von solcher überlagert (interglaziales Profil). Bei Apfeldorf südöstlich St. Johann i. T. treten in ihnen drei durch Lehmlagen getrennte Lignit-Flöze von 60, 45 und 10 cm Mächtigkeit auf (Höhenlage 710—760 m). Auf westlicher Talseite bei Oberndorf deutlich zu erkennen die Halden des alten Bergbaues auf Kupfer „Röhler Bichl“. Hier waren im Mittelalter mit rund 900 m lange Zeit die tiefsten Schächte der Erde.

Wenig nördlich Oberndorf quert die Grenze Grauwackenzone—nördliche Kalkalpen das Tal, das sich zum Becken von St. Johann in Tirol weitet. Die Kalkhochalpen bilden den Rahmen: im E Loferer und Leoganger Steinberge (Hauptgestein und Felsbildner Dachsteinkalk), im N bis NW das Kaisergebirge (Hauptgestein und Felsbildner Wettersteinkalk), dazwischen Berge von geringerer Höhe (Hauptgestein Hauptdolomit und rhätischer Riffkalk—Kalkwand). Die liefern Hangteile im Mittelgrund werden von Buntsandstein aufgebaut.

¹⁾ A. R. Schmidt: Über die Kupferbergbaue im Pinzgau. Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen. 18. Jg. Wien 1890, S. 163 und Taf. S. 151.

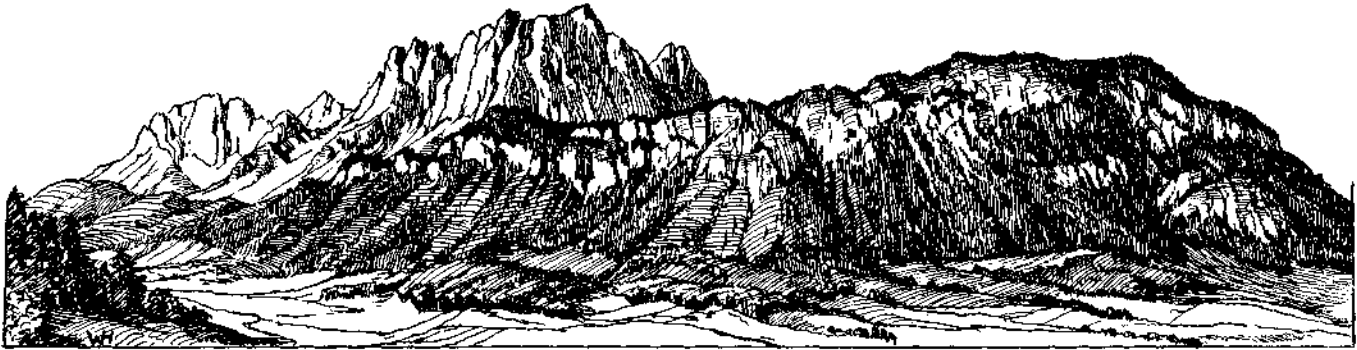


Abb. 6. Ansicht des Kaisergebirges aus der Gegend von St. Johann i. T. aus. Man erkennt deutlich den Aufbau der Gebirgsgruppe aus dem Sockel des Niederkaisers und dem darüberliegenden Oberbau des Wilden Kaisers (Kaisergebirgs-Decke).

Federzeichnung von W. Hammer aus: O. Ampferer: Geol. Führer für das Kaisergebirge, 1933.)

IX. Das Kaisergebirge

Werner Heißel.

Geologische Karten:

Geologische Karte des Kaisergebirges 1:25.000 mit Führer. Von O. Ampferer.

Geologische Spezialkarte 1:75.000, Kufstein (4948), St. Johann und Lofer (4949).

1. Geologische Übersicht.

Der prachtvolle Anblick des Kaisergebirges (Abb. 6) auf der Fahrt zwischen Oberndorf und St. Johann in Tirol bietet Anlaß, sich gleich mit seinem Bau zu befassen. Schon aus dem äußeren Bild wird deutlich, daß sich der Gesamtbau dieser Gebirgsgruppe in zwei große Einheiten gliedert, einem Sockel, den Niederkaiser, der als bewaldeter und Almen tragender Rücken gegen E vorspringt und einem Oberbau mit Hochgebirgsformen, den Wilden Kaiser. Gleichlaufend mit ihm und durch ihn verdeckt, liegt nördlich davon der Zug des Zahmen Kaiser.

An der S-Seite des Gebirges setzt sich der Sockel zuunterst aus einem mächtigen Paket von Buntsandstein und darüber aus verschiedenen Triasgesteinen bis hinauf zum Hauptdolomit zusammen. Die Buntsandsteinbasis besitzt sicher eigene tektonische Stellung. Schon ihre große Mächtigkeit, sowie vielfach eingeschuppte Schollen von Reichenhaller Rauhwacken weisen darauf hin.

Der Oberbau setzt sich im wesentlichen aus denselben Gesteinen zusammen, aus Triaskalken und Dolomiten vom alpinen Muschelkalk hinauf bis zum Rhät mit etwas Lias. Hauptgesteine für den Oberbau sind der ladinische Wettersteinkalk — dieser ist formgebend für das Hochgebirge — und der norische Hauptdolomit. Wie man schon aus der Ferne erkennen kann, überragt der stratigraphisch tiefere Wettersteinkalk den stratigraphisch höheren Hauptdolomit orographisch beträchtlich. Hiefür sind tektonische Vorgänge verantwortlich zu machen. K. Leuchs, der 1907 die erste genaue Kartierung des Kaisergebirges durchgeführt hat, hat es als rings von Bruchflächen umgeben aufgefaßt, an denen es herausgehoben worden wäre. O. Ampferer hat in der Folgezeit wiederholt dargelegt, daß es sich beim Kaisergebirge um eine deckenmäßige Aufschiebung handelt. Auf dem Gebirgssockel liegen an zahlreichen Stellen am unmittelbaren Südfuß der Hochgebirgswände des Oberbaues Gosauablagerungen. Außerdem sind die oberen Teile des Hauptdolomits im Gebirgssockel, also jene Teile, die nahe der Überschiebungsbahn liegen, stark tektonisch zerrüttet (mylonitisiert). Gosau und zertrümmerter Hauptdolomit greifen von der Südseite des Kaisergebirges um die Ostseite herum und biegen schließlich in den Nordfuß ein. O. Ampferer spricht daher für den Oberbau von der Kaisergebirgsdecke. Im Sockel sind große Bauunterschiede zwischen Nord- und Südseite

gegeben. Während er im Süden aus Triasgesteinen mit auflagernden Gosauresten besteht, wird er im Norden im wesentlichen von oligozänen Ablagerungen, den Angerberger Schichten aufgebaut, die deutlich unter die überlagernde Trias der Kaisergebirgsdecke einfallen. Wohl treten im Norden, im Bereiche der Überschiebung auch Schuppen von Gosau auf, die tektonisch auf dem Oligozän liegen. Auch Buntsandstein kommt in Resten an zwei Stellen vor. Aber es handelt sich in beiden Fällen um offenbar an der Basis der überschobenen Decke mitgeschleppte Fetzen des Untergrundes.

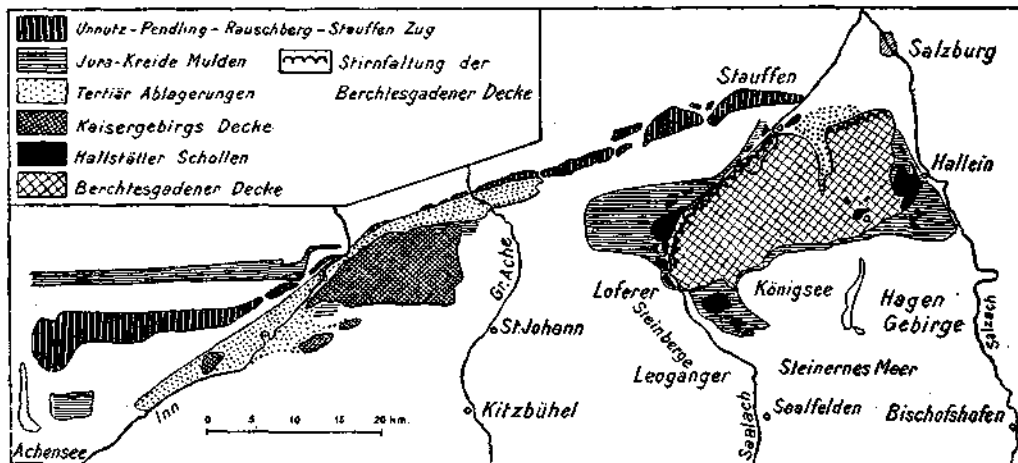


Abb. 7. Die tektonische Stellung des Kaisergebirges innerhalb der angrenzenden nördlichen Kalkalpen. (Aus: O. Ampferer: Geologischer Führer für das Kaisergebirge, 1933.)

Die Kaisergebirgsdecke liegt aber nicht flach dem Untergrunde auf, vielmehr sind ihre Ränder steil aufgebogen und die ganze Decke ist zu einer WSW-ENE-streichenden Mulde zusammengepreßt. Dabei haben die beiden Muldenflügel und der Muldenkern für sich eine gewisse tektonische Eigenstellung bewahrt. Die beiden Muldenflügel, die im wesentlichen aus Wettersteinkalk bestehen, und die die Kämme des Wilden und Zahmen Kaisers aufbauen, spitzen gegen Westen aus und tauchen unter. Der Muldenkern aus Hauptdolomit dagegen breitet sich am West- und Ostende der Decke aus. O. Ampferer faßt die Kaisergebirgsdecke als „Mulde ohne Sohle“ (Taf. XVIII, Fig. 4) auf, das heißt, die tieferen Teile der Mulde wären beim Vorschub der Decke, die bereits zur Mulde gefaltet gewesen wäre, weggeschliffen worden. O. Ampferer nimmt weiter an, daß die Kaisergebirgsdecke nach Ablagerung der Gosau eingeschoben worden wäre und daß sie dann nach dem Oligozän noch eine zweite Vorwärtsbewegung mitgemacht hätte, die sie über dieses verfrachtet hat. Er setzt die Kaisergebirgsdecke in Verbindung mit der weiter westlich in den Tiroler Kalkalpen verbreiteten Inntaldecke (Abb. 7). Damit entspricht dann der Sockel der tieferen Lechtal-Decke.

2. St. Johann i. T.—Kufstein.

Die Fahrt geht entlang des Südfußes des Wilden Kaiser über den Sattel von Ellmau. Rechter Hand (N) ist vielfach die Buntsandsteinbasis zu sehen (Aufschlüsse an der Straße und am Bach), linker Hand (S) bauen ab Going Gesteine der Grauwackenzone niedere, bewaldete Höhenrücken auf. Die Grauwackengesteine sind an steil S-fallender Störung am Buntsandstein aufgeschoben (O. Ampferer). Bei Ellmau (812 m) ist ein breiter Sattel erreicht. Dieser läßt sich mit ähnlich hoch gelegenen Sätteln am S-Rand der Kalkalpen einer alten Talfurche eingliedern, die im Jungtertiär hier verlaufen ist.

Vor der Ortschaft Söll zweigt unsere Straße nach N ab und folgt dem Tal der Weißbach. Dabei dringen wir vom S-Rand der Kaisergebirgsbasis in dieselbe ein. Zunächst begleitet noch Buntsandstein den Weg. Es folgen die stratigraphisch hangenden Kalke und Dolomite, die der Bach in enger Schlucht durchschneidet. Wo die Straße mit hoher Brücke diese überspannt (Höheneiberg), folgt, das Tal querend, eine schmale Schuppe eingeklemmten Alttertiärs: Grundkonglomerate, Bitum- und Zementmergel. Diese über das Tal durchstreichenden tertiären Gesteine bewirken eine deutliche Talweitung. Es folgt in der Fahrtrichtung mächtiger bituminöser Hauptdolomit. Er bildet die Felswände des Eiberg- und Hintersteinkopfes, hinter denen der Hintersteiner-See liegt (Druckrohrleitung zum Kaiserwerk und Wasserfall des Überwassers an der Steinernen Stiege). Die Weißbach durchschneidet auch diese Gesteinsschuppe in einer Schlucht. Im Hintergrund ist der bewaldete Winterkopf (1227 m) sichtbar. Er wird vom Hauptdolomit des Muldenkernes der Kaisergebirgsmulde (siehe S. 114) aufgebaut. Gleich hinter dem Haus Steinernen Stiege endet die Hauptdolomitschuppe. Es folgen an steiler Störung verschiedene Gosauablagerungen. Wir sind in das „Becken von Eiberg“ eingetreten. Hier haben Oberkreideablagerungen weite Verbreitung, vor allem Gosau-Zementmergel, die hier Anlaß zu einer alten ausgedehnten Zementindustrie gaben.

Dort, wo die Straße wieder die linke Seite des Tales erreicht (an der Brücke stehen sehr fossilreiche Kössener Schichten an), zeigen Aufschlüsse an der Straße gegenüber dem „Zementwerk Eiberg“ sehr schön die Transgression der Gosau-Mergel über die Schichtköpfe aufgerichteter Lias-Fleckenmergel (siehe Taf. XVIII, Fig. 2 u. 3). An der Einmündung des Gaisbachgrabens in altem Zementmergelbruch schön gefaltete Mergel. Hinter Egerbach an der Straße Oberjura-Aptychenmergel.

Wir nähern uns wieder dem Rande des Eiberger Beckens. Gosau-Sandsteine und -Mergel werden an steiler Störung vom Hauptdolomit-Plattenkalk der Kaisergebirgsdecke überlagert (scharfe Straßenbiegung nach rechts). Scheinbar bildet jenseits des Baches der Hauptdolomit-Rücken des Kufsteiner Waldes die Fortsetzung. Die Weißbachklamm folgt einer steilstehenden Störung. Die Klamm mündet in die Inntalsole bei Kufstein (483 m) aus. Westliche Seite des Tales: Unutz-Pendling-Gewölbe im Kern Wettersteinkalk (Pendling 1565 m), am Fuß Hauptdolomit. In der Talsole mehrfach aufragende Fels-

kuppen von Hauptdolomit und Plattenkalk, auf einer derselben in der Talmitte Festung Kufstein. Östliche Talseite: Hauptdolomitenkern der Kaisergebirgsmulde, dahinter vorschauend südlicher Muldenflügel Wettersteinkalk des Wilden Kaiser (Scheffauer 2113 m), etwas mehr NE nördlicher Muldenflügel, Wettersteinkalk des Zahmen Kaiser (Pyramidenspitze 1999 m). Im Hintergrund Niederndorfer Berge.

Wichtigste Literatur:

- Ampferer, O.: Über die Kaisergebirgsdecke, — Verh. d. Geol. B.-A., 1925.
 Ampferer, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. Mit einer Karte 1:25.000, Erläuterungen und 48 Abbildungen. — Geol. B.-A., Wien III, 1933.
 Leuchs, K.: Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein—Ellmau und die Beziehungen des Eiberger Beckens zu seiner Umgebung. — Mitt. d. Wiener geol. Ges. Wien 1912.

Erklärungen zu Tafel XVIII.

Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze der Umgebung von Häring. Von W. Heißel.

Fig. 2 und 3. Transgression der Gosau-Zementmergel über Lias-Fleckenmergel.

Fig. 4. Geologischer Schnitt durch das Kaisergebirge. Nach O. Ampferer: Geologischer Führer für das Kaisergebirge, 1933.

1 = Grünschiefer, 2 = Grauwackenschiefer mit Diabaslagern, 3 = Buntsandstein, 4 = Reichenhaller Grauwacken, 5 = Ramsau-Dolomit, 6 = Muschelkalk, 7 = Partnachschiefer, 8 = Wettersteinkalk, 9 = Raibler Schichten, 10 = Hauptdolomit, 11 = Gosau-Schichten, 12 = Tertiär, 13 = Mühlsteinkonglomerat (diluvial).

X. Das Unterinntaler Tertiär

Werner Heißel.

Geologische Karten:

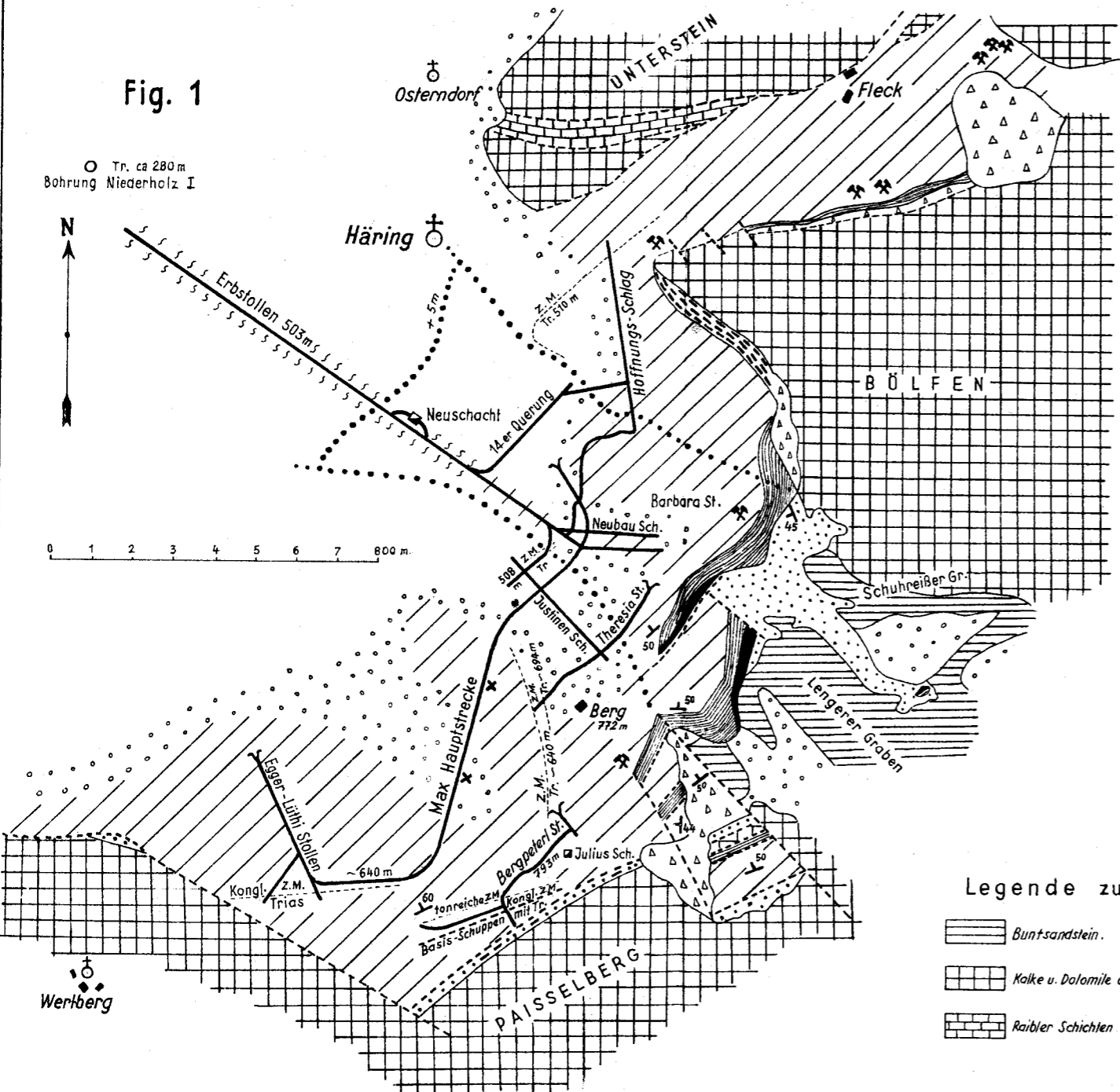
Geologische Spezialkarte 1:75.000. Blatt Kufstein (4948) 1925, Blatt Rattenberg (5048) 1918.

1. Geologische Übersicht

Das Unterinntaler Tertiär ist in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung: Wirtschaftlich wegen seiner Kohlenführung und der ausgedehnten Vorkommen für die Zementindustrie verwertbarer Ablagerungen, geologisch wegen seiner Beziehungen zum Gebirgsbau.

Ganz allgemein liegt folgende Schichtfolge vor: Oberes Eozän (Priabonien): 1. Transgressionsbildungen, Grundkonglomerate, die im Streichen in brecciös-konglomeratische Korallen-, Nummuliten-, Lithothamnienkalke übergehen. Örtlich ein dem Untergrund aufliegendes Kohlenflöz mit 4 m Durchschnittsmächtigkeit (Kohle 5500—6000 Kal.), 2. bituminöse Mergelkalke mit örtlich reicher Flora.

Fig. 1



Legende zu Fig.1

- | | | | | |
|----------------------------|---|---|---|---|
| Buntsandstein. | Grundkonglomerat. | Bilum-Mergel. | quart Grundmoränen u. Schotter Bergsturz- u. Gehängeschutt. | Kalklinsen im Zementmergel auf der Max-Hauptstrecke. |
| Kalk u. Dolomite d. Trias. | basale Nummuliten- u. Lithothamnien-Kalke, z.T. breccios-konglomeratisch. | Zementmergel. | Störungslinien Schichtgrenzen. | Bei Aufschlüssen untertag bedeutet:
Tr. = Trias
Z.M. = Zementmergel
kongl. Z.M. = konglomeratische Zementmergel. |
| Raibler Schichten | Ausbisse des Kohlenflözes. | Unterangerberger Schichten im Erbstollen. | Ausdehnung des Kohlenflözes untertag. | |

Fig. 2

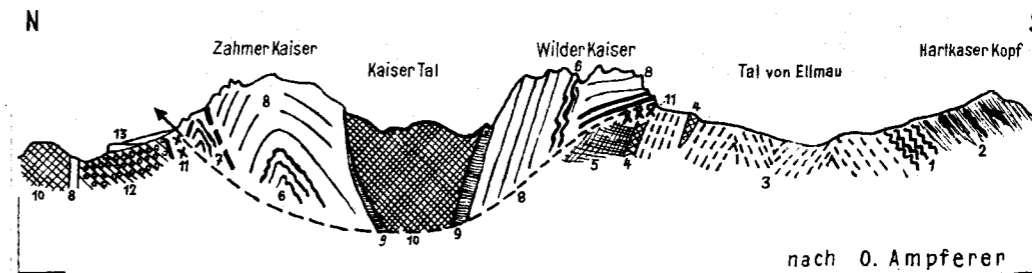


1 Lias-Fleckenmergel, 2 Gosau-Zementmergel, 3 Schutt.

Fig. 3



Fig. 4



W.HEISSEL : Kaisergebirge und Häringer Tertiar.

Unteroligozän (Lattorfien): 3. Fossilreiche Zementmergel mit Einlagerungen brecciös-konglomeratischer Korallen-, Nummuliten-, Lithothamnienkalke, reich an Foraminiferen und faziell gleich denen der Transgressionsbildungen. 4. Sandige Mergel mit Kalksandsteinzwischenlagen, mikrofaunistisch durch weniger und kleinere Arten von Foraminiferen und das Fehlen einer Makrofauna von 3. unterschieden. In höheren Teilen treten auch Sandstein- und Konglomeratlagen auf. 5. Konglomerate mit Zwischenlagen von Sandsteinen = Oberoligozän (Aquitaniens). 1.—3. = Häringer Schichten, 4. = Unterangerberger Schichten, 5. = Oberangerberger Schichten.

Im Raume des Inntales sind zwei große Deckeneinheiten verbreitet: Die Kaisergebirgsdecke (entspricht weiter westlich der Inntaldecke) und deren Untergrund, der westwärts in die Lechtaldecke übergeht. In seiner Masse transgrediert das Tertiär über der Lechtal-Decke. Hier erreicht es auch seine größten Mächtigkeiten und ist bis hinauf zu den Oberangerberger Schichten erhalten. Am Nordabfall des Kaisergebirges fallen Angerberger Schichten eindeutig unter die Kaisergebirgsdecke ein und sind von dieser überfahren. Reste tertiärer Gesteine (Transgressionsgesteine und Bitummargel) finden sich aber auch in ganz gleicher Ausbildung, wobei die Übereinstimmung bis in stratigraphische Einzelheiten geht, auf der Kaisergebirgsdecke. Dies führt zur zwingenden Folgerung, daß die Bildungsräume sowohl des Tertiärs auf, wie unter der Kaisergebirgsdecke in unmittelbarer Nachbarschaft gelegen, bzw. ein und derselbe gewesen sein müssen.

Die tertiären Gesteine des Unterinntales (von tektonisch abgespaltenen kleinen Vorkommen abgesehen) füllen eine langgestreckte SW—NE-verlaufende Tiefenlinie, die sich von Reith im Winkel im E über Kössen in Tirol — Nordhang des Kaisergebirges — Kufstein — Häring — Unter- und Oberangerberg bis Kramsach (Rattenberg) im W erstreckt. Während sich bei Reith im Winkel die tertiären Basis-schichten in die Luft herausheben, tauchen bei Kramsach die obersten, jüngsten Tertiärgesteine unter die Talauffüllung des Inntales unter. Man hat früher diesen Ablagerungsbereich als eine gegen SW ins Inntal eintauchende Mulde bezeichnet. Größerer Transgressionsverband ist im Inntal aber nur auf der südöstlichen Talseite gegeben. Wo Basisgesteine auch auf der nordwestlichen Talseite auftreten, sind sie tektonisch am Tertiärbeckenrand eingeschuppt.

Während für die Häringer Schichten die überwiegend marine Entstehung außer Zweifel stand, galten die Unter- und Oberangerberger Schichten mindestens in höheren Teilen (Konglomerate) als limnisch-fluviatil. Neuere Untersuchungen (Heißel, 1950) brachten aber für die Unterangerberger Schichten den sicheren Nachweis mariner Entstehung (Globigerinen) und auch mindestens für die Oberangerberger Sandsteine rein marine Fossilien (Lithothamnien- und Echinodermereste u. a.). Außerdem ist für die Oberangerberger Schichten zu bemerken, daß sie im Inntal in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit den älteren Tertiärgesteinen stehen, sondern bei Kundl—Breitenbach durch eine tektonische Schuppe von Triasmyloniten von diesen getrennt werden.

2. Kufstein—Häring—Gratenbergl bei Wörgl.

(Siehe Taf. XVIII, Fig. 1.)

Von Kufstein geht die Fahrt zunächst an den aus der Talsohle aufragenden Felskuppen vorbei. Nach Überqueren der Weißbach ersteigt die Straße eine postglaziale Schotterterrasse und führt weiter am Westfuß des Kufsteiner Waldes entlang. Von der Höhe bietet sich ein schöner Rundblick auf das Inntal bei Kufstein. Der Kufsteiner Wald bildet die scheinbare SW-Fortsetzung des Muldenhauptdolomites der Kaisergebirgsdecke. Er wird aber von dieser durch Störungen abgetrennt. Einer derselben folgt die Mündungsklamm der Weißbach (siehe S. 115). An seinem SW-Ende wird aber dieser Hauptdolomit transgressiv von Obereozän (Nummulitenkalke) überlagert. Es steht aber noch nicht fest, ob diese bereits unmittelbar dem Häringer Tertiärgebiet angehören, oder ob sie von diesem durch eine Störung, die am SE-Rand des Kufsteiner Waldes entlang zieht, getrennt werden.

Bei Kirchbichl zweigt die Straße nach Häring ab. Es werden jene Hügelzüge gequert, die namengebend für das „Bühlstadium“ A. Pencks waren. O. Ampferer konnte dann allerdings nachweisen, daß diese Rücken nicht aus Endmoränen des Inngletschers, sondern aus interglazialen Schottern bestehen.

Nach kurzer Fahrt ist Häring erreicht. Hier gibt sich gute Gelegenheit, die tertiäre Schichtfolge vom unteroligozänen Zementmergel bis hinab zu den obereozänen Transgressionsbildungen zu studieren. Neben einem steilen Waldweg sind zunächst die Zementmergel entblößt. Besonders in einem alten Mergelabbau sind sie deutlich aufgeschlossen. Am Wege weiter hinauf liegen reichlich Fallstücke basaler Nummuliten-Lithothamnienkalke. Sie führen nicht selten neben anderem größere Fischzähne: *Lamna sp.*, *Carcharodon sp.* u. a. Wenig oberhalb stehen diese Basiskalke normal-transgressiv über Wettersteinkalk an. Die priabonen Bitum-Mergel sind hier nicht entwickelt. Diese sind in einem nächst südlichen Graben, dem Längerer Tal, vorhanden. Der Weg quert zu diesem durch einen Wald, in dem das Tertiär durch Hangschutt aus Buntsandstein überflossen ist.

Im Längerer Tal steht das geschlossene Profil Zement-Mergel—Bitum-Mergel—Kohle—Basiskonglomerat—(liegender Buntsandstein) an. Die Bitum-Mergel führen wenig oberhalb am linken Hang Hornsteinknollen. Die Transgressionsfläche des Tertiärs über dem Untergrund von Buntsandstein ist im Schuhreißer Graben, einem kleinen Seitengraben, zu sehen: Über steil einfallendem Buntsandstein liegen weniger steil fallende, rein kalkalpine Grundkonglomerate der Häringer Schichten.

Am linken Hang des Längerer Tales sind unmittelbar am Weg mehrere offene Löcher, denen, zeitlich verschieden, mehr oder weniger starker Qualm entströmt. Es sind die Abgase eines unter den Füßen des Beschauers umgehenden Flözbrandes.

Nachdem bei Häring die Ablagerungen des Priabonien und Lattorfien besichtigt werden konnten, gibt die Weiterfahrt Gelegenheit, in einer Lehmgrube bei Kirchbichl — unmittelbar an der Straße gegenüber der Kirche — Unterangerberger Schichten (? unteres Aquitanien oder

oberes Lattorfien) zu sehen. Es sind sandige Mergel mit Glimmerbelag auf den Schichtflächen und zwischengeschalteten Kalksandsteinbänken.

Kurz bevor der Eisenbahnknotenpunkt Wörgl erreicht wird, ragt aus der Talsohle eine von einer kleinen Kirche gekrönte Felskuppe aus Wettersteinkalk auf. Dieser Wettersteinkalk ist sehr stark zerklüftet. Auf diesen Klüften tritt zähflüssiger Asphalt aus, der im heißen Sonnenschein in Form schwarzer Bänder über den lichten Kalk herunterrinnt. Die Frage nach der Herkunft dieses Asphaltes ist noch nicht geklärt. Er ist jedenfalls in die Klüfte des Wettersteinkalkes eingewandert. Als primäre Lagerstätten kommen einerseits die Tertiärlagerungen des Unterinntales in Betracht (Bitum-Mergel), andererseits sind auch in der Trias bituminöse Gesteine (besonders der Hauptdolomit) bekannt. Da das Gratenbergl als westliche Fortsetzung des Paiseiberges an steil SE-fallender Störung dem Häringener Tertiär aufgeschoben ist, dürfte aber der Ursprung des Asphaltes in diesen Schichten zu suchen sein. Klärung der Frage wäre wohl durch chemische Analyse möglich.

Wichtigste Literatur:

- Am pferer, O.: Über den Bau der Unterinntaler Tertiärmulde. — Monatschrift f. d. öffentl. Baudienst und d. Berg- und Hüttenwesen. Wien 1922.
 Am pferer, O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von B. Sander. — Jb. d. Geol. B.-A., 72. Bd., 1922.
 Am pferer, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. — Geol. B.-A., Wien III, 1933.
 Ettinghausen, v.: Die tertiäre Flora von Häring in Tirol. — Abh. d. Geol. R.-A., Bd. 2, Wien 1855.
 Heißel, W.: Beiträge zur Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. — Jb. d. Geol. B.-A., Bd. 94, Wien 1950/1951. Zur Zeit in Druck.

XI. Inntal (Wörgl—Innsbruck)

Oskar Schmidegg.

(Geologische Karten siehe Seite 129.)

1. Südseite des Inntales (bis Mündung des Zillertales).

Von Wörgl an begleiten die teilweise bewaldeten Felsrücken aus Ramsaudolomit mit seinen aschgrauen Anwitterungsfarben das Tal auf der Südseite. Der Ramsaudolomit vertritt hier fast die ganze Trias, vom Muschelkalk bis zum Hauptdolomit einschließlich. Hinter ihm breitet sich nach einem Buntsandstreifen die sanftere Berglandschaft der Wildschönau aus, die aus paläozoischen, sogenannten Wildschönauer Schiefen der Grauwackenzone und weiter im S aus Quarzphyllit besteht. Sie ist vom Inntal aus durch zwei in den Ramsaudolomit eingeschnittene Schluchten, die Wörgler und Kundler Klamm, zugänglich.

Bei St. Leonhart, hinter Kundl, wird der sonst bis über Rattenberg gleichmäßig weiterziehende Ramsaudolomit durch Schwarzer Dolomit, der sich mit seiner mehr gelblichen Anwitterungsfarbe

von dem weißgrauen Ramsaudolomit gut abhebt, und durch Buntsandstein unterbrochen. Es liegt hier eine durch Verschuppung eingetretene Wiederholung der ganzen Serie vor: Schwazer Dolomit—Buntsandstein—Muschelkalk—Ramsaudolomit. Der Hauptzug des Schwazer Dolomits setzt weiter südlich mit dem Gratlspitz ein und erreicht am Zillertalausgang die Talsohle, während der nördliche Zug, der hier ans Inntal tritt, dieses im W bereits bei Brixlegg wieder erreicht.

Südlich des Inntales liegen die angeführten Gesteinszüge in nach N überkippter Lagerung. Beim Streichen herrschen im ganzen Unterinntal zwei miteinander interferierende Hauptrichtungen: E—W und ENE bis NE, die letztere als wahrscheinlich jüngere.

Bei Rattenberg, dessen alte Schloßruine auf Ramsaudolomit gebaut ist, sind im Bahntunnel Fossilien der Raiblerschichten festgestellt worden. In der Ortschaft Brixlegg erscheint der schon erwähnte nördliche Schwazer Dolomit in Form kleiner Felskuppen wieder. Nach S bietet sich ein Blick auf die sanften Schieferberge, davor links im Gratlspitz und rechts im Reitherkogel der Hauptzug des Schwazer Dolomits. Das darunter liegende Hügel- und Terrassenland besteht, soweit es nicht von Schottern und Moränen bedeckt ist, hauptsächlich aus Muschelkalk und Ramsaudolomit, wie auch die Hügel bei Schloß Matzen (links) und von Lichtwerth (rechts der Straße).

Mit dem Einsetzen der Muschelkalkbänke zwischen dem Ramsaudolomit und dem zunehmenden Auftreten dunkler Mergel (Partnach- und Raibler-Horizont) tritt eine allmähliche Faziesänderung nach W hin gegenüber dem im E noch fast ganz vorherrschenden Ramsaudolomit ein.

Auf die zahlreichen Erzvorkommen, sowohl in der Trias als auch im Schwazer Dolomit, wurde hier seinerzeit viel Bergbau getrieben (auf Silber und Kupfer). Noch in Betrieb ist der Bergbau Großkogel im Schwazer Dolomit des Reither Kogel, der eine stockförmige Lagerstätte von Baryt mit Fahlerz enthält. Halden und die Aufbereitungsanlage sind von St. Gertraudi, das selbst wieder wie Schloß Kropfsberg auf einer durch eine Buntsandsteinlage abgetrennten Scholle von Schwazer Dolomit liegt, sichtbar.

Der Reither Kogel bildet den rechten Eckpfeiler des sich nun öffnenden Zillertales. Es ist beiderseits von sanften Hängen aus Wildschönauer Schiefen und weiter südlich aus Quarzphyllit begleitet. Die dazwischen liegenden Steilhänge gehören dem Augengneis an. Ganz im Hintergrund erscheinen die schneebedeckten Gipfel der Zillertaler Alpen (Zentralgneis).

2. Nordseite des Inntales (bis Mündung des Zillertales).

An der Nordseite wird das Inntal von Kufstein bis Kramsach von verhältnismäßig nicht sehr hohen Bergen begrenzt, die aus Hauptdolomit und Wettersteinkalk bestehen. Tektonisch sind es E—W- und ENE-streichende Aufwölbungen.

Das davor liegende, auch bis Kramsach reichende Hügelland wird zur Hauptsache von tertiären Angerbergschichten (Aquitane) gebildet.

Oberhalb Kramsach erhebt sich das **Sonnwendgebirge** (Rofan). Auf einem Sockel aus Hauptdolomit, der eine flache, ungefähr E—W-streichende Mulde bildet, baut sich eine bunte Serie jüngerer Schichten auf (weißer Riffkalk des Rhät, rote Liaskalke, Oberjura mit Breccien), die eine lebhaft verschuppte und Verfallung mit nach NNE gerichteten Achsen aufweisen. Ein großer, vom Pletzachkopf auf die Talsohle bis fast nach Brixlegg niedergegangener Bergsturz aus Oberrhät- und Liaskalken ist gut sichtbar.

Nach SW vorgelagert ist die zur Inntaldecke gehörige Wettersteinkalkscholle des Ebnerjoches. Vom Sonnwendgebirge ist sie durch die Einschaltung des „Schichthals“ getrennt, an der auf den hier tiefer herabsteigenden Juraschichten Gosau eingeschaltet ist.

Zwischen dem Ebnerjoch bzw. dem Sonnwendgebirge und dem nun nach W folgenden Karwendel mündet bei Jenbach das zum Achensee führende Quertal. Der **Achensee** selbst ist durch mächtige diluviale Schotterablagerungen abgedämmt worden. Vorher erfolgte die Entwässerung des gesamten Talbereiches nach S zum Inntal, nach der Seeaufstauung nach N, und erst in neuerer Zeit wurde der See wieder durch das Achenseekraftwerk nach S angezapft.

3. Südseite des Inntales (Zillertalmündung—Innsbruck).

Der Dolomit des Reitherkogls setzt sich auch westlich des Zillertales, zwar in Schollen zerlegt, aber doch in zusammenhängendem Zuge fort. Zunächst baut er den Bergrücken auf, sinkt aber dann allmählich ab und setzt sich, die Sicht auf die dahinter liegenden Schieferberge und das Kellerjoch freigebend, bis nach Schwaz fort, wo er unter die Inntalsole untertaucht.

Er ist besonders hier der Träger zahlreicher Fahlerzvorkommen, auf die sich im 15. und 16. Jahrhundert ein blühender Bergbau entwickelte. Tausende von Knappen waren dabei beschäftigt und in vielen Kilometer langen Stollen wurden die reichen Silbererze erschlossen, bei Schwaz auch ein Schacht bis 240 m unter die Talsohle niedergebracht. Die ausgedehnten alten Halden, die schon vom Tal aus (bei Jenbach und Schwaz) sichtbar sind, rühren fast durchaus vom Bergbau her. Diese besonders für die damalige Zeit (Schräm-Arbeit) großartige Aufschlußtätigkeit wurde in neuerer Zeit nicht wieder aufgenommen. Der jahrhundertelange Bergbau war dadurch möglich, daß man auch die weniger reichen Erze nahm.

Dem Schwazer Dolomit ist eine Felsterrasse aus Triasgesteinen vorgelagert. Es sind wie bei Brixlegg Buntsandstein, Muschelkalk (Steinbrüche bei St. Margarethen und vor Schwaz) und Dolomit.

Bei Schwaz ist die Felsterrasse unterbrochen. Hier bietet sich ein Blick in den Lahnbachgraben, der die ungefähre Grenze zwischen Wildschönauer Schiefer (links) und Quarzphyllit (rechts) bildet. Darüber die Augengneismasse des Kellerjoches. Sie ist steilachsig schlingenförmig gebogen, mit Quarzphyllit verschuppt und randlich oft stark phyllonitisiert. Vom Nordrand setzen zahlreiche Eisenspatgänge ein, die südlich Schwaz auch Kupfer- und Silbererze führen (Schwader und Schwazer Eisenstein, Arzberg, Heilig-Kreuz

an der Straße). Auch hier bestand einst ein ausgedehnter Bergbau. Der Augengneis taucht zwischen Schwaz und Pill ebenfalls unter die Inntalsole.

Damit verschwindet die Grauwackenzone i. e. S. von der Oberfläche und das Inntal folgt der Grenze zwischen Quarzphyllit und nördlichen Kalkalpen, die sicher eine größere Störungsfläche darstellt und auch als seismische Linie erster Ordnung bekannt ist.

Es folgt nun südlich des Inntales bis zum Patscherkofel nur mehr Quarzphyllit, der nur schmale Einlagerungen von Chloritschiefer und Kalk, bzw. Dolomit enthält. Vorgelagert ist eine diluviale Terrasse, von der teilweise der Felsgrund freigelegt ist (Steinbruch hinter Wattens), andernorts, wie hinter Pill und bei Hall, nur die Schotterlagen zu sehen sind.

4. Nordseite des Inntales (Zillertalmündung—Innsbruck).

Westlich der Talfurche Jenbach—Achensee beginnt das Karwendelgebirge zunächst mit dem aus Wettersteinkalk der Lechtaldecke gebildeten Rücken des Staner Joches, das durch die von O. Ampferer hier erstmalig erkannte Reliefüberschiebung bekannt ist. In durch ältere Erosion entstandenen Vertiefungen des Wettersteinkalkes liegen Reste der Basalschichten (Buntsandstein und Rauhwacke) der darüberschobenen Inntaldecke. Sie ziehen sich hauptsächlich auf die Nordseite des Staner Joches hinab.

Südlich des nun folgenden Stallentales setzt die große zusammenhängende Schubmasse der Inntaldecke ein, die das Hochkarwendel aufbaut und hier am Hochnissl nach E ausspitzt. Wie sich beim Blick in das Stallental sehr schön sehen läßt, bricht sie nach N mit steilen Wänden aus Wettersteinkalk ab, unter dem noch ein Band aus Muschelkalk an der deutlichen Schichtung zu erkennen ist. Die Wandflucht setzt sich durch das ganze Karwendel bis über den Ahornboden hin fort. Unter den Wänden der Inntaldecke treten dann die Gesteine der Lechtaldecke, hier Hauptdolomit mit darüber liegenden Juragesteinen, zu Tage.

Von den E—W-streichenden Großfaltenzügen der Inntaldecke begegnen uns der Reihe nach die Aufwölbungen als Gebirgskämme: Oedkarspitze—Hochnissl, Bettelwurfkette und Solsteinkette mit den dazwischen liegenden Mulden im Vompertal und Halltal, in denen noch Reste von Raiblerschichten eingeklemmt sind. Diese Faltenzüge werden von der steil stehenden und etwa ENE, also nahezu parallel dem Inntal verlaufenden Halltaler Störung, an der die Inntaldecke gegenüber der darunter hervorkommenden Lechtaldecke abgesunken ist, spitzwinkelig abgeschnitten.

Am Fuß des Gebirges ist zwischen Schwaz und Hall die interglaziale Inntalterrasse gut ausgebildet. Ein Bänder-tonlager wird bei Fritzens für eine Ziegelei ausgebeutet.

Bei Hall ist der Blick in das Halltal frei, das hier den Hauptdolomit der Lechtaldecke quer durchbricht; darüber der Wettersteinkalk der Inntaldecke mit den südfallenden Schichtplatten des Bettelwurfgewölbes. Im unteren Teil ist die Schichtung wegen der starken

Querverbiegungen nicht erkennbar. Das Halltal biegt dann scharf nach W um und birgt in seinem oberen Teil die Salzlagerstätte. Wie die untrennbare Verbindung mit Gesteinen der Reichenhaller Schichten zeigt, gehört sie dem Alter nach der Untertrias an.

Auf Grund der vorzüglichen Detailaufnahme des Salzlagers von O. Schauburger wurden von O. Schmidegg gefügetektonische Untersuchungen durchgeführt, die enge Beziehungen zwischen Lagerstättentektonik und dem Gebirgsbau des Karwendels aufzeigten, besonders bei den hier sehr stark in Erscheinung tretenden, und bisher noch nicht beachteten Querverfaltungen. Es konnte erwiesen werden, daß die Tektonik des Salzlagers unter dem Zwang der Gebirgsbewegungen vor sich ging und danach geprägt wurde.

Vom Halltal zieht der Austritt der Deckengrenze, bzw. der Störungsfläche über das Törl (hinter der weißen Pyramide der „Kaisersäule“ sichtbar) wieder in das Inntal herüber, senkt sich allmählich abwärts und verschwindet westlich Innsbruck unter der Talsohle. Die Basis der Inntaldecke ist an einigen Stellen gut durch den roten Buntsandstein erkennbar: Thaurer Alm, Vintl Alm, und unter der Höttinger Alm. Oberhalb Mühlau sind, bedingt durch die undurchlässigen Reichenhaller Schichten, größere Quellaustritte vorhanden, die im wesentlichen die Stadt Innsbruck mit Trinkwasser versorgen und gleichzeitig zur elektrischen Krafterzeugung verwendet werden.

XII. Patscher Kofel bei Innsbruck

Oskar Schmidegg.

1. Fahrt von Innsbruck auf den Patscherkofel.

Nach Überquerung der Sill an der Mündung ihrer in Quarzitphyllit eingeschnittenen Schlucht steigt die Straße an der Ostseite des Silltales über Quarzphyllit an, in dem schwächliche Marmor- und Chlorit-schiefereinlagerungen vorkommen. Örtlich liegen auch kleine Moränen- und Schotterreste auf. Bei Vill wird die Terrassenhöhe, das sogenannte Mittelgebirge erreicht, das hier fast ganz von geschichteten Schotterablagerungen eingenommen wird. Östlich Vill in einer Mulde das Viller Moor mit Ablagerungen der postglazialen Wärmezeit.

Hinter Igls tauchen zwischen Moränenablagerungen, die nun an Stelle der Schotter treten, gletschergerundete Hügel aus Quarzphyllit auf mit schönen Gletschertöpfen NE der Patscherkofelbahn-Talstation.

Unter der Bahn zieht ein Ausläufer der Schutthänge des Patscherkofels herab. Von Heiligwasser bis zur Bergstation fährt man über Quarzphyllit.

Die Gipfelkuppe wird von einer Auflagerung altkristalliner Gneise und Glimmerschiefer gleich denen der Öztaler und Stubaiyer Alpen mit Einlagerungen von Amphiboliten und Marmorlagen gebildet. Die Glimmerschiefer enthalten vielfach Granaten und Staurolith, letztere allerdings bereits in eine graue Masse umgewandelt. Sie sind sehr gut

an der Mauer des Patscherkofel-Schutzhauses zu beobachten, aber auch am Weg, der zum Gipfel führt.

Die Gesteine, welche sich am Gipfelaufbau beteiligen, sind nach B. Sander einengend in letzter Prägung mit Beanspruchungsrichtung ungefähr WNW—ESE, NW—SE geprägt worden, also mit den Achsenrichtungen SW—NE, während sonst im Quarzphyllitgebiet auch Achsenrichtungen als Hauptrichtungen der Durchbewegung E—W und SE—NW, ferner auch N—S vorkommen.

2. Geologischer Überblick vom Patscherkofel.

(Siehe Taf. XIX und XX.)

Bei Innsbruck stoßen drei geologisch grundverschiedene Bereiche zusammen, die sich schon landschaftlich auffallend voneinander abheben. Es sind dies:

a) Im SW die altkristalline, aus Gneisen und Glimmerschiefer bestehende Masse der Ötztaler und Stubaiyer Alpen mit dem darauf liegenden Mesozoikum der Stubaiyer Kalkalpen (Kalkkögel—Tribulaun). Von S her ist als höhere tektonische Einheit noch die aus Quarzphyllit und Karbon bestehende Steinacher Decke geschoben.

b) Im SE liegen die im geologischen Sinne zu den Tauern gehörigen Zillertaler Alpen mit den bis ans Inntal reichenden Tuxer Vorbergen. Den Kern bildet der Zentralgneis mit seinen kantig geformten Bergen, um den sich die verschiedenen Schieferhüllen herum legen, die meist durch scharf gezackte Grate gekennzeichnet sind. Im N schließt sich dann der Quarzphyllit und die Grauwackenzone im engeren Sinne an, mit den rundlich sanften Bergformen, die nur ober der Waldgrenze etwas schroffer werden.

c) Jenseits (nördlich) des Inn breiten sich die bleichen, kahlen Felsmauern der Nördlichen Kalkalpen aus, die hauptsächlich aus kalkig-dolomitischen Gesteinen des Mesozoikum (Trias bis Kreide) bestehen. Die im Verhältnis geringer mächtigen mergeligen und sandigen Schichten wirken sich von hier aus gesehen im Landschaftsbild nur wenig aus.

a) Die Stubaiyer und Ötztaler Alpen.

Die Stubaiyer- und Ötztaler Alpen werden zur Hauptsache von Gneisen und Glimmerschiefern gebildet. Vorherrschend ist besonders in den südlichen Teilen ein Biotitplagiklasgneis (Paragneis), der durch Zunahme des Glimmergehaltes in Glimmerschiefer übergeht und vielfach auch Granat und Staurolith, seltener Cyanit führen kann. Besonders in den mittleren und nördlichen Teilen sind zahlreiche, mitunter recht mächtige granitische bis dioritische Orthogneise sowie auch Amphibolite eingeschaltet, ferner noch wenig veränderte, also mehr massige Intrusivgesteine meist granitischer Natur. Alle diese Orthogneise heben sich schon landschaftlich durch ihre schrofferen kantigen Formen heraus.

In den südlichen Bereichen des Ötztals selbst bis hinüber in das Hochstubaier weisen diese meist steilstehenden Gesteinszüge des Altkristallin, wie sich aus den Aufnahmen und der gefügekundlichen Bearbeitung O. Schmideggs ergab, einen großzügigen Schlingengambau mit intensiver steilachsiger Verfaltung, die größtenteils von der Kristallisation überholt ist, auf. Nach N gehen diese steilachsigen Verbiegungen in ungefähr E—W-Streichen mit flachen Faltenachsen über. Erst gegen das Silltal drehen sich diese auch meist steil aufgerichteten Gesteinslagen aus W—E über SE bis zu SSE. Auch im nördlichen Teil kommen untergeordnet noch steilachsige Verfaltungen vor.

Über diesem altkristallinen Gneisgebiet liegen W des Silltal in flacher Lagerung die Stubaier Kalkalpen mit den Kalkkögeln, dem Serleskamm und der Tribulaungruppe. Sie sind durch Transgressionsbildungen mit dem Untergrund verbunden, weisen aber örtlich auch Bewegungserscheinungen auf. Bemerkenswert ist, daß ihre Gesteine in nach S zunehmendem Maße immer höher kristallin werden (Tauernkristallisation). Es kommt in hierzu geeigneten Lagen zur Ausbildung kristalliner, Glimmer führender Schiefer, wie etwa der Raibler Schiefer mit Querschieferen.

Die Schichtfolge weist gewisse Ähnlichkeiten mit den nördlichen Kalkalpen auf, hat aber doch ihr eigenes zentralalpines Gepräge. An der Basis treten Quarzite und Quarzkonglomerate (im S als Geröllgneise) auf, die am hohen Burgstall auch Magnetit führen. Darüber folgen anisische dunkle dolomitische Kalke, dann wie in der Berchtesgadener Fazies der Nordalpen als Hauptfelsbildner mächtige Dolomite, die durch ein Band von dunklen mergeligen Schiefern mit Sandsteinen usw. (Raibler Schichten), das aber auch oft fehlt, in einen Oberen und Unteren Dolomit geteilt werden. Letztere entsprechen altersmäßig dem Wettersteinkalk und Hauptdolomit der Nordalpen. Im Hangenden tritt im Serleskamm und in der Tribulaungruppe eine bunt wechselnde Folge von Glimmerkalken und Bändermarmoren auf, die der rhätischen Stufe entspricht. Roter Lias findet sich auch noch auf der Kesselspitze (mit Ammoniten) und an der Basis des Nöblachjoches.

Der sanfte, mit dem Nöblachjoch endigende Bergrücken und die Brennerberge südlich von Obernberg werden von einer von S her aufgeschobenen Decke aus Quarzphyllit mit ursprünglich auflagerndem Oberkarbon, der Steinacher Decke gebildet. Der Quarzphyllit enthält in den stratigraphisch obersten Lagen reichlich Eisendolomit mit Bänderkalken, während das Oberkarbon, das nach den stellenweise reichlich vorkommenden Pflanzenabdrücken als Ottweiler Stufe bestimmbar ist, aus Quarzkonglomeraten, Sandsteinen und tonig-schieferigen Lagen besteht und auch Anthrazitkohlenflöze führt. Im allgemeinen ist das Oberkarbon, besonders was die Metamorphose anlangt, wenig verändert, zum Teil aber durch mehrfache Gebirgsbewegungen stark gestört: Zunächst sind es ungefähr S—N-gerichtete Bewegungen (Deckenschub), dann Bewegungen in Richtung SE—NW bis E—W. Besonders durch die Bewegungen SE—NW ist die Kohle mehrfach zu achsialen Gebilden (mit NE-

Richtung angeschoppt worden. Sie wird seit 1945 mit Erfolg abgebaut.

Erklärungen zu Tafel XIX.

Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte von O. Schmidegg. Zusammengestellt nach den geologischen Aufnahmen von O. Ampferer, W. Hammer, E. Hartmann, B. Sander und O. Schmidegg.

Es wurde versucht, auch die Achsenlagen (B-Achsen nach B. Sander) übersichtsweise darzustellen, wobei allerdings nur eine Auswahl der für die Tektonik wichtigsten Achsen (besonders Großfalten, Stengelbau) gebracht werden konnte. Denn einerseits war es infolge des kleinen Maßstabes nicht möglich, besonders in nach mehreren Plänen durchbewegten Gebieten ohne unübersichtlich zu werden, alle Achsen darzustellen, andererseits sind große Gebiete auf Achsen hin noch nicht genügend bearbeitet. Vor allem älteren Karten (außer Blatt Rattenberg von Ohnesorge) fehlen sie überhaupt. Die Übersicht kann daher kein vollständiges Bild der Verformungspläne geben.

Die Eintragung der Achsen erfolgte nach den Arbeiten von: Th. Ohnesorge (Kitzbühler Alpen), B. Sander (Tauern Westende, Tuxer Alpen), O. Schmidegg (Stubai, Brennergebiet, Karwendel, Unterinntal), A. Fuchs (Stubai, Kalkalpen, Achensee—Kaiser).

Fig. 2 und 3. Profile längs des Silltales; das östliche, zum Teil als Kulissenprofil. Zusammengestellt von O. Schmidegg. Maßstab wie Fig. 1 1:440.000.

Fig. 4. Profil durch das Karwendel, vorwiegend nach O. Ampferer (1928, Zeitschrift „Kali“) mit Ergänzungen im Gebiet des Halltales von O. Schmidegg.

- Legende.
- 1 Jura
 - 2 Hauptdolomit, Kössener Schichten, Plattenkalk
 - 3 Raibler Schichten (hauptsächlich Mergel)
 - 3a Raibler Dolomit
 - 4 Wettersteinkalk
 - 5 Muschelkalk
 - 6 Salzlager mit Haselgebirge
 - Punktmuster Inntalaufschüttung
 - JD Inntal-Decke
 - LD Lechtal-Decke
 - dicke Linien Bewegungsflächen

Maßstab ungefähr 1:180.000.

Die Steinacher Decke hat die darunter liegende Trias stark niedergewalzt, so daß sie nur mehr als schmales Band an der N-, E- und S-Seite herumführt. Nach W nimmt sie unter Verzahnung mit dem Quarzphyllit rasch wieder normale Mächtigkeit an, wobei dieser mit einzelnen schmalen Ausläufern weit in das Mesozoikum bis in den Serleskamm eingreift. Am Blaser wird damit auch eine höhere Teildecke abgespalten. Auch in der Steinacher Decke selbst lassen sich zwei Teildecken, deren eine Nöblacher Karbon trägt, unterscheiden. Unter dem Triasband sind stellenweise, besonders im S, die ebenfalls stark ausgewalzten altkristallinen Schiefer zu erkennen und unter diese fallen von W her die höheren Gesteinsserien der Tauern: Obere Schieferhülle mit Tarntalerserie ein.

Als ein zwar kleines aber besonders bemerkenswertes Vorkommen ist noch der liparitische Bimsstein von Köfels im Ötztale zu erwähnen, der gangförmig in einem Augengneis auftritt. Die auffällig starke Zerrüttung der Augengneismasse dieses Gebietes ist, wie die eingehenden Untersuchungen O. Reithofers zeigten, postglazial erfolgt und hängt mit dem Auftreten des Bimssteines zusammen.

O. SCHMIDEGG: Tektonische Übersicht des mittleren und östlichen Nordtirol.

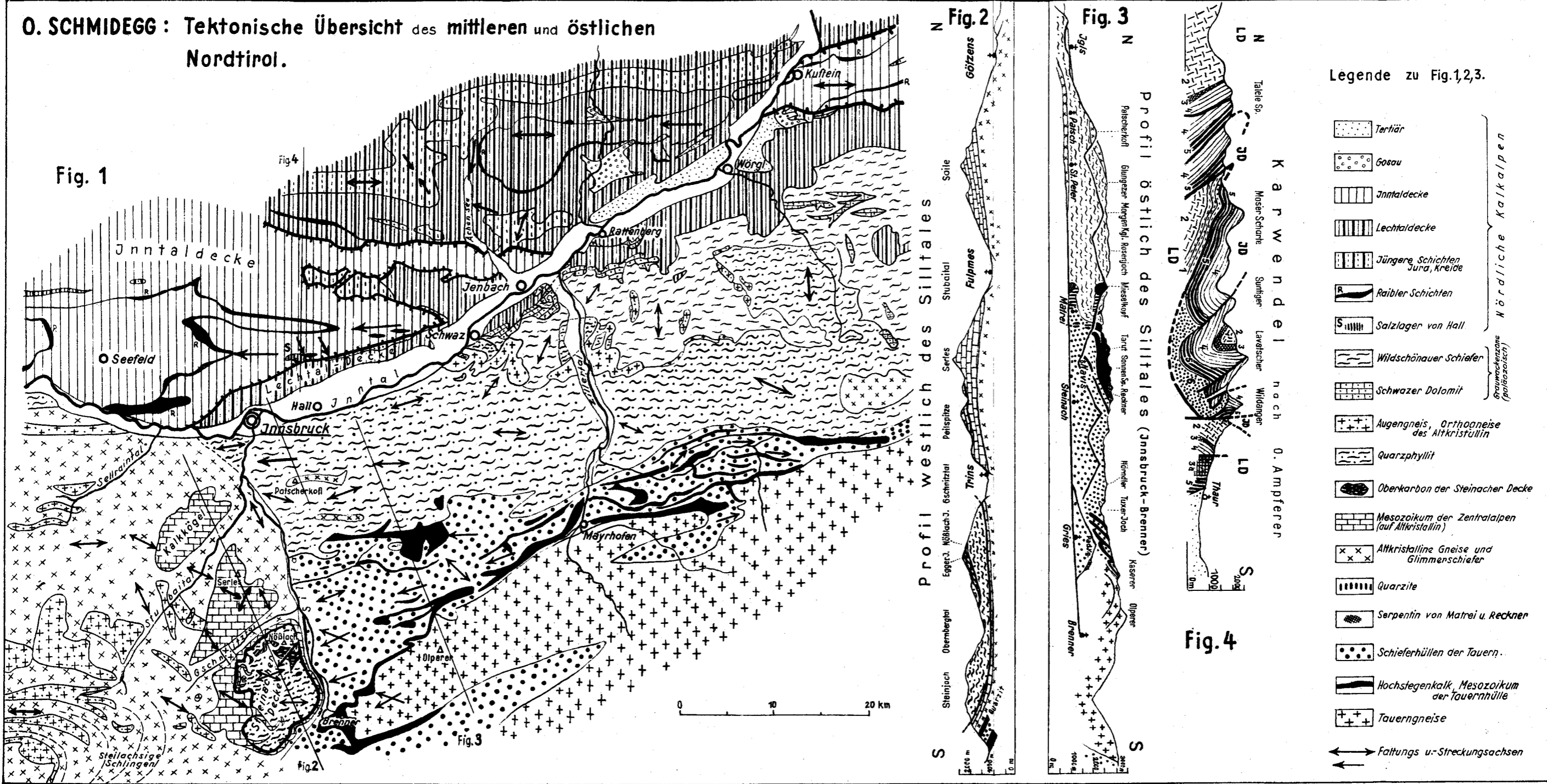


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Legende zu Fig. 1, 2, 3.

- Tertiär
 - Gosau
 - Innthaldecke
 - Lechtaldecke
 - Jüngere Schichten Jura, Kreide
 - Raibler Schichten
 - Salzlagen von Hall
 - Wildschönauer Schiefer
 - Schwarzer Dolomit
 - Augengneis, Orthogneis des Attkristallin
 - Quarzphyllit
 - Oberkarbon der Steinacher Decke
 - Mesozoikum der Zentralalpen (auf Attkristallin)
 - Altkristalline Gneise und Glimmerschiefer
 - Quarzite
 - Serpentin von Matri u. Reckner
 - Schieferhüllen der Tauern
 - Hochsteigenkalk, Mesozoikum der Tauernhülle
 - Tauerngneise
 - Faltings- u. Streckungsachsen
- Nördliche Kalkalpen
Grauwackenzone (Paläozoisch)

Profil westlich des Silltales

Profil östlich des Silltales (Junsbruck-Brenner)

Karwendel nach O. Ampferer

b) Die Zillertaler Alpen und ihre Vorberge.

Der Zentralgneis mit seinem intrudierten Dach sinkt hier gegen den Brenner nach W ab und ist vom Patscherkofel aus noch im Gebirgskamm Schrammacher—Kraxenträger zu sehen. Der Zug der Tauerngneise endet damit gegen W und wird von oft stark wechselnden Gesteinsserien, der „Schieferhülle“ umgeben.

Die dem Gneis näheren Glieder, die „Untere Schieferhülle“ (hier im Sinne B. Sanders gebraucht, dessen grundlegenden Aufnahmen wir die Kenntnis dieses Gebietes verdanken) sind zur Hauptsache kalkarme bis kalkfreie kristalline Schiefer, im besonderen Gneise (darunter Knollengneise), Glimmerschiefer, Quarzite, Amphibolite. In ihnen kommen häufig Granat, Biotit, Hornblende, Epidot, Albit und Karbonat als Neubildungen vor (Tauernkristallisation), am Wolfendorn auch Rhätizit. Hiezu kommen noch Kalke (Hochstegenkalk) und Dolomite (Pfitscher Dolomit), die, wie z. B. im Tuxertal und am Brenner, oft zu beträchtlicher Mächtigkeit anschwellen.

Über das Alter dieser Gesteine kann in diesem Bereich mangels Fossilien wenig Sicheres ausgesagt werden¹⁾. Nach ihrer Lage und lithologischen Vergleichen sind die Schiefergesteine wohl zu einem großen Teile als vortriadisch anzusehen, während die Kalk- und Dolomitzüge hauptsächlich dem Mesozoikum zuzurechnen sind.

Einen großen Raum nimmt die Gesteinsserie ein, die über den bisher genannten liegt („Obere Schieferhülle“) und größtenteils aus Kalkphylliten und dunklen Schiefen, stellenweise auch Breccien besteht. Diese Gesteine, die auch als „Brennerschiefer“ bezeichnet wurden, breiten sich nach N bis zum Navistal aus, greifen S Steinach noch über das Silltal hinüber und ziehen schließlich nach S über den Brenner, wo sie S des Zentralgneiskernes wieder mächtig entfaltet sind. Sie sind den Bündnerschiefen vergleichbar und dürften zur Hauptsache jungmesozoisches Alter haben.

Der ganze Bereich der Schieferhüllen mit dem Zentralgneis ist mit vorwiegend N 70° E gerichteten und bis etwa 25° nach W einfallenden Achsen intensiv durchbewegt. Es kommen aber auch andere Achsenrichtungen, wie eine jüngere E—W und eine NW-Richtung vor. Die Schieferungsflächen bilden keinen zusammenhängenden Mantel um den Gneiskern, sondern sind mehrfach verstellt. Besonders die Untere Schieferhülle ist in nach N einfallende Tauchdecken gelegt und oft stark verfaltet. Diese Bewegungen sind nach S und mit Annäherung an den Gneis, in zunehmendem Maße von der Tauernkristallisation überholt.

Das Deckenschema, besonders der Schweizer Geologen, rechnet die Obere Schieferhülle zur „Glockner Decke“ zusammen mit hangenden Teilen der Unteren Schieferhülle, die übrigen Teile der letzteren zusammen mit dem Zentralgneis zur „Venediger Decke“.

¹⁾ Außer einem gut erhaltenen Ammoniten aus dem Hochstegenkalk, der bei Mayrhofen gefunden und von R. Klebelsberg als *Perisphinctes* bestimmt und der Kreide zugerechnet wurde.

Über den Kalkphyllit der Oberen Schieferhülle legen sich noch meist stark ausgewalzte Gesteinszonen: S des Hauptkammes besonders die Matreier Schuppenzone, N des Hauptkammes und im Brennergebiet die Tarntaler Serie. Letztere (im Deckenschema zum Unterostalpin gerechnet) ist mit Trias-Jura-Gesteinen in den Tarntaler Bergen mächtig entwickelt und liegt hier in flacher Lagerung über Kalkphyllit und Quarzphyllit. Nach W setzt sie sich über den Mieskopf nach Matrei fort (Serpentin am Schloßberg) und biegt dann schwach nach S über Steinach zum Brenner, wobei oberhalb Matrei und bei Steinach besonders die hellen Quarzite hervortreten.

Nördlich schließt sich an die Tarntaler Serie der mächtige Komplex des Innsbrucker Quarzphyllites an (Deckenschema: oberostalpin), der bis an das Inntal heran reicht. Er weist im großen und ganzen eine flachwellige Lagerung auf und führt stellenweise schmale Einlagerungen von Chloritschiefern, sowie von Kalken und Dolomiten. Nach W verschwindet er in Richtung Völs unter der Inntalsole, taucht aber bei Flaurling wieder auf, wobei er steil nach S unter das Altkristallin der hier nach N vorgeschobenen Öztaler Masse einfällt. Diesem Vorschub nach N steht in den nördlichen Kalkalpen die tektonische Einsenkung des Seefelder Sattels gegenüber (S. 129).

Öztaler Gneise und Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith kommen in tektonischer Auflagerung, wie bereits S. 123 erwähnt, auch am Patscherkofel bis zum Glungezer vor. Eine weitere solche Einschaltung streicht vom Rosenjoch in das Arzthal.

Nach E setzt sich der Quarzphyllit, zuletzt allerdings stark verschmälert, bis in den Pinzgau fort. Bei Schwaz taucht, wie schon S. 122 angeführt, die eigentliche Grauwackenzone auf, die zur Hauptsache aus den zum Teil nach Fossilien als Silur erkannten Wildschönauer Schiefern besteht. An der im allgemeinen recht unscharfen Grenze gegen den Quarzphyllit sind häufig Augengneise eingeschaltet, wie die schon erwähnte mächtigere Gneismasse des Kellerjoches. Über den Wildschönauer Schiefer legt sich nach N überkippt der Schwazer Dolomit und auf diesen häufig mit Übergängen durch bunte Konglomerate (Dolomit in rotem Bindemittel) stratigraphisch verbunden, der Buntsandstein der Trias.

c) Die Nördlichen Kalkalpen.

Sie sind, was den tirolischen Teil betrifft, fast durchwegs von O. Ampferer aufgenommen worden. Er ist 1904 zur Erkenntnis eines Deckenbaues gekommen und hat in dem hier sichtbaren Bereich eine obere Inntaldecke und eine tiefere Lechtaldecke unterschieden. Der Deckenbau tritt im Karwendel besonders schön zu Tage.

Die Inntaldecke baut das eigentliche fast ganz aus Wettersteinkalk bestehende Hochkarwendel auf, das einen Großfaltenbau mit E—W-gerichteten Achsen aufweist, deren Aufwölbungen mit den Gebirgsketten zusammenfallen. Sie sind bereits auf S. 122 angeführt. Vom Solsteingewölbe ist, wie von hier aus deutlich wird, in seiner

östlichen Fortsetzung an der Innsbrucker Nordkette nur der Nordflügel erhalten. Im Hechenberg liegt der Rest einer weiteren Aufwölbung vor, die mit nahezu senkrechter Wand aus Wettersteindolomit gegen das Inntal abstürzt (Martinswand).

Da die Achsen der Großfaltung nach W allmählich örtlich stärker mit Querverbiegungen abfallen, tritt in der Seefelder Gruppe und der folgenden Senke der Hauptdolomit an Stelle des Wettersteinkalkes als formbildendes Element. Erst mit der Hohen Munde schwingt sich der Wettersteinkalk wieder steil auf und bildet den schroffen Zug der Mieminger Gruppe und im weiteren Verlauf einen großen Teil der Lechtaler Alpen mit der Heiterwand.

Die Deckengrenze von Innsbruck nach E ist vom Patscherkofel aus wieder sehr deutlich zu erkennen, wobei der Buntsandstein an der Basis der Inntaldecke als gute Führung dient (siehe S. 123).

Die Schichtfolge der Inntaldecke enthält in diesem Bereich:

Hauptdolomit

Raibler Schichten als dunkle Mergel, Sandsteine, Kalke

(Oberer) Wettersteinkalk mit gut sichtbarer rhythmischer Schichtung als Hauptfelsbildner

Partschnackkalk (Unterer Wettersteinkalk, hier vom Oberen Wettersteinkalk gut abtrennbar) meist nur grob gebankt, bildet die Gipfel der Nordkette mit schönen Großoolithstrukturen (Goetheweg)

Oberer Muschelkalk als Reiflinger Knollenkalk

Unterer Muschelkalk (Gutensteiner Kalk)

Reichenhaller Schichten mit gelben Rauhwacken

Buntsandstein und Haselgebirge.

Die Lechtaldecke weist besonders in diesem Bereich des Inntales eine in manchen Schichtgliedern von der Inntaldecke abweichende Fazies auf. So treten besonders im Partnachhorizont statt der hellen Kalke reichlich dunkle Mergel auf. Der Wettersteinkalk tritt hier an Mächtigkeit stark zurück, während er weiter im E (Staner Joch z. B.) wieder mächtiger ist. Die Raibler Schichten sind durch dunkle Mergel und Dolomite vertreten.

Karten und Literatur:

An geologischen Karten sind erschienen und beziehen sich auf das besprochene Gebiet:

Blatt Kufstein 4948 (O. Ampferer), 1925.

Blatt Rattenberg 5048 (O. Ampferer und Th. Ohnesorge), 1918.

Blatt Innsbruck—Achensee 5047 (O. Ampferer und Th. Ohnesorge), 1912.

Blatt Ötztal 5146 (W. Hammer mit Th. Ohnesorge, B. Sander, F. Kerner), 1929.

Blatt Zirl—Nassereith 5046 (O. Ampferer und Th. Ohnesorge), 1912.

Blatt Sölden—St. Leonhord 5246 (O. Schmidegg), 1932.

Als übersichtliche und doch eingehende Darstellung des ganzen Gebietes: R. Klebelsberg: Geologie von Tirol. Berlin, Borntraeger, 1935. Mit Angabe der gesamten bis dahin erschienenen geologischen Literatur.

Als besonders grundlegende und wichtige Karten enthaltenden Arbeiten werden noch angeführt:

O. Ampferer und W. Hammer: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. d. Geol. B.-A. 1898.

O. Ampferer: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. d. Geol. B.-A. 1903.

B. Sander: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, I. — Denkschriften der Ak. d. Wiss. 1911 und II., Jb. d. Geol. St.-A. 1920.

B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. d. Geol. B.-A. 1921.

B. Sander: Geologische Exkursionen durch die Tuxer Alpen und den Brenner, Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden und den Tauern. Leipzig 1913.

Neuere Arbeiten:

P. Bleser: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. — Luxemburg 1934.

H. Dünner: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner, 1934.

A. Fuchs: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen. — Jb. d. Geol. B.-A. 1939.

B. Sander: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). — Mitt. d. R.-A. f. Bodenf. Wien 1942.

O. Schmidegg: Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz in Tirol. — Jb. des Reichsamtes f. Bodenf. 1942.

O. Schmidegg: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brennergebiet). — Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum (Innsbruck), 1949.

O. Schmidegg: Die tektonische Stellung der Haller Salzlager im Gebirgsbau des Karwendels. — Jb. d. Geol. B.-A. 1951.

Erklärungen zu Tafel XX.

Fig. 1. Rundblick vom Patscherkofel. Die Grundlage bildete ein käufliches Panorama mit verschiedenen Unvollkommenheiten der Zeichnung. Geologische Eintragung von O. Schmidegg. Umzeichnung von J. Kerschhofer.

Fig. 2. Ostwestprofil über den Brenner, als Abschluß des Rundblickes nach S, da dieses Teilstück im Gesamtbild nicht recht zur Geltung kommt. Zusammengestellt von O. Schmidegg.

O. SCHMIDEGG: R u n d b l i c k v o m P a t s c h e r k o f e l

S T U B A I E R - A L P E N K A R W E N D E L

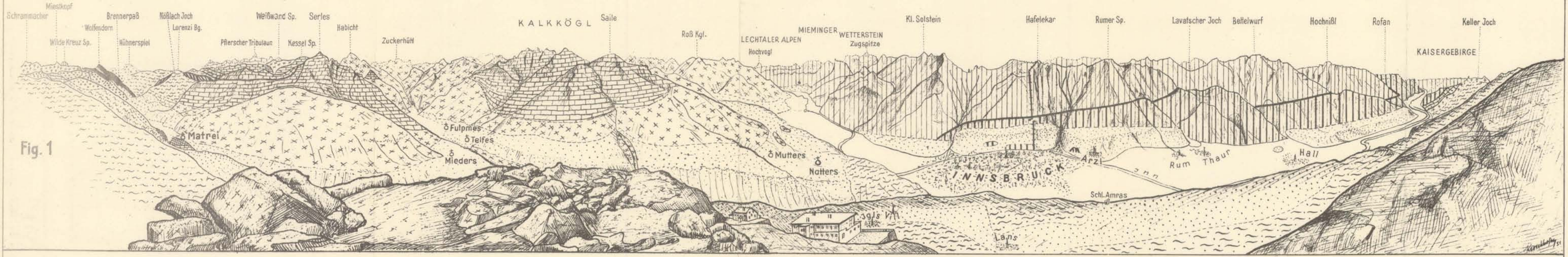


Fig. 1

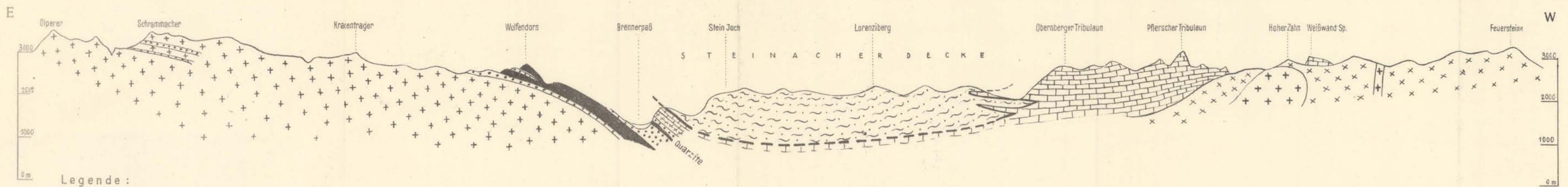


Fig. 2

Legende:

- Deckengrenze
- Inn- und Lechtaldecke
- Nördliche Kalkalpen
- Diluvium
- Terrassenschotter Moränen
- Schwarzer Dolomit
- Augengneis des Kellerjoches, Tauerngneise
- Schieferhülle
- Serpentin
- Mesozoikum der Zentralalpen u. Tirolder Serie
- Hochstegenkalk
- Quarzphyllit
- Karbon des Nöblachjoches
- Altkristalline Gneise u. Glimmerschiefer