

43/50



MITTEILUNGEN

der

Gesellschaft der Geologie- und
Bergbaustudenten
in Wien



Jahrg. II

Heft 1

Wien

MITTEILUNGEN
DER
GESELLSCHAFT DER GEOLOGIE- UND BERGBAUSTUDENTEN
IN WIEN

Herausgegeben von der Gesellschaft der Geologie- und
Bergbaustudenten in Wien.

Heft 1

Jahrg. II

Akademische Arbeitsgemeinschaft
Wien, im Oktober 1950.

I n h a l t :

	Seite
H. Hartl: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, N.Ö. (mit einer Karten- und Profilbeilage).....	2
H. Holzer: Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939 - 46. (Referat)	22

Geologie der Kalkalpen und
der Flyschzone im Raume
Frankenfels und Plankenstein, N.Ö.

von Hans Hartl, Wien.

	Seite:
1. Einleitung	2
2. Begrenzung und Großeinteilung	2
3. Ergebnisse	3
4. Die Lunzer Decke	6
5. Die Frankenfelser Decke und die Randschuppe	9
6. Die Grestener Decke	15
7. Die eigentliche Flyschzone	19
8. Literaturangaben	20

Beilagen: Geol. Aufnahmskarte 1 : 25.000
3 Gesamtprofile.

1. Einleitung.

Die vorliegenden Ausführungen stellen in dieser Form eine kurze Zusammenfassung der als Dissertation von mir im Juni 1950 an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien eingereichten Arbeit dar.

Ich erlaube mir an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. K o b e r (Vorstand des Geologischen Institutes der Universität Wien), für das meinen Arbeiten entgegengebrachte Interesse ergebenst zu danken. Darüber hinaus bin ich Herrn Hofrat Prof. Dr. F. T r a u t h (Naturhistorisches Museum Wien - Geologische Abteilung) für die freundlicher Weise durchgeführte Bestimmung von Fossilien zu Dank verpflichtet.

2. Begrenzung und Grobeinteilung.

Allen Untersuchungen und Ausführungen der vorliegenden Arbeit lag die Karte 1:25.000 - Sektion 4854/2 und 4754/4, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, zugrunde.

Wir erachten es in diesem Rahmen als unsere Pflicht, auf die Unzulänglichkeit dieser Kartenunterlagen hinzuweisen, die in manchen Fällen sowohl durch Masstab, als auch durch die Ungenauigkeit der Aufnahme den Erfordernissen in keiner Weise entsprechen.

Das Gebiet wird im W durch den sogenannten Reifgraben begrenzt, ein Erosionstal, das von der Straße westlich St. Anton an der Jessnitz direkt nach dem Süden führt. Den südlichen Begrenzungspunkt bildet der St. Antonsee, der auf der Karte nicht verzeichnet ist. Nach Norden hin bildet, von der Straße ausgehend, der dort einmündende Erlaufbach (so benannt in der Karte 1: 25.000 - tatsächlich heißt er Bodingbach und wird auch in den folgenden Ausführungen immer so bezeichnet), die Grenze gegen das westliche Aufnahmegebiet, dessen Neubearbeitung Gegenstand einer Dissertation meines Kollegen Dr. E. P a r l o w war. (18). Sie verläuft entlang des nach Norden verlaufenden Bachbettes bis zur Wasserscheide und zieht von dort entlang des Weges, der ebenfalls nach Norden führt, in das Melktal. Dieses bildet die Westgrenze bis zum nördlichen Eckpunkt, der durch das Straßendreieck der Strassen Scheibbs - Oberndorf und Scheibbs - St. Georgen, sowie deren Verbindung gegeben ist.

Die Ostbegrenzung ist wesentlich einfacher gestaltet, da sie mit dem Rand der Kartenblätter zusammenfällt. Dadurch erübrigt sich auch eine genauere Bezeichnung von Lokalitäten.

Die südliche Begrenzung zieht vom Reifgraben, also vom St. Antonsee her, auf der dem Jessnitzbach folgenden Kammhöhe bis zur Straße südlich der Eisenbahnstation Winterbach. Von dort erstreckt sie sich weiter in Ostrichtung bis an den Kartenrand.

Die Nordbegrenzung entspringt rein geologischen Überlegungen, denn sie bezieht noch den Saum der eigentlichen

Flyschzone in das Aufnahmegebiet ein. Dadurch würde sie von mir auf den Höhenkamm nördlich Texing und St. Georgen a.d. Leis verlegt, läuft also ungefähr parallel mit dem sich in W - O Richtung erstreckenden breiten Trogtal.

Die großtektonischen Einheiten des Gebietes sind, wenn wir der von L. K o b e r aufgestellten Synthese des voralpinen Deckenbaues folgen (5,6): Im Süden die L u n z e r D e o k e , unter dieser und weiter nördlich die F r a n k e n f e l s e r D e c k e mit ihrer R a n d s c h u p p e (Früher die sogenannte K i e s e l k a l k z o n e (11)); darauf folgt weiter nach Norden hin die G r e s t e n e r D e c k e (bisher in der Literatur als Klippenzone bezeichnet) und als nördlichste und tiefste Einheit des Aufnahmegebietes die eigentliche F l y s c h z o n e .

3. E r g e b n i s s e .

Zur besseren Übersicht erlauben wir uns, die für diese Arbeit bedeutsamsten Ergebnisse zu Beginn vorwegzunehmen:

1. In dem von uns bearbeiteten Gebiet liegt Deckenbau im Sinne der von L. K o b e r gegebenen Gliederung vor !

2. Die L u n z e r D e c k e zeigt Schuppenbau, der durch das Auffinden der S c h l a g e r b o d e n s c h u p p e eine Erweiterung erfuhr.

Die Höhe 809 nördlich St. Anton/Jessnitz (Profil 3) ist eine Deckscholle der Lunzer Decke und bildet den NW - Rahmen für ein im Jessnitztal aufgeschlossenes Halbfenster der Frankenfelsler Decke in der Lunzer Decke. Dieses steht mit dem Angerhalbfenster des westlichen Anschlußgebietes in schmaler Verbindung, ja dadurch wird dieses erst zu einem Halbfenster !

Die Opponitzer Kalke der Höhe 809 sind unserer Meinung nach ein Erosionsrest der östlich davon ausgebildeten Schlagerbodenschuppe.

3. Die Gliederung der Frankenfelsler Neokombucht konnte auch in diesem Gebiete aufrecht erhalten werden (siehe auch Profil 1,2). Eine "Wurzelzone" allerdings, so wie sie im Osten unseres Gebietes im Raume Kirchberg a.d. Pielach W. F i s c h a k und H. S c h w e n beschrieben haben (19,20) kennen wir n i c h t , da auch bei uns die nördlich davon gelegene Deckschollenregion fehlt. An die Stelle der Wurzelzone tritt nördlich der F r a n k e n f e l s e r S y n k l i n a l e eine A n t i k l i n a l z o n e , in deren Kern gelegentlich Jurakalke aufbrechen. Südlich der Frankenfelsler Antiklinalzone kann man deutlich eine A n t i k l i n a l e u n t e r d e r L u n z e r D e c k e unterscheiden.

Nördlich der Antiklinalzone - also der "Wurzelzone" der östlichen Gebiete - lagert eine Synklinale, auf die dann weiter im Norden eine jurassisch - triadische Sedimentreihe bis zum Hauptdolomit folgt. Dieser bildet den Kern der W e i ß e n b a c h - S t a t z - b e r g - A n t i k l i n a l e , die eine gut ausgebildete verkehrte Serie im Südgehänge des Weißenbachs aufweist. Darunter konnten wir die normale Serie bis zum Hauptdolomit wiederfinden. Mit diesen Ergebnissen wurde eine Klarstellung der Verhältnisse im Aufbau der von H. V e t t e r s nur flüchtig beschriebenen

"Synklinale im Gehänge des Weißenbaches" erreicht. Diese Erscheinung konnte auch weiter nach O hin verfolgt werden, obwohl dies Vettters bestritten hat (16).

Die Frankenfesler Decke zeigt nach N hin an der Überschiebungslinie gegen die Randschuppe fast durchgehend ein Rauhwasckenband, das in Bezug auf seine Breitenausdehnung eine ziemlich gleichmäßige Entwicklung aufweist. Darunter fällt eine normale Serie ein, die grüne und rote Hornsteine, Spuren verquetschter Fleckenmergel, Kieselkalke und auch Sedimente, die den Kössener Schichten überaus ähnlich sind, führt. Es ist dies die sogenannte Kieselkalkzone, der wir in der vorliegenden Arbeit die Position einer Randschuppe der Frankenfesler Decke geben. Wir weichen mit dieser Ansicht zum Teil von früheren Auffassungen ab, die in dieser Zone eine eigene Decke, zum Teil aber auch einen Liegendschenkel, also eine inverse Lagerung (!), zu sehen glaubten. Derartige Erscheinungen konnten von uns nicht beobachtet werden und wir schließen uns daher mit unserer Meinung völlig der Auffassung P. S o l o m o n i c a s (11,12) an.

Eine bisher noch nicht bekannte Tatsache ist die, daß im Bereich der Bernreith - Neßelbergssynklinale (das ist die Synklinale, die nördlich auf die Antiklinalzone - Wurzelzone des Ostens - folgt) zwei fensterartige Aufbrüche von Jurakalken aufgeschlossen sind. Diese dürften ihrer Entstehung nach auf die N - S verlaufenden Aufwölbungen (1,2) - s. Kartenbeilage - zurückzuführen sein.

Während die Verwerfungen kleineren Umfanges in der Umgebung des Schrambachgrabens (I,II) uns bereits durch H. V e t t e r s (16) bekannt wurden, zählt das Auffinden der Verschiebungslinien III und IV (und im Westen auch V) zu den Ergebnissen unserer Neuaufnahme dieses Gebietes. Es dürfte sich hier um eine Blattverschiebung innerhalb der Linien nach Norden handeln; dabei müssen aber auch gewisse Vertikaldislokationen angenommen werden. Wie bereits erwähnt, bringen wir diese Erscheinung in Zusammenhang mit dem weiten Aufschub der Lunzer Decke, der andererseits wieder durch N-S Aufwölbung in der Tiefe bedingt ist. (Dabei ist allerdings nicht feststellbar, ob es sich um einen W-O Zusammenschub der tieferen Deckeneinheiten, oder um eine N - S Antiklinale des Grundgebirges handelt!)

Ein Phänomen, das ebenfalls auf eine derartige Aufwölbung zurückgeführt werden muß, ist ein Zutagetreten von Gesteinen der Randschuppe und der Grestener Decke im Hauptdolomit und der Rauhwascke der Frankenfesler Decke. Dies wurde von H. Vettters als Grössing - Fenster bezeichnet; wir haben nach Norden hin eine Lücke im Rahmen dieses Fensters nachgewiesen, so daß wir die Bezeichnung auf Grössing - Halbfenster abzuändern geneigt sind.

Bei St. Anton/Jessnitz fanden wir ebenfalls im Jessnitz- und Kniebichlgraben ein Halbfenster aufgeschlossen, das auf eine starke Beanspruchung des Deckenverbandes schließen läßt. So liegen dort Juramergelkalke, stark deformiert, auf den Schiefen und Sandsteinen der Frankenfesler Decke und unter der Deckscholle der Lunzer Decke (Profil 3), scheinbar ohne Zusammenhang mit dem Deckenverband. Wir nehmen an, daß diese Kalke (an einigen Stellen auch Hauptdolomit - der unter Umständen auch der Lunzer Decke angehören könnte !) durch starke Beanspruchung vom Deckenverband losgerissen, vielleicht von der Lunzer Decke auch eine Strecke weit mitgeschleppt und dadurch ausgewalzt wurden.

Das rein lithologische Problem der Sandsteine, Schiefer und Kon-

glomerate in der Frankenfelder Decke zu klären, war auch dieser Arbeit nicht vorbehalten. Völlige Sterilität in Bezug auf Fossilfunde erschweren diesbezügliche Arbeiten ungemein.

Wir glauben, daß Schiefer und Sandsteine nicht trennbar sind, so wie es H. Schwenk und W. Fischak (19,20) getan haben, sondern daß diese einen einheitlichen Verband bilden, der vielleicht mit einer basalen Schieferserie einsetzt; diesem aber kann man meiner Meinung nach unmöglich anderes Alter geben als den Sandsteinen (Schiefer - B a r r e m e, Sandstein -- C e n o m a n !!), da bei genauer Beobachtung immer wieder eine Wechsellagerung festgestellt werden kann. Sicher ist, daß dieser Schichtverband (wir betrachten ihn am ehersten als einen solchen, da wir auch in den Oberkreideschichten der Flyschzone eine ähnliche Gesteinsvergesellschaftung beobachten konnten) einem höheren Niveau als der Aptychenkalk entspricht, also wahrscheinlich einer mittleren oder oberen Kreide !

Völlig unsicher ist auch die Position der in der Karte ausgeschiedenen Konglomerate. Diese sind bereits von V. U h l i g und L. K o b e r aus der Gegend von St. Anton / Jessnitz beschrieben worden; sie wurden damals aus dem Schiefer - Sandsteinverband herausgenommen und in die Oberkreide gestellt. Ähnliche Ansichten vertrat auch 1928 E. S p e n g l e r, denen auch wir uns anschließen möchten. Gegen den Charakter eines Gosasedimentes spricht die völlige Sterilität und auch das Fehlen von rotem Kittmaterial, das die Konglomerate der Gosau fast stets auszeichnet, dafür würde aber der Gehalt an Quarzporphyrgeröllen sprechen!

4. Der von E. P a r l o w im Westen erkannte Schuppenbau in der G r e s t e n e r D e c k e setzt sich auch nach Osten in unser Aufnahmegebiet fort, kann allerdings östl. des Plankensteiner Schloßberges nicht mehr mit Bestimmtheit erkannt werden. Die Schichtfolge der Decke gliedert sich bis zum Neokom in kalkalpine Elemente, von dort an fanden sich Gesteinsserien, die rein lithologisch vom benachbarten Flysch nicht zu unterscheiden sind. Als höchstes Schichtglied betrachten wir das Eozän in glaukonitischer und teilweise auch grobkörniger Entwicklung, das, ebenso wie auch die Oberkreide, schwache Diskordanz zeigt.

In der südlichen (P l a n k e n s t e i n e r) Schuppe ist es auch gelungen, Posidonienschichten - allerdings nur in geringer Mächtigkeit auftretend - nachzuweisen.

Entgegen der Meinung von H. V e t t e r s (16) sind wir der Ansicht, daß die K i é s e l t o n e, die sich als völlig fossiliefer erwiesen, n i c h t dem Neokom zuzuordnen sind, sondern noch dem oberen Jura - Malm.

5. Der eigentliche F l y s c h erfuhr durch unsere Aufnahmen im Vergleich zu den früheren Arbeiten eine wesentliche Veränderung. Vor allem galt es, das Problem des Oligozänschlieres zu lösen. Für die Herkunft dieses "inneralpinen Schliers" (so wird er meist in der Literatur bezeichnet) gab es drei Erklärungen:

1. Der inneralpine Schlier als Fenster der Molasse (15,16)
2. Als weites Rückfaltungsprodukt der Molasse durch starken Anstau beim Auffahren der Flyschdecken.
3. Als normaler stratigraphischer Verband des Flysches.

Nach unseren Beobachtungen lehnen wir die ersten beiden Möglichkeiten ab und erkennen die letztere als richtig an ! Demnach erfährt der Flysch eine Erweiterung seiner Schichtfolge bis zum Oligozän, das an einigen Stellen von einer nummuliten-

führenden Kalkbreccie unterlagert wird. Diese ist durch die Nummulitenfunde als Eozän belegt.

6. Auf Grund zahlreicher beobachteter Erscheinungen in unserem Arbeitsgebiet haben wir Veranlassung anzunehmen, daß N-S gerichtete Aufwölbungen - ähnlich der Scheibser Antiklinale im Westen (diese wurde von E. P a r l o w genau untersucht) - auch bei uns das Gestaltungsbild erheblich beeinflussen.

Es handelt sich im wesentlichen um 3 Linien, die fast durchgehend in allen Deckenverbänden verfolgbar sind (s. Beilage):

Linie 1: In der Lunzer Decke ohne besondere Merkmale, bildet sie den Juraaufbruch westlich Gr. Bernreith. Im Mühlgraben wird dadurch die Weißenbach - Statzberg - Synklinale herausgehoben und fällt der Erosion zum Opfer (s. Karte). Wahrscheinlich ist diese Aufwölbung auch an der Heraushebung des Plankensteiner Schloßberges mitbeteiligt.

Linie 2: Sie dürfte wohl die größten Veränderungen hervorgerufen haben. Wie bereits gesagt, scheint sie für die Ausbildung der Schlagerbodenschuppe und deren weites Voreilen nach Norden verantwortlich zu sein. Dadurch tritt auch weiter nördlich eine Zerrung der Frankenfesler Decke an den Störungslinien III, IV, V auf. Auch der Juraaufbruch beim Haagshof dürfte darauf zurückzuführen sein.

Weiter nach Norden scheint sie für die Verschiebung im Verlauf der Weißenbach - Statzbergsynklinale und, ähnlich wie im Mühlgraben (Linie 1) für das Ausheben im Quellgraben des Weißenbaches verantwortlich zu sein.

Noch weiter im Norden sehen wir in dieser Linie das Halbfenster von Grössing aufbrechen.

Nicht zuletzt dürfte auf diese Aufwölbung auch das Ausheben des Oligozäns und teilweise auch des Eozäns im Quellgebiet des Gansbaches zurückzuführen sein.

Linie 3: Sie bewirkt vor allem im Raume von St. Anton/Jessnitz die Fenster - und Deckschollenbildung, das Ausheben der Rhätmulde westlich Punkt 845 und wahrscheinlich auch das Abreißen der Grestener Decke im Melktale. Dadurch tritt eine fensterähnliche Bildung auf.

4. Die Lunzer Decke .

a) SCHICHTFOLGE.

Bei Aufzählung der Schichtfolge möchten wir gleich zu Beginn feststellen, daß es sich in der Lunzer Decke unseres Aufnahmegebietes ausschließlich um triadische Sedimente handelt, die zum Teil mit denen der Frankenfesler Decke übereinstimmen (Rauhwacken und Hauptdolomit).

Als tiefstes Schichtglied tritt uns das Anis - Ladin in Form von dunkleren bis hellgrauen, oft stark bituminösen, fast fossilfreien Gutensteiner Kalken und Reiflinger Kalken (diese führen oft große blaugraue Hornsteinknollen !) in einer wechselnden Mächtigkeit von 50 - 100 m entgegen.

Darauf folgt das Karinth mit Lunzer Schieferen und Sandsteinen, die an manchen Stellen Kohlenflöze von geringer Mächtigkeit führen. Die Mächtigkeit des Schichtverbandes beträgt 10 - 60 m .

Ebenfalls noch dieser Stufe zugehörig, folgen darauf graue, oft löcherige, stark bituminöse Kalke mit einer Mächtigkeit von 50 - 100 m, die wir als Oppomitzer Kalke bezeichnen. Zwischen die Kalkbänke sind oft graue Mergelzwischenlagen eingeschaltet. Im Hangenden der Kalke folgt ein Rauhackenhorizont, der oft 10 - 40 m mächtig wird. Lokal trifft man auch im Liegenden Rauhacken an. Die höchste Stufe in der Lunzer Decke unseres Gebietes bildet das N o r, das durch den Hauptdolomit vertreten ist und 10 - 50 m mächtig werden kann.

b) TEKTONIK.

Bei Besprechung des Bauplanes möchten wir unbedingt darauf verweisen, daß dieser, gemessen an dem der nördlicheren Einheiten, wesentlich weniger kompliziert erscheint.

Während in den östlichen Anschlußgebieten noch steilgestellte Antiklinalfalten, in deren Kern der Muschelkalk als das älteste Schichtglied zutage tritt, dominierend sind, hat sich im Raume zwischen Frankenfels und St. Anton/Jessnitz die Struktur dahingehend gewandelt, daß wir nur mehr reinen Schuppenbau vor uns haben. (Profil 1,2).

Rein mechanisch betrachtet, stellt ja die Schuppe eine flach aufgeschobene Antiklinalfalte dar, deren Liegendschenkel beim Aufschub auf die tiefere Einheit abgeschert wurde und nicht mehr aufgeschlossen erscheint.

Wir haben es vermieden den Schuppenbau unseres Gebietes auf die Nomenklatur der östlicheren Gebiete abzustimmen, da sich durch das Auffinden der bisher nicht bekannten Schlagerbodenschuppe Mißstimmigkeiten ergeben würden.

Im allgemeinen unterscheiden wir eine s ü d l i c h e S c h u p p e, die nur mehr im Süden von Frankenfels aufgenommen wurde, und die mit Muschelkalk auf die n ö r d l i c h e S c h u p p e auffährt; letztere möchten wir am ehesten mit der L o i c h e r S c h u p p e der östlichen Nachbargebiete parallelisieren.

Sie bildet den Hauptanteil der Lunzer Decke in unserem Gebiet und weist eine Schichtfolge von Muschelkalk, Lunzer Schichten, Oppomitzer Kalk (vereinzelt auch basale Rauhackenlinsen), Rauhacken und Hauptdolomit auf.

Im Nattersbachtal, bei der Eisenbahnstation Laubenbachmühle, sind im Tale die tieferen Schichten bis weit nach S hin aufgeschlossen, während auf der Höhe (Eisenbahnstation Winterbach) der Hauptdolomit, unterlagert von Rauhacken, die hier einen weiten Raum einnehmen, aufgeschlossen ist. Der Hauptdolomit und auch die Rauhacken sind hier in je zwei Bänder aufgespalten (Profil 2), so daß sich vom Süden her folgendes Profil ergibt: An der Straße lagert Hauptdolomit, überschoben vom Muschelkalk der südlichen Schuppe, unterlagert von Rauhacken, die sich an der Eisenbahntrasse nach Westen entlangziehen und eine antiklinale Aufwölbung von unten her darstellen. Darauf folgt nach Norden hin wieder Hauptdolomit, teilweise sogar 30 - 40°N - fallend, wieder nach Norden hin unterlagert von Rauhacken. Beim Punkt 737, wo der Hauptdolomit am weitesten nördlich aufgeschlossen ist, konnten wir die Rauhacke nicht auffinden, so daß hier der Hauptdolomit also direkt auf den Oppomitzer Kalcken zu liegen kommt.

Die Aufspaltung des Hauptdolomites und das Aufbrechen eines Rauhwackenbandes zwischen den beiden Ästen wäre am besten durch eine Antiklinalbildung lokaler Natur in der Tiefe zu erklären. Dabei kann nicht gesagt werden, ob es sich um eine solche des überschobenen Untergrundes, oder nur um eine lokale Anstauung in der darunter liegenden Frankenfelder Decke handelt. Die Zerspaltung des Hauptdolomites geht nur auf eine kurze Strecke hin vor sich (1 km nach Westen).

Im Muschelkalk der nördlichen Schuppe sahen wir im Norden in W-O Streichrichtung drei kleinere synklinale Einfaltungen von Lunzer Schichten, die im Kartenbilde in einer WSW - ONO verlaufenden Linie liegen. Es dürfte sich hier um eine Stirneinfaltung handeln, die beim Auffahren der Schuppe sich bildete. In der dadurch gebildeten flachen Synklinale haben sich die Lunzer Schichten, vor der Erosion geschützt, erhalten. Es liegt kein Beweis vor, hier eine neuerliche Schuppung anzunehmen, da höhere Schichtglieder trotz genauester Beobachtung nicht aufgefunden werden konnten.

Die Schlagerbodenschuppe besteht zu einem Großteil aus Muschelkalk, der eine ausgedehnte Platte von fast 4 km² Fläche, weit aus dem übrigen Deckenverband nach Norden vorspringend, darstellt.

Höhere Schichtglieder setzen erst im Süden der Platte mit einer maximalen Gesamtbreite von 600 m an und werden im Süden vom Muschelkalk der nördlichen Schuppe (Loicher Schuppe?) überlagert. Unter dem Begriff "Höhere Schichtglieder" fassen wir zusammen:

Hauptdolomit, Opponitzer Kalke und Rauhwacken, die in der Talmulde beim Hofstatt - Hof unterbochen sind und erst östlich dieser wieder ansetzen, während die Lunzer Schichten als tiefstes Schichtglied an der Erosionsgrenze (NO des Brandstatt - Hofes) aufgeschlossen sind, dann für eine kurze Strecke verschwinden und dann nach Osten hin wieder in beträchtlicher Ausdehnung anstehen. Ihre maximale Breitenausdehnung erreichen diese Sedimente in der Talmulde beim Hofstatt - Hof, wo sie sowohl weiter nach Norden greifen, als auch im Süden, erosionsbedingt, von den sie bedeckenden höheren Elementen entblößt erscheinen. Im Osten scheint im Raume des Kohlangerbaches (s.Karte) die Schlagerbodenschuppe ohne sichtbaren Übergang in die Loicher - nördliche - Schuppe überzugehen. Da eine scharfe Grenze in der Natur nicht existent ist, schlossen wir daraus, daß es sich bei der Schlagerbodenschuppe nur um eine lokale Schuppung handelt, wobei im Osten des Kohlangerbaches der Muschelkalk der Schlagerbodenschuppe und der nördlichen Schuppe wieder vereint sind !

Anders aber ist es im Westen der Muschelkalktafel. Hier könnte sich das Band der Opponitzer Kalke in der Deckscholle der Höhe 809 fortsetzen.

Wir glauben, daß die Kalke dieser Höhe Opponitzer Kalke sind, ebenso wie auch diejenigen, die im Westen von St. Anton/Jessnitz die Höhen südlich des Ortes aufbauen (und damit die Nordbegrenzung des Anger - Jessnitzhalbfensters darstellen), bei St. Anton die Jessnitz verqueren und die Kuppe über dem Juraaufbruch bei der Kalvarienbergkapelle aufbauen. (Auch H. V e t t e r's (16) spricht diese Kalke als mitteltriadisch an im Gegensatz zur B i t t n e r - Karte, wo sie als Muschelkalk ausgeschieden werden). Wir vermuten, daß diese Glieder der Lunzer Decke einmal der Schlagerbodenschuppe angehört haben, wobei der Hauptdolomit der Erosion, die das Anger - Jessnitzhalbfenster gebildet hat (Profil 3), zum Opfer

gefallen ist. Vielleicht gehört die isolierte Hauptdolomitscholle am SO - Hang der Höhe 809 dieser Schuppe als Rest an !

5. Die Frankenfelsener Decke und die Randschuppe

a) SCHICHTFOLGE .

Das tiefste Schichtglied der Frankenfelsener Decke ist die Rauhwanne des Karinth. Sie weist ähnliche Beschaffenheit auf wie die der Lunzer Decke und zeigt eine Maximalmächtigkeit von 30 m.

Im Hangenden folgt der Hauptdolomit der norischen Stufe der zwischen 50 und 200 m mächtig wird. Er zeigt alle Variationen in Bezug auf Farbe (weißlichgrau - schwarzgrau, grünlich, rötlich) und Struktur (dicht - körnig, leicht sandig). Er ist fossilieer, jedoch durch starken Bitumengehalt charakterisiert.

Das Rhät als höchstes Schichtglied der Trias ist in Form der Kössener Schichten mit schwankender Mächtigkeit von 15 - 50 m, ausgebildet. Es tritt uns in Form schwarzgrauer Kalke, grauer Schiefer und dunkelgrauer Kalkmergel entgegen. Diese Sedimente zeichnen sich fast immer durch besonderen Fossilreichtum aus und sind daher leicht altersmäßig einzustufen.

Der JURA zeigt in der Frankenfelsener Decke eine überaus mannigfaltige Entwicklung. Dem Lias zählen wir nicht nur die "herrschende Fazies" (nach F. Trauth (14)) der Liasfleckenmergel zu, die eine Mächtigkeit von 50 m aufweisen und zahlreiche Arietitenreste, Belemniten, aber auch Bivalvenfaunen beherbergen, sondern auch den Komplex bunter Schiefer, die H. Vetter (16) noch in die oberste Trias stellt. Wir stimmen mit F. Trauth (14) überein, der diese maximal 15 m mächtigen Schichten in das Liasien (Lias₈) stellt, sie aber bis in das untere Toarcien (Lias₉) reichen läßt.

Sinemurien und Hettangien könnten vielleicht dunkelgraue Mergel sein, die von uns stets als Übergangsstufe der Kössener Schichten zu den Liasfleckenmergeln aufgefunden wurden. Hierlatzkalke des Lias konnten in unserem Aufnahmegebiet nicht anstehend gefunden werden, wohl aber Crinoidenkalke, die dem Dogger angehören.

Aalenien, Bajocien und ein Großteil des Bathonien ist bei uns nicht vorhanden, so daß das Bradfordien (nach F. Trauth jüngstes Bathonien) mit der Klauskalkfazies in einer Mächtigkeit bis zu 50 m direkt auf dem Lias lagert. Seltener trifft man hier auch braunrote Mangankongregationen, wie sie aus der älteren Literatur bekannt sind. Zahlreich dagegen ist der Gehalt an Ammoniten und Belemniten. Wir fanden daraus:

Phylloceras sp.
Macrocephalites sp.
Lytoceras sp. (?)
Belemnites sp.

Im Callovien fanden sich rötlichgraue bis graue Crinoidenkalke, die in der Literatur als Vilser Kalke bezeichnet werden. Unklar ist die Position der Jurahornsteinkalke, die man am ehesten in den oberen Dogger, vielleicht sogar in den unteren Malm - Oxfordien - (nach E. Spengler) stellen muß.

Die Hauptvertreter des M a l m sind rötliche und graue Mergelkalke mit zahlreichen Belemnitenresten. Da gut ausgeprägte Flaserkalke des T i t h o n fehlen, ist der Übergang zu den unterkretazischen Aptychenkalken ein sehr schwankender. H. V e t t e r s (16) nahm daher überhaupt keine Trennung vor. Letztere sind meist etwas dunkler, sehr dünnplattig und treten manchmal sogar geschiefert auf.

Genau feststellbar in Bezug auf Alter ist in der K R E I D E nur das N e o k o m in Form der bereits vorher beschriebenen Aptychenkalke mit einer Mächtigkeit von 30 - 60 m. Wesentlicher Fossilbestand ist der für die Unterkreide charakteristische

A p t y c h u s D i d a y i sp.

Von Bedeutung als unterscheidendes Merkmal zu den Malmkalken erscheint uns die häufige Einlagerung von dunkelgrauen, oft sogar schwärzlichen Schieferpartien in der Unterkreide.

Im Verlauf der zunehmenden Verlandung, die letzten Endes durch die tektonischen Geschehnisse bedingt ist, verändert sich in der Kreide auch zusehends der Habitus der Ablagerungen, die im H a u t e r i v e und B a r r e m e zur sandigen Schieferfazies wird, während er im V a l e n d i s noch kalkig - mergelig war.

Alle übrigen Sedimente fassen wir unter dem Begriffe "H ö h e r e K r e i d e" zusammen. Die Mächtigkeit dieses Schichtkomplexes beträgt maximal 70 m, sie schwankt aber bedeutend.

Dazu zählen die Schiefer und Sandsteine, die von A. B i t t n e r 1896 noch als Füllung der "Kirchberg - Frankenfelder Neokombucht" bezeichnet wurden, aber auch die Konglomerate, die an manchen Stellen anstehen, die aber ihrem Habitus nach keine Gosauablagerung darstellen.

Für erstere müssen wir eine getrennte Zuordnung zu verschiedenen Altersstufen a b l e h n e n (so wie es H. Schwenk und W. Fischak getan haben!), da es uns unmöglich erscheint, eine Gesteinsvergesellschaftung zu trennen! Für eine derartige Trennung liegen auch keinerlei Fossilbeweise vor, denn die einzigen Funde aus diesen Schichten wurden von H. V e t t e r s aus der Gegend von St. Anton/Jessnitz beschrieben (16) (unbestimmbare Ammonitenreste). Wir haben in diesen Schichten ebenfalls Bivalvenreste gefunden, jedoch ebenfalls nicht bestimmbar!

Im allgemeinen zeigt sich hier, daß diese Schichten eine gewisse Sterilität aufweisen, wodurch eine lückenlose stratigraphische Einordnung fast unmöglich ist. Darüber hinaus dürfte auch eine D i s k o r d a n z, allerdings meist nur schwer beobachtbar, vorhanden sein, so daß man auch aus den Lagerungsverhältnissen keine genaue Altersbestimmung vornehmen kann.

Die Bestandteile der Konglomerate sind vor allem kalkalpine Gerölle aller Art (Lunzer Sandstein, Muschelkalk, Hierlatzkalk, Jurakalke, Kössener Schichten), aber auch zahlreiche Quarzgerölle und Quarzporphyrgerölle (diese Mitteilung verdanken wir Herrn Dr. E. Z i r k l vom Petrogr. Institut d, Univ. Wien, der freundlicherweise Dünnschliffe dieses Sedimentes untersuchte.)

b) TEKTONIK .

I) Antiklinale unter der Lunzer Decke.

Als südlichstes Element erkennen wir eine Antiklinalzone, die sich S- fallend unter dem anisischen Muschelkalk der Lunzer Decke aufwölbt. Stets lassen sich graue, unterkretazische Aptychenkalke erkennen, oft sehr stark beansprucht unter der Wucht der sie überfahrenden Lunzer Decke, War die Erosion stärker wirkte, so brechen auch noch rote, geschieferte Jurakalke auf.

unter der Wucht der sie überfahrenden Lunzer Decke. War die Erosion stärker wirksam, so brechen auch noch rote, geschieferte Jurakalke auf. Selbst dort, wo die Kalktafel des Schlagerbodens die Frankenfelder Decke fast 2 km weiter nach Norden hin überfahren hat, zeigen sich diese Faltenwellen (Profil 2), die einmal mit den Bugwellen eines fahrenden Schiffes verglichen wurden - ein überaus treffender Vergleich !

Die Entstehung ist als eine Nachwirkung des Auffahrens der Lunzer Decke zu erklären, Sandsteine und Schiefer wurden abgeschert, die Aptychenkalke teils dadurch, teils auch durch die Erosion freigelegt. Trotz gestörter Verhältnisse im Westen konnte dieses Bauelement auch hier beobachtet werden.

II) Frankenfelder Mulde.

Nördlich der Antiklinale unter der Lunzer Decke folgt eine synklinale Einfaltung (siehe Karte), als deren Kern man mit Sicherheit die kretazischen Konglomerate annehmen kann. Zur Muldenfüllung zählen weiters die Schiefer und Sandsteine, denen wir ebenfalls kretazisches Alter, jünger als die Aptychenkalke, zuschreiben wollen. Dafür kommt *B a r r é m e* bis *C e n o m a n* in Betracht.

Zu dieser Mulde gehören, von Osten ausgehend, die beiden Konglomeratbänke westlich von Frankenfels, wobei die Grenze nach Süden zur Antiklinale unter der Lunzer Decke durch das Aptychenkalkband gut erkennbar, nach Norden hin zur Antiklinalzone ("Wurzelzone" nur sehr undeutlich ist. Erst nördlich Punkt 678 kann man die Mulde auch nach Norden hin wieder scharf begrenzen, da hier die Antiklinalzone mit einem breiten Aptychenkalkband einsetzt, das unter die Muschelkalkmauer des Schlagerbodens zieht, vorher den Kohlangerbach überquerend. Die maximale Breite der Frankenfelder Mulde beträgt im Osten 400 m, während sie östlich des Kohlangerbaches nur höchstens 250 m breit wird.

Im Westen der Muschelkalktafel könnte damit die Konglomeratbank am Zusammenfluß von Bodingbach (Erlaufbach der Karte 1:25.000) und Jessnitz ident sein; möglicherweise zählt dazu auch noch ein Konglomeratband am Rande der Deckscholle der Lunzer Decke (Profil 3) auf der Höhe 809, doch sind hier die ursprünglichen Linien des Baues derart gestört, daß man sie nur vermutungsweise mit den Verhältnissen im O des Aufnahmegebietes identifizieren kann.

III) Die Antiklinalzone (Wurzelzone der östlichen Aufnahmegebiete).

Nördlich der Frankenfelder Mulde tritt uns eine Aufbruchzone in Form von Aptychenkalken und schwachen Jurakalklinsen entgegen, eine Zone, die bei uns nur in Resten vorhanden ist.

Aus dem östlichen Anschlußgebiet wird diese Zone als Wurzelzone zahlreicher Juradeckschollen beschrieben, die somit die Stirn einer nach Norden vorgetriebenen Falte bilden. Bei uns sind nicht nur die Hauptteile der Falte, also der Faltenkörper, der Erosion zum Opfer gefallen, sondern auch die Faltenstirn selbst, die Deckschollen! Wir führen die Erosion auf das Herausheben des gesamten Deckenkörpers in unserem Gebiete zurück. Die Frankenfelder Decke zeigt demnach in ihrem östlichen Abschnitt *a x i a l e s G e f ä l l e n a c h O s t e n*.

In dem Raum, wo Aufschlüsse der Antiklinalzone fehlen (also NO Punkt 678), wäre eine Kulmination der Decke zu suchen. Hier stellte sich dem anstürmenden Deckenkörper ein Hindernis entgegen, das derart überwunden wurde, daß die östlichen Partien nach Osten hin

abglitten - also axiales Gefälle nach Osten zeigen-, die Teile am Scheitel der Kulmination, am höchsten emporgebracht, der Erosion zum Opfer fielen. Ähnliche Verhältnisse in diesem Raume zeigt auch noch die Weißenbach - Statzberg - Synklinale im Mühlgraben (siehe Karte Linie 1).

Bei Betrachtung der Profilbilder (Profil 1, teilweise auch Prof.2) kann man mit Deutlichkeit erkennen, daß hier gar nicht mehr eine Erosion der Deckfalten einsetzen mußte (so wie dies im Osten der Fall war), um die Deckschollen als letzte Reste bestehen zu lassen, sondern daß vielmehr bereits die Anlage der Falte selbst in ihren Anfängen steckengeblieben ist und es daher im besten Falle zur Bildung von mittelsteilen Aufwölbungen gekommen ist, nicht aber zur Anlage von liegenden Faltenzügen !!

IV) Die Bernreith - Neßelberg - Synklinale.

Sie ist wohl das Hauptelement der seinerzeit von A. B i t t n e r definierten "Kirchberg - Frankenfelder Neckombucht".

Die Synklinale erreicht knapp vor dem Untertauchen unter die Muschelkalktafel des Schlagerbodens eine maximale N - S Ausdehnung von fast 1,5 km und kann vom östlichen Kartenrand bis dorthin stets gut nachgewiesen werden.

Westlich der Tafel scheint sie wohl auch vorhanden zu sein - Konglomeratbank beim Seithen - Hof - doch ist eine klare Zuordnung nicht mehr möglich.

Das Auftreten der Konglomerate scheint in Form von zwei Bändern gegeben zu sein, wobei das nördliche gut verfolgbar ist, während man vom südlichen stets nur Spuren antrifft.

V) Die Weißenbach - Statzberg - Antiklinale.

Auf die Bernreith - Neßelberg - Synklinale folgt nach Norden hin eine normale Serie, an deren Bildung sich die Unterkreide, der Jura und die triadischen Sedimente bis zum Hauptdolomit beteiligen, wobei letzterer den Kern der Antiklinale darstellt und als solcher auch aufgeschlossen erscheint (siehe auch Prof. 1,2). Die Antiklinale ist in Form einer mittelsteilen, liegenden Falte ausgebildet, deren Liegendschenkel uns am N-Abhang des Rottensteins, Kogels und Hohenberges in Form einer gut ausgebildeten verkehrten Serie mit Hauptdolomit im Kern, darunter Kössener Schichten, Liasfleckenmergel, Klauskalke, Vilser Kalke (aber auch Jura-hornsteinkalke) bekannt ist. (Es ist begreiflich, daß dieser Liegendschenkel der Antiklinale zugleich auch der Hangendschenkel der nördlich anschließenden Synklinalen ist!).

Das normale Schichtpaket des Hangendschenkels mit Hauptdolomit wieder als Kern, Kössener Schichten, Liasfleckenmergeln, den verschiedensten Varianten der Jurasedimente, unterkretazischen Aptychenkalken, wahrscheinlich aber auch noch Sedimenten der höheren Kreide (diese gehen ohne sichtbaren Übergang in den Nordschenkel der Bernreith - Neßelberg - Synklinale über !) wird in seinem O - W Verlauf von zahlreichen Störungen durchsetzt:

Störungslinie I bewirkt ein weites nach Süd - Greifen des Hauptdolomites nördlich von Frankenfels.

Störungslinie II ist eigentlich nur im Rhätband sichtbar, wo sie eine leichte Blattverschiebung nach Norden (des östlichen Teiles) hervorruft.

Störungslinie III und IV hervorgerufen durch den weiten Aufschub der Lunzer Decke (dieser wieder steht in ursächlichem Zusammenhang mit

der N - S Aufwölbung 2 - siehe Karte -) auf die Frankenfelscher Decke, bewirken eine ziemlich beträchtliche Verschiebung des Schichtpaketes (scheinbar keine Blattverschiebungen en bloc, da nicht der gesamte Hauptdolomit von der Verschiebung betroffen sein muß) nach Norden. Es kann sein, daß sich diese Blattverschiebung auch noch im Verlauf der Weißenbach - Statzberg - Synklinale auswirkt, doch muß dies nicht der Fall sein (dann wäre es allerdings eine En-bloc - Verschiebung !)

Westlich der Linie IV sind die Verhältnisse dann sehr kompliziert und es tritt eine nochmalige Verschiebung des inzwischen sehr stark verschmälerten Schichtpaketes (mit Ausnahme des Rhäts, das hier bei Punkt 857 und 845 einen breiten Raum auf der Hochfläche einnimmt) an der Störungslinie V ein.

Wie bereits erwähnt, ist westlich der Linie IV der Hauptdolomit sowohl südlich, als auch nördlich des westlich Punkt 845 aushebenden Rhätzuges aufgeschlossen. Nachdem dieses aushebt, kann man den Hauptdolomit wieder durchgehend ohne Rhätmulde beobachten. Die tektonische Ursache liegt darin, daß das flach gelagerte Rhät in dem W - O verlaufenden Graben erodiert wurde und dadurch der Hauptdolomit, der Kern der Antiklinale, hier auf eine weite Strecke zutage tritt.

Im östlichen Teil der Antiklinalen treten beim Gr. Bernreith-Hof und beim Haag im Aptychenkalke, bzw. in der höheren Kreide (Schiefer- und Sandsteine) zwei ausgedehnte Juraaufbrüche auf, denen wir fensterartigen Charakter zuschreiben und die von uns erstmalig aufgefunden werden konnten. Wir betrachten sie letzten Endes als Wirkungen der N - S gerichteten Aufwölbungen (1 und 2).

VI) Die Weißenbach - Statzberg - Synklinale.

Sie setzt sich einerseits, wie bereits vorher erwähnt, aus dem Liegendschenkel der Weißenbach - Statzberg - Antiklinale zusammen, andererseits stellt ihr nördlicher Schenkel zugleich den Hangendschenkel - also den südlichen - der nach Norden hin folgenden Nordantiklinale dar. (siehe auch Prof- 1 und 3).

H. V e t t e r s (16) erwähnte sie als "eingefaltete Synklinale" nur aus dem Norden von Frankenfels, ohne sie näher tektonisch zu deuten. Uns ist der Nachweis dieser Synklinalen auch am Nordabhang der Höhe 968 gelungen, wodurch wir nun ein fast durchlaufendes Band vom Westen her auf dem Kartenbild erkennen können.

Der Zusammenhang ist nur an zwei Stellen, einmal im Quellgraben des Weißenbaches am Ostfuß des Statzberges, und das andere Mal im Mühlgraben NO der Höhe 968 unterbrochen. In beiden Fällen ist eine Wasserader im trennenden Raume vorhanden.

Wir führen diese Unterbrechung, wie bereits eingangs im Abschnitt "Ergebnisse" erwähnt, auf die N - S gerichteten Aufwölbungen lu.2 zurück!

Im Kern der Synklinale lagern stets die Sedimente des Jura - nur an der Westgrenze scheinen sie bereits der Erosion zum Opfer gefallen zu sein; nach Norden und Süden hin folgen dann Liasfleckenmergel, Kössener Schichten und Hauptdolomit.

Maximale Ausdehnung erreicht die Synklinale auf den Höhen nördlich von Frankenfels, wo sie fast 1 km Breite einnimmt.

VII) Die Nordantiklinale.

Ihr Hangendschenkel, der ja zugleich auch der Liegendschenkel der Weißenbach - Statzberg - Synklinale ist, erscheint im Südgehänge des Weißenbaches aufgeschlossen, den Kern

bilden die Hauptdolomitberge im Norden des Weißenbaches und das Innerste dieses Kernes stellt das Rauhackenband an der Überschiebungsbasis dar.

Während die Breite im Osten eine sehr beträchtliche ist, wird sie im Westen, gegen die Quellgräben der Melk hin, fast völlig reduziert. Stets ist die Rauhacke der tiefste Horizont (L. K o b e r sprach ihr k a r i n t h i s c h e s Alter zu). Wenn dies nicht der Fall ist, so wie an der Straße nach Plankenstein, so sind hier tektonische Vorgänge maßgeblich beteiligt; es handelt sich dann um die Bildung einer sekundären Stirn, um eine Einrollung, durch die der Hauptdolomit nochmals unter dem Rauhackenband zutage tritt.

VIII) Die Randschuppe der Frankenfelder Decke.

Bisher war bei den meisten Autoren das Auftreten des nördlichen Rauhackenbandes ein Zeichen dafür, daß hier eine Überschiebung erster Ordnung, also eine Deckenüberschiebung stattgefunden hat.

Wir glauben den Verhältnissen in der Natur am nächsten zu kommen, wenn wir die "sogenannte Kieselkalkzone", so wie es auch bereits P. S o l o m o n i c a (11,12) angedeutet hat, ebenfalls der ostalpinen Schubmasse zurechnen. Es handelt sich unserer Meinung nach um eine weitgehend von den höheren Deckeneinheiten überfahrene Randschuppe des oberen Ostalpins!

Eine verkehrte Serie und damit also ein Liegendschenkel zum Oberostalpin, zur Frankenfelder Decke, scheint nicht vorzuliegen, da wir, so weit dies bei äußerst schlechten Aufschlußverhältnissen möglich war, nur normale Serien, n i e aber auch nur Anzeichen einer v e r k e h r t e n S e r i e beobachten konnten.

Die charakteristischen Sedimente dieser Serie sind rote und grüngraue Hornsteine, denen eine Stellung im obersten Jura zukommen mag. Darunter fanden sich Spuren von Kieselkalcken und verquetschten Liasfleckenmergeln. Wir glauben auch Kössener Schichten als dieser Randschuppe zugehörig betrachten zu können, obwohl wir nur wenige Stücke anstehend, mit sehr schlecht erhaltenen Fossilspuren, auffinden konnten.

IX) Das Grössinghofhalbfenster.

Dieses Phänomen am Nordrand der Frankenfelder Decke muß als eine Auswirkung der N - S Aufwölbung 2 angesehen werden, an der der gesamte Deckenkomplex gehoben erscheint und später erodiert, Gesteine der Randschuppe in Form der Hornsteine und Kieselkalke, vor allem aber Gesteine der Grestener Decke freigelegt hat.

Unter dem fast geschlossenen Ring der Rauhacke (nur im Osten unterbrochen) erscheint mit fast ca 20m Mächtigkeit ein h o m o g e n e s Band von Gesteinen der Randschuppe, das auch im Norden, wo die Rauhacke in einem flachen Sattel aushebt, durchzieht. Darunter sehen wir die Oberkreidesandsteine der Grestener Decke, in ihnen einen geringmächtigen Aufschluß von Aptychenkalcken, der als Übergang zur Oberkreide einen schmalen Schieferhorizont (Rotfärbung des Bodens und auch anstehend am Grössinghof!) aufweist. In die Oberkreide ist ein Band von dunklen Schieferen, glaukonitischen Sandsteinen und schwarzen Kalksandsteinen eingefaltet, jene Gesteinsvergesellschaftung, die wir als Alttertiär bezeichnen möchten. (s. Schichtfolge d. Grestener Decke).

X) Auswirkungen der N - S Aufwölbungen in der Frankenfelser Decke.

Während die Deformationen, die sich durch die Aufwölbung 1 und 2 ergeben, bereits im Text erfaßt werden konnten, bedarf es bei Linie 3 hier noch einer besonderen Beschreibung. Diese scheint sich gerade im Gebiet um St. Anton/Jessnitz besonders auszuwirken. Hier ist der Deckenverband der Lunzer Decke stark zerrissen, und wir konnten Schollenreste mitteltriadischer Kalke, auf Gesteinen der Frankenfelser Decke liegend, auffinden. Letztere - graue Juramergelkalke, Schiefer und Sandsteine, Konglomerate und vielleicht auch Hauptdolomitreste - haben eine starke tektonische Beanspruchung über sich ergehen lassen müssen. Die Jurareste und der Hauptdolomit (der vielleicht auch aus der Lunzer Decke stammen könnte!) erscheinen uns als großes Blockwerk, von der heranwogenden Lunzer Decke vom normalen Schichtenverband getrennt und in die durch den gewaltigen Druck plastischer gewordenen Schiefer- und Sandsteinmassen eingepreßt. Nur so erklärt sich nach unserer Meinung die Tatsache, daß wir am Osthang der Höhe 809 in den Sandsteinen Hauptdolomit und Jurakalke vorfinden (Profil 3). Es wäre nur schwer erklärbar, daß diese Vorkommen einen durch den Deckenschub zerbrochenen Liegendschenkel der Lunzer Decke darstellen sollen, denn wir haben niemals auch nur Spuren von Lias und Rhät finden können!

Es gäbe nur noch eine Deutungsmöglichkeit für diese Verhältnisse: Es könnte sein, daß die Jurakalke unterhalb der Deckscholle der Lunzer Decke mit dem normalen Schichtverband der Frankenfelser Decke in unmittelbarem Zusammenhang stehen, daß sie also eine liegende Falte darstellen, die durch den Aufschub der Lunzer Decke weiter nach Norden getrieben wurde.

Durch diese Verhältnisse begünstigt, erstreckt sich vom Reifgraben bis in den Kniebichlgraben auf eine Länge von fast 3 km das Anger - Jessnitzhalbfenster. Die Südbegrenzung bilden steile Muschelkalkmauern der Loicher Schuppe, ebenfalls die Ostgrenze, die einen Erosionsrand darstellt. Nach NO hin ist das Halbfenster geöffnet, während der N-Rand durch die Deckscholle aus Opponitzer Kalk und die Zunge, die sich nach Osten über die Jessnitz hin erstreckt, gebildet wird. Die Westgrenze wurde von E. P a r l o w (18) eingehend bearbeitet.

Das Innere des Aufbruches wird von Schiefnern und Sandsteinen erfüllt, während an den Rändern, unter der Lunzer Decke Jurakalke und unterkretazische Aptychenkalke auftauchen. An einer Stelle werden diese nach Süden hin nochmals von Schiefnern und Sandsteinen unterlagert.

Wie bereits gesagt, deuten wir die Deckschollen aus Opponitzer Kalk als einen Rest der Schlagerbodenschuppe, deren höhere Glieder der Erosion im Jessnitztal zum Opfer gefallen sind.

6. Die G r e s t e n e r D e c k e .

a) ALLGEMEINES.

Als wesentlichstes Ergebnis der letzten Arbeiten erachten wir die Tatsache, daß der ehemaligen "Klippenzone" Deckencharakter zugesprochen werden muß.

Die Situation in den Voralpen ist folgende: Unter der bajuvarischen Deckenmasse tritt eine Zone von Gesteinen zutage, die teils richtigen Flyschcharakter tragen, zum Teil aber dem kalkalpinen Mesozoikum überaus ähnlich sind.

Darauf folgt nach Norden die Zone des eigentlichen Flysches, der insoferne eine Änderung durch unsere Neuaufnahme erfahren hat, als seine Schichtfolge als bis zum Oligozän reichend, erkannt wurde.

In gleicher Position wie bei uns in den Voralpen, finden sich auch in den Karpathen Klippen, die bereits F. T r a u t h (14) zum Vergleich herangezogen hat. Es gab hier nicht nur tektonische, sondern auch stratigraphische Äquivalente (Rzehak: Identität des Freistädter Lias mit Grestener Kalken, Oppenheimer: Ähnlichkeit des Koritschaner Bathoniengesteines mit dem subalpinen Klippendogger).

Wesentlich ist nur die Frage nach der Entstehung dieser Zone: Ist sie ostalpin, oder gehört sie dem helvetischen Untergrunde an und ist daher autochthon, bzw. paraautochthon? F. Trauth, der zuerst für eine ostalpine Herkunft der Klippen eintrat und damit derselben Ansicht war wie L. K o b e r , änderte 1921 seine Ansicht dahingehend (14), daß er die pieninische Klippenzone, die er früher mit der romanischen Deckengruppe der Schweiz zu parallelisieren suchte, nun nicht mehr südlich des penninischen Sedimentationsraumes sich abgelagert denkt, sondern im Norden desselben. Damit aber gilt für ihn diese Zone nicht mehr als über das Tauernfenster überschoben! Dies trifft seiner Meinung nach auch für die karpathische Klippenzone zu, die bereits V. U h l i g in eine versteinungsreiche subpieninische und eine pieninische der Hornsteinkalkfazies gegliedert hat. F. Trauth änderte die Bezeichnung der letzteren in hochpieninische Zone, welche die erstere vom Süden her voroberkretazische überfährt. Für beide Einheiten aber gilt der Sammelbegriff: P i e n i n i s c h e Klippenzone - vielleicht auch P i e n i n e n - .

Da nach Trauth unsere Klippenzone nur eine Fortsetzung der karpathischen darstellt, gilt auch hier die Bezeichnung pieninische Klippenzone. Eine weitere Einteilung ist in der subalpinen Zone nicht gegeben.

Da in den Karpathen die Pieninen an der Nordseite des Kerngebirges (Hohe Tatra), also südlich des beskidischen Sedimentationsraumes beheimatet sind, nimmt F. Trauth eine derartige Position auch in unseren Voralpen an und verlegt diese - entgegen seiner alten Ansicht - in den Süden der (ultrahelvetischen) Flyschdecken! Wesentlich ist die Feststellung, daß in dieser Zone unserer Voralpen auch sogenannte Deckschollen des Bajuvarikums auftreten.

Zwei Elemente also bestimmen nach F. T r a u t h den Bauplan dieser Zone:

a) mehr oder weniger bodenständige südultrahelvetische Pieninen, von unten her auftauchend.

b) Mit der Deckenmasse überschobene, also von oben her kommende Deckschollenreste der bajuvarischen Randdecken; also des Ostalpins.

Die Arten der Ablagerung in der Grestener Decke sind im L i a s von denen der Kalkalpen verschieden, da sie eine gröbere, küstennahe Fazies darstellen als die der Kalkalpen; im D o g g e r ist ebenfalls noch keine Konformität zu beobachten, da in der Grestener Zone mehr schieferig - kalkige Fazies vorherrscht, während in den Kalkalpen die bunten Kalke dominieren. Erst im Tithon haben beide Zonen Kalkfazies in Form der Flaserkalke und der Radiolarit - Hornsteinfazies.

U n t e r k r e i d e trägt den Charakter einer Kalkfazies. Die O b e r k r e i d e ist dann wieder ein aufgearbeitetes Sediment,

das einer Erosionsphase folgt. Das E o z ä n ist nur mehr der Grestener Decke zu eigen, die Kalkvorpalpen sind zu dieser Zeit bereits landfest.

Es ist also sehr schwierig zu sagen, daß die Grestener Decke nicht doch südultrahelvetischer Herkunft ist, da uns vor allem größere regionale Erfahrungen fehlen. Trotzdem aber fassen wir nach den gegebenen Tatsachen die Grestener Decke als o s t a l p i n auf, die dann wahrscheinlich beim Schub nach Norden in die Sedimentmassen des Flyschmeeres eingeschoben wurde.

b) SCHICHTFOLGE (unter Mitbehandlung der Sedimente der nördlicher gelegenen Flyschzone).

Der J U R A zeigt in unserem Aufnahmegebiet nur eine unvollständige Schichtfolge, da die typischen Liasablagerungen der Grestener Fazies nicht aufgeschlossen erscheinen. Als tiefstes Schichtglied erscheint uns hier der D o g g e r mit den Posidonienschichten, die nur linsenförmig auftreten und maximal 10 m mächtig werden. Es sind meist graue bis schwarzgraue glimmerige Tonschiefer mit Fossilspuren.

Als neues Ergebnis in der Stratigraphie betrachten wir die Einordnung der Kieseltonen in den M a l m . Sie werden teilweise bis zu 50 m mächtig (Plankensteiner Schloßberg) und sind grüngraue, rostig verwitternde und scharfkantig würfelig brechende Sedimente. Teilweise treten auch dunkle Flecken auf. Fossilien konnten trotz Dünnchliffuntersuchungen nicht angetroffen werden. H. V e t t e r s (16) ordnete die Kieseltonen dem Neokom zu, obwohl deutliche Aufschlüsse vorliegen, die Kieseltonen unter Tithonflaserkalke und Aptychenkalke einfallend zeigen.

Dem M a l m gehören auch graue Mergelkalke mit

B e l e m n i t e s sp-

an. Sie sind in ihrem Habitus den Kalken der Frankenfelder Decke überaus ähnlich.

Zahlreiche Varianten von Sedimenten lassen sich im T i t h o n erkennen. Grüne kieselige, teilweise rötlich - rosa gefleckte Kalke über schwarzen, spatarmen Kalken haben nur geringe Mächtigkeit. Daran schließen sich echte Tithonflaserkalke, die oft Übergänge zu bunten Hornsteinen und echten Radiolariten aufweisen. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen schwankt zwischen 10 und 40 m. Bei den grauen und grünen Varianten dürfte es sich um Kalke des K i m m e r i d g e handeln.

In der K R E I D E ist das hervorstechendste Element die Masse der Aptychenkalke des N e o k o m , die eine Mächtigkeit bis zu 80 m erreichen. Die genaue Altersfestsetzung dürfte V a l a n g i e n , H a u t e r i v i e n und B a r r é m i e n sein. Im Hangenden treten häufig Lagen roter Schiefer auf, während Zwischenlagen schwarzer Schiefer nicht selten sind.

Die O b e r k r e i d e zeigt meist den sandigen Faziescharakter und man unterscheidet

- a) den Typus der den Inoceramenschichten ähnlichen Sedimente
- b) Sedimente, die mehr das Aussehen der Seichtwasserkreide aufweisen.

ad a) Auf den Charakter dieser Gesteinsvergesellschaftung hat bereits K. F r i e d l (1,2) hingewiesen; sie besteht aus grauen Schiefeln, weißlichgrauen Kalkmergeln, die den Aptychenkalken ähnlich

sehen können und grauen feinkörnigen Kalksandsteinen. In den Schiefern fanden sich zahlreiche Helminthoideen und Fucoiden, aber keine Inoceramenreste.

ad b) Charakteristisch für diese Sedimente ist das grobe Korn und der oft große Gehalt an Quarzkörnern. Auffallend mag auch der große Glimmergehalt der Matrix sein, der auf eine küstennahe Sedimentation - dies tut letzten Endes auch das grobe Korn - deutet. In der eigentlichen Flyschzone treffen wir vorwiegend Sandsteine vom Habitus der Seichtwasserkreide, in denen auch Spuren bunter Schiefer zu finden sind.

Das A L T - T E R T I Ä R beginnt in der Grestener Decke mit dem Eozän, eine Tatsache, die früher immer bestritten wurde!

Es handelt sich dabei um glaukonitische Sandsteine, bunte Schiefer und dunkle Kalksandsteine; aber auch grau-braune, im Verwitterungszustand luckig aussehende, mittelkörnige Sandsteine, die bei St. Veit a. d. Gölsen Nummuliten lieferten, gehören dazu.

Diese beiden Komponenten sind auch im E o z ä n der eigentlichen Flyschzone anzutreffen. Im Norden und Süden des Oligozänschliers fanden wir kleinere Aufschlüsse einer Kalkbreccie die uns zahlreiche

N u m m u l i t e s sp.

lieferte.

Wir vermuten, daß es sich um ein reines Erosionsprodukt kalkalpiner Bestandteile im Eozänmeere handelt. Mit einem aus der Tiefe durchgespießten Helvetikum hat diese Breccie meiner Meinung nach nichts zu tun. Infolge der Kürze der vorangegangenen Erosionsphase ließe sich auch die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit, die sich auf 5 m beläuft, erklären.

An zwei Stellen tritt in dem Eozänzug östlich des Plankensteiner Schloßberges auch eine Konglomeratbank, meist in rote Schiefer eingelagert, auf; aus derartigen Konglomeraten konnten im östlichen Nachbargebiet Nummuliten isoliert werden, denen man eozänes Alter zusprach. Trotz genauester Untersuchung der Aufschlüsse konnten wir bei uns keine Nummuliten finden.

Nach den Ergebnissen der Neuaufnahme gehört das O l i g o z ä n nun als normaler stratigraphischer Verband der Flyschzone an und erreicht dort eine Mächtigkeit von 15 - 40 m, während das E o z ä n schwankende Mächtigkeit von 5 - 40 m aufweist.

Neben den grauen, tonigen, oft konkretionär ausgebildeten Schliermergeln, in denen wir westlich Taxing zahlreiche Fischschuppen, die von H. Vettters als

M e l e t t a l o n g i m a n a Haeckel bestimmt wurden, fanden, stehen häufig graue, braun verwitternde, an den Schichtflächen meist mit kohligem Pflanzenhäcksel übersäte, mittelkörnige Sandsteine an, die den oberkretazischen oft überaus ähnlich sind. Daneben fanden wir auch noch Serien bunter Tonschiefer, in denen nach H. V e t t e r s (15) zahlreiche Mikrofossilien gefunden wurden, die auf M i t t e l - bis U n t e r o l i g o - z ä n hindeuten (älter als C h a t t, jünger als E o z ä n).

c) TEKTONIK

Der Deckenverband zeigt im Westen des Plankensteiner Schloßberges Schuppenbau, der sich gut auflösen läßt.

Man kann darin drei Detailschuppen unterscheiden:

a) die südliche P l a n k e n s t e i n e r S c h u p p e, die eine Schichtfolge von Eozän - in Spuren - , Oberkreide, Aptychen-

kalke, Tithonhornsteine, Kieseltonen und Linsen von Posidonienschichten zeigt. Auffallend ist das im Süden, also im Hangenden der Schuppe, fast mit konstanter Breite durchziehende Band von Oberkreidesandsteinen (Seichtwasserkreide, aber auch Inoceramenschichten). Die **Breitenausdehnung** der südlichen Schuppe ist fast gleichmäßig und beträgt meist 700 m.

b) Die mittlere **Schießenbergsschuppe** führt im Hangenden mitgeschuppte Oberkreide, Aptychenkalke, Tithon und Kieseltonen, die im Osten mächtig, im Westen nur als schmales Band aufgeschlossen erscheinen.

Auch hier ist die Breitenausdehnung verhältnismäßig gleichförmig und beträgt rund 600 m.

c) Die nördliche **St. Georgener Schuppe** führt Oberkreide nur in Spuren. Aptychenkalke, Tithon und Kieseltonen bilden die Schuppe; letztere erlangen im Westen eine maximale Breitenausdehnung und die Schuppe wird im Süden von St. Georgen rund 1,5 km breit.

Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse im Osten des Plankensteiner Schloßberges. Hier liegt ein axiales Gefälle des Deckenkörpers nach Osten vor und ein Schuppenbau ist hier nicht mehr erkennbar (siehe auch Profil 1).

Die Oberkreide im Süden des Oligozäns und des Eozäns ist breit aufgeschlossen; hier muß auch die Grenze Grestener Decke - Flysch gesucht werden, deren genaue Festlegung in der Natur nicht möglich ist. Vermutlich kann, wenn man dies in diesem Abschnitt überhaupt vermag, der südliche Eozänzug, Oberkreide und das linsenförmige Aptychenkalkvorkommen als eine Fortsetzung der Schießenbergsschuppe aufgefaßt werden, während die südlichste Oberkreide der Plankensteiner Schuppe zugezählt werden muß, da sie vom Westen her durchlaufend zu verfolgen ist.

Im Westen schiebt sich die Grestener Decke mit der tiefsten Schuppe - St. Georgener Schuppe - beträchtlich auf die Synklinale, deren Füllung das Oligozän ist, auf, während eine derartige Erscheinung aus dem Osten unseres Aufnahmegebietes überhaupt nicht zu beobachten ist. Die Größe der Überschiebungsweite ist am deutlichsten im Melktal ersichtlich, wo durch die Erosion die St. Georgener Schuppe in NNW - SSO Richtung abgeschnitten ist und im Melktal halbfensterartig die darunter liegenden Gesteine der Flyschzone zutage treten. Es handelt sich hier um Oligozän, Eozän, vor allem aber um die Oberkreide (siehe Profil 3). Beim Weidabach liegt eine W-O verlaufende Bruchlinie vor, an der nochmals Oligozän und Eozän herausgehoben wird. Die Aufschlüsse sind hier sehr schlecht und gestatten nur wenig eingehendes Arbeiten.

An dieser Komplikation dürfte der Verlauf der N - S gerichteten Aufwölbung 3 maßgeblich beteiligt sein.

Die Aufwölbung 1, vielleicht auch 2, hat wesentlichen Anteil an der großen Unterschiedlichkeit des Ost- und Westteiles unseres Aufnahmegebietes, da sie am Plankensteiner Schloßberge eine Kulmination der Decke bewirkte.

7. Die eigentliche Flyschzone.

Es ist unter den gegebenen Verhältnissen oft äußerst schwierig, eine exakte Unterscheidung zwischen den flyschähnlichen Bestandteilen der Grestener Decke und dem eigentlichen

Flysch zu treffen. Wo Oligozän als höchstes Schichtglied dem Flyschverbande auflagert erscheint uns dies unbedingt als jüngstes Niveau, einen einheitlichen stratigraphischen Verband mit den älteren, tieferen Gliedern bildend !

An den Stellen, wo durch Aufwölbungen der Schlier der Erosion zum Opfer gefallen ist, gestaltet sich eine Unterscheidung als sehr kompliziert (östlich Profil 2). Wir erkennen also daraus, daß gerade das bislang umstrittene Oligozän ein wichtiges Kriterium für die Gliederung der eigentlichen Flyschzone bildet.

Wenn man ein zusammenfassendes tektonisches Bild der Verhältnisse in der Flyschzone entwirft, so sieht man daraus folgende Tatsachen:

Entlang der Linie St. Georgen d. d. Leis - Texing zieht eine breite Synklinale, gebildet durch den starken Anschlag der Grestener Decke. In dieser Mulde, die in der Tiefe von der Oberkreide, darüber vom Eozän und der ebenfalls eozänen nummulitenführenden Breccie gebildet wird, lagert das Oligozän, das eben nur hier vor der Erosion geschützt sich erhalten konnte, nicht aber vielleicht auf den nördlichen Höhen oder gar am südlichen Muldenschenkel, der durch Eozän und Oberkreide gebildet wird, die sich hier unter der Wucht der Grestener Decke anstauten. Wir glauben, daß wir damit der Annahme von H. V e t t e r s (15) - fensterartiges Aufbrechen der Oligozänsedimente - wirksam begegnen können, vor allem aber beweist ja die verhältnismäßig ruhige Lagerung in der Natur selbst, daß ein normaler stratigraphischer Verband viel mehr den gegebenen Verhältnissen entspricht.

Im Westen des Aufnahmegebietes war die Deckengrenze der Grestener Decke verhältnismäßig leicht zu ziehen. Östlich des Plankensteiner Schloßberges dagegen stößt die Unterscheidung der beiden Einheiten auf Schwierigkeiten, eine Tatsache, die bereits im tektonischen Abschnitt der Grestener Decke eingehend behandelt wurde (siehe Profil 1 und 2).

Zur Stratigraphie der Flyschzone - eine Detailbeschreibung wurde bereits im Abschnitt "Schichtfolge der Grestener Decke" gegeben - wäre noch zu bemerken, daß wir der Ansicht sind, daß die Gesteinsvergesellschaftung bunter Schiefer, grünlicher Glaukonitsandsteine und schwarzer Kalksandsteine E o z ä n sind, nicht wie von H. V e t t e r s angenommen, ä l t e r e F l y s c h (N e o k o m) ist. Letzterer war ursprünglich ebenfalls der Ansicht, daß dieser Schichtkomplex dem Alttertiär zuzuzählen ist (16). Fossilbeweise für diese Annahme liegen zur Zeit noch nicht vor, jedoch sprechen die Lagerungsverhältnisse dafür, da diese Schichten nicht in der Oberkreide aufbrechen, sondern auf ihrer Lagerung !

8. L i t e r a t u r a n g a b e n :

Hier fanden nur die wichtigsten Quellen, die für diese Arbeit als Unterlage dienten, Aufnahme:

1. F r i e d l K.: Stratigraphie und Tektonik d. Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. 1920.
2. " : Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. 1930.
3. G e y e r G. : Erläuterungen zur geol. Karte d. Blattes Weyer. Wien 1911.

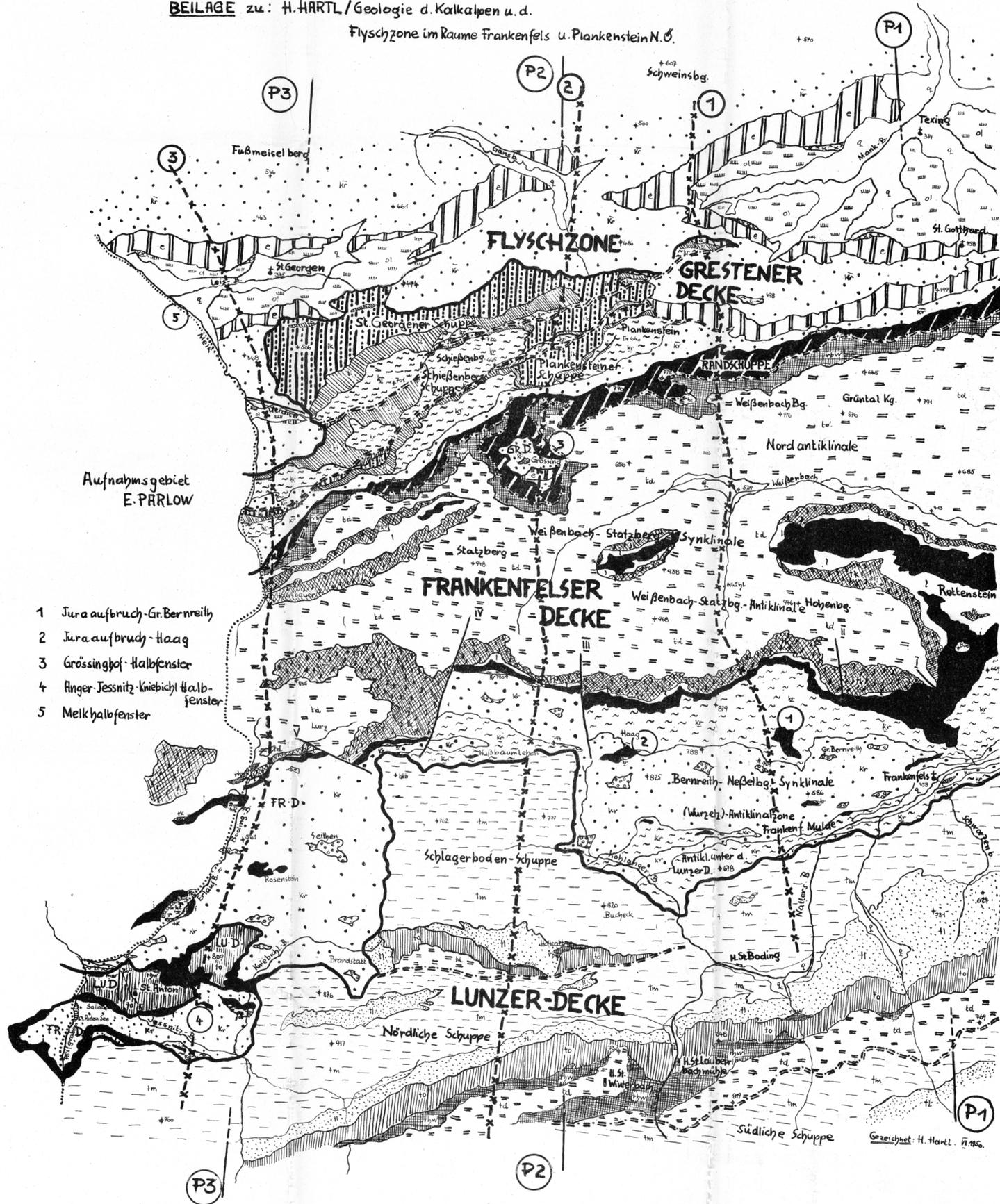
4. G ö t z i n g e r G.: Zur geol. Gliederung des Wienerwaldflysches. Jahrbuch 1932.
5. K o b e r L. : Aufbau d. östlichen Nordalpen Sitz.-Ber. Wien 1911.
6. " : Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften d. Akad. d. Wiss. Math.-Nat., Kl. 1912
7. " : Bau und Entstehung d. Ostalpen Mitt. 1912
8. " : Geologie der Landschaft um Wien, Wien 1926
9. " : Das alpine Europa. Borntraeger, Verl. Berlin 1931
10. " : Der geol. Aufbau Österreichs, Springer Verl. Wien 1938.
11. S o l o m o n i c a P.: Zur Geologie d. sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien u. d. angrenzenden Gebiete. Mitt. 1934.
12. " : Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien 1931
13. S p e n g l e r E. : Der geol. Bau der Kalkalpen des Traisentalen und des oberen Pielachtales. Jahrb. 1928.
14. T r a u t h F. : Über die Stellung der pieninischen Klippenzone und die Entwicklung d. Jura i. d. nordöstl. Voralpen. Mitt. 1921
15. V e t t e r s H. : Über die Möglichkeit von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone. Int. Bohrtechniker Ztg. 1938.
16. " : Aufnahmsberichte. Verh. Wien 1927 - 1938

Dissertationen des Geol. Institutes:

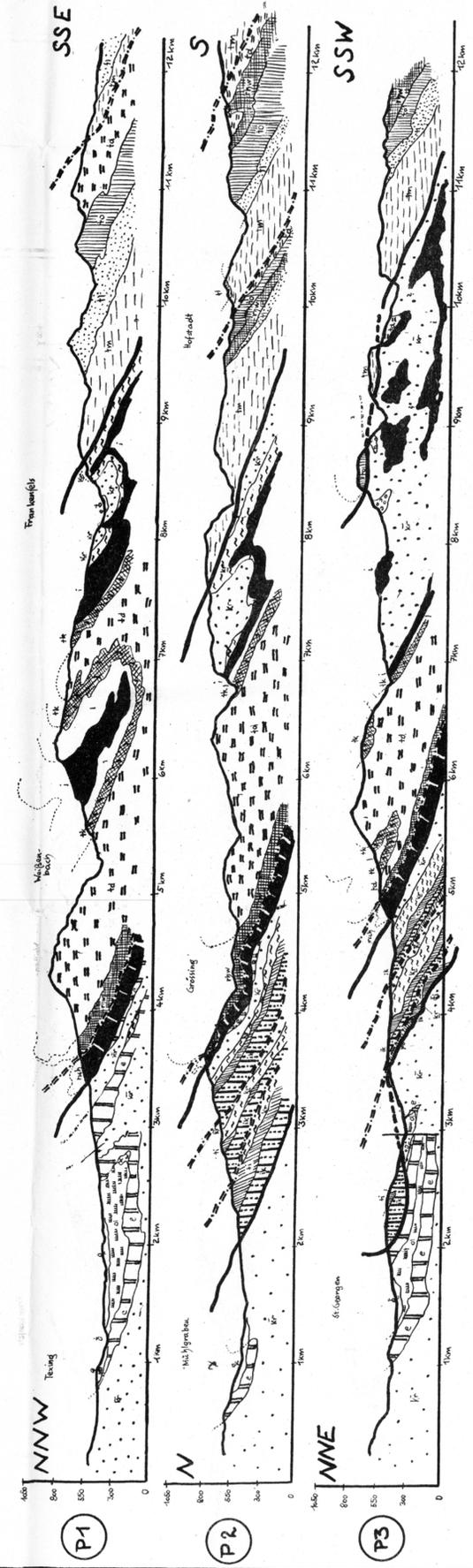
17. G a l l e H.: Gresten. Wien 1950.
18. P a r l o w E.: Scheibbs. Wien 1950
19. S c h w e n k H.: Kirchberg a. d. Pielach . Wien 1949.
20. F i s c h a k W.: Gebiet östl. d. Pielach, Wien 1949
21. N e u b a u e r W.: Lilienfeld. Wien 1949.
22. P r o k o p F.: St. Veit a. d. Gölsen. Wien 1950.

Abkürzungen i. d. Literaturangabe bedeuten:

Jahrb.	Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt
Verh.	Verhandlungen d. Geol. B.A. Wien
Mitt.	Mitteilungen der Geol. Gesellschaft Wien
Sitz.Ber.	Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Math.-Naturwissenschaftl. Klasse. Wien.



- Aufnahmsgebiet
E. PÄRLOW
- 1 Jura aufbruch - Gr. Bernreith
 - 2 Jura aufbruch - Haag
 - 3 Grössinghof - Halbfenster
 - 4 Anger-Jessnitz-Kniebicht Halbfenster
 - 5 Melk halbfenster



GEOLOGISCHE AUFNAHMSKARTE & SAMMELPROFILE

Kalkalpen - Flyschrandes
unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse.
MAßSTAB: 1:25 000
AUFGENOMMEN: HANS HARTL/WIEN.

LEGENDE: Lunzer-Decke:

- lm Grestener Kalk
- ll Lunzer Sandst. & Schiefer
- lo Oppanitzer Kalk
- lw Hauptwacken
- lk Hauptdolom. - Nor

Frankenfels-Decke:

- lww Hauptwacken, Karinhof
- llw Hauptdolom. - Nor
- llw Kössener Schiefer, Thyll
- llw Treppenmergel & Schiefer - Lias
- llw bunte Kalk, Gneis, D. Dogger - Nor
- llw Rhyphyllitische - Neokont
- llw Sandstein & Schiefer - Jura-Kreide
- llw Konglomerate - D. Kreide
- llw Gesteine d. Randhochp. (Krautal-Zone)

Greistener Decke:

- llw Basaltonen schieferer Dogger
- llw Kesseltone, Kalk - Malm
- llw Tazewinkel-Hornsteine-Thyll
- llw Rhyphyllitische Schiefer Neob. - Eozän
- llw Sandstein, Mergel & Schiefer, D. Kreide
- llw Grauwacke sandsteine & bunte Schiefer

Flyschzone:

- llw Sandst. Mergel & Schiefer, D. Kreide
- llw Grabbirge Sandst. (Ostkarawanken)
- llw bunte Schiefer
- llw Nonnauhen Schiefer Kalkbr. - Lias
- llw Schiefer, bunte Schiefer, Hornsteine, Oligozän
- llw Schiefer, abtiegungen - Illirikum
- llw Überdeckungslinien d. Ost- & Westflysch
- llw Schuppenlinien
- llw N.S. - Richtung
- llw Nordw. - Richtung
- llw Profillinien d. Gesamtprofil

H. H o l z e r :

R e f e r a t über

NATURFORSCHUNG und MEDIZIN IN DEUTSCHLAND 1939 - 1946

für Deutschland bestimmte Ausgabe des Fiat Review of
German science.

Band 48: GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE, herausgegeben von

L. RÜGER (Geologisches Institut der Universität
Heidelberg).

Band 50: PETROGRAPHIE, Teil I : Gesteine

Band 51: PETROGRAPHIE, Teil II: Gesteine und Erze;

herausgegeben von K.H. SCHEUMANN (Mineralogisches Institut
der Universität Bonn)

Dietrich'sche Verlagsbuchhandlung, Wiesbaden 1948.

Obwohl es im Rahmen der Mitteilungen der Gesellschaft der
Geologie- und Bergaustudenten bisher nicht vorgesehen war, Neuer-
scheinungen der Fachliteratur zu referieren, scheint es mir in diesem
Falle notwendig, auf obenstehende Publikation aus Deutschland hinzu-
weisen. Es liegt mir ferne, Band 48, 50 und 51 des Fiat Review of
German science kritisch beleuchten zu wollen. Ich möchte nur - der
Bedeutung der zu behandelnden Werke entsprechend - alle an unserer
Wissenschaft interessierten Kreise auf diese wertvolle Publikation
aufmerksam machen.

In den von L. RÜGER und H. SCHEUMANN herausgegebenen drei
umfangreichen Bänden wird in erschöpfender Weise eine Zusammen-
stellung über die wissenschaftliche Forschungsarbeit Deutschlands und
auch zum Teil Österreichs zwischen 1939 und 1946 geboten. Die sonst
bei derartigen Bibliographen häufig auftretenden Probleme bezüglich
der Gliederung in einzelne Sachgebiete konnten in vorbildlicher Weise
gelöst werden. In prägnanter Form findet sich auf engstem Raume
Inhaltsangaben der neuesten Arbeiten mit Tabellen und Zeichnungen
und - was besonders begrüßenswert erscheint - umfassende genaue
Quellenangaben.

Es sei mir gestattet, kurz den Inhalt der drei Bände zu
skizzieren:

Band 48: GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

- I. Allgemeine Geologie. Enthaltend: Erdgeschichtliche Chronologie,
Studien über das Erdinnere, Gefügekunde,
Tektonik, Vulkanismus, Rezente Tiefseesedimente
Kohlenpetrographie, Erdölgeologie, Verwitterung
Bodenkunde.
- II. Formationen. Stratigraphie; Kambrium bis Quartärgeologie.
- III. Paläontologie. Studien über Schwämme, Korallen, Brachiopoden,
Echinodermen, Paläoammonoidee, fossile Wirbel-
tiere.

Band 50: PETROGRAPHIE , Teil I: Gesteine.

A. Allgemeines und allgemeine petrographische Methodik.

1. Unspezialisierte Literatur und Übersichten
2. Nomenklatur, Systematik, Klassifikation
3. Methodik (Untersuchung und Auswertung)

4. Optische Bestimmungsdaten für die petrographische Praxis
5. Schrifttum.

B. Magmatische Gesteine.

1. Petrogenetische Entwicklung des Magmas und der magmatischen Gesteine
2. Spezielle Petrographie (Arbeiten aus 5 Erdteilen)
3. Schrifttum.

C. Gesteine der Tiefenumwandlung.

1. Stoffgliederung und -Übersicht
2. Petrogenetische Diskussion über den Mechanismus metamorpher, metatektischer und metablastischer Bildungsprozesse.
3. Spezielle Petrographie der Tiefenumwandlung
4. Schrifttum.

D. Sedimentäre Gesteine.

1. Sedimentäre Petrogenese
2. Sedimentpetrographische Methoden
3. Regionale (spezielle) Petrographie der Sedimente
4. Stoffwanderungen
5. Salzlagerstätten
6. Schrifttum.

Band 51: PETROGRAPHIE , Teil II: Gesteine und Erze.

E. Physikalisch-chemische Mineralogie und Petrographie.

1. Mineralogisch und petrographisch wichtige heterogene Systeme
2. Untersuchungen an Mineralien und mineralogisch wichtigen Stoffen
3. Verwitterung von Gesteinen und Mineralien
4. Reaktionen im festen Zustand, Grenz- und Oberflächenerscheinungen
5. Schrifttum.

F. Die Gesteine in technischer und wirtschaftlicher Beziehung.

1. Die technisch wichtigen natürlichen Gesteine und Lockermassen, ihre Vorkommen, Zusammensetzung und Eigenschaften.
2. Die hydraulischen Bindemittel, technischen

Schlacken und keramischen Massen, ihre Herstellung u. Weiterverarbeitung.

3. Prüf- und Untersuchungsmethoden
4. Schäden, ihre Ursachen und Verhütung
5. Nachträge
6. Schrifttum.

G. Erzlagerstättenkunde.

Allgemeines über Erzlagerstätten

1. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge
2. Die Lagerstätten der sedimentären Abfolge
3. Die Lagerstätten der metamorphen Abfolge
4. Regionale Übersicht über die referierten Erzlagerstätten
5. Schrifttum.

Z114



MITTEILUNGEN

der

Gesellschaft der Geologie- und
Bergbaustudenten
in Wien

Jahrg. II

Heft 2

Wien 1951

M I T T E I L U N G E N

DER



GESELLSCHAFT DER GEOLOGIE- UND BERGBAUSTUDENTEN
IN WIEN

Herausgegeben von der Gesellschaft der Geologie -
und Bergbaustudenten in Wien.

H e f t 2

Jahrg. II

Akademische Arbeitsgemeinschaft
Wien, im März 1951.

I n h a l t :

	Seite
O. Thiele: Beobachtungen am Täuernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol)	1
1. Teil: Überblick über das Gesamtgebiet	1
1. Das Tiefe Pennin	3
2. Das Hochpennin	3
3. Die Unterostalpine Schuppenzone	4
2. Teil: Der Zentralgneis des Wimmertales und die Hochstegenkalkdiskordanz	5
I. Stratigraphie	5
II. Tektonik	10
III. Probleme	11
3. Teil: Beobachtungen an Gesteinen der Schönachmulde	14
Zusammenfassung	19
Literaturhinweise	21
Beilage: 1 Karte 1 : 50000 mit Profilen	
W. Medwenitsch: Bericht über die Exkursion in die Hallstätterzone von Ischl-Aussee-Hallstatt und in das Becken von Gosau, vom 11. - 15. April 1950	22
Beilage: 1 Karte 1 : 50000	
W. Medwenitsch und H. Holzer: Bericht über die Exkursion auf die Hohe Wand am 26. und 27. V. 1950	30
H. Holzer und W. Medwenitsch: Bericht über die Exkursion in Niedere Tauern, Radstädter Tauern und Hohe Tauern	33
H. Holzer: Bericht über die zweitägige Exkursion in das außeralpine Grundgebirge	36
W. Medwenitsch: Die Geologie des Salzkammergutes. Vortrag am 23. Nov. 1950	39
H. Holzer: Der Nordrand des Tauernfensters. Vortrag am 21. Nov. 1950	40
Jahresbericht der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien für das Geschäftsjahr 1949/50	45

B E O B A C H T U N G E N A M T A U E R N N O R D R A N D
I M B E R E I C H V O N G E R L O S (T I R O L) .

Von O. Thiele.

Mit einer Karten- und Profiltafel (1:50.000).

Im Zuge der Neuaufnahmen am Tauernnordrand durch Dissertanten der Wiener Schule (8) untersuchte ich in den Sommern 1947-49 das Gebiet zwischen Gerlospaß und Gmünd (Einzugsgebiet der Gerlos östlich von Gmünd).

Meinem sehr verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. L. K o b e r bin ich für die Stellung dieser interessanten Aufgabe und die weitgehende Hilfe, die meiner Arbeit zuteil wurde, zutiefst zu Dank verpflichtet. Ebenso möchte ich nochmals Herrn Prof. H. L e i t m e i e r , Herrn Prof. A. K ö h l e r und Herrn Dozenten Ch. E x n e r für die wertvolle Unterstützung meiner Arbeiten wärmstens danken.

Zur Einführung gebe ich einen Überblick über das Gesamtgebiet, wobei ich mich kurz fassen kann, da schon von einem Großteil meines Arbeitsgebietes eine Arbeit von H. D i e t i k e r (3) vorliegt, die reichlich Detailbeobachtungen bringt. Im Folgenden werden dann einige Einzelergebnisse aus meiner Dissertation mitgeteilt, die mir besonders interessant erscheinen.

1. Teil :

Überblick über das Gesamtgebiet.

Es war in meiner Dissertation notwendig, das Arbeitsgebiet in drei großtektonische Elemente zu gliedern: in das Tiefe Pennin, das Hochpennin und das Unterostalpin. Diese Gliederung ist durch Faziesverschiedenheiten gerechtfertigt, welche hauptsächlich bei der Trias ins Auge springen, aber auch bei den vor- und nachtriadischen Serien vorliegen. (Siehe Seite 2!) Dazu muß jedoch betont werden, daß die Altersangaben fast durchwegs auf Grund lithologischer Vergleiche und tektonischer Schlüsse zustande gekommen sind. Lediglich die Altersbestimmung der Hauptzüge der unterostalpinen Trias erscheint durch Fossilfunde eindeutig gesichert. (Diploporen in der Krimmler Trias /Diener/, Rhät-Lumachellen in der Gerlos /Ohnesorge/).

	<u>Tiefes Pennin.</u>	<u>Hochpennin.</u>	<u>Unterostalpin.</u>
(Kreide?)	<u>Breccienserie</u> (Breccien stark hervortretend) wenige 100 m	<u>Kalkphyllite u.</u> Kalkglimmersch. m. Grünschf. (untergeordn. Liabdr.) viele 100 m	<u>Breccienserie</u> (Breccien stark hervortretend u. sehr mannigfaltig) wenige 100 m
<u>JURA</u>			
	<u>Hochstegenkalk</u> (reine Kalkfazies) wenige 100 m	<u>verkümmerte Tr.</u> (Rauhwacke, Kalk) wenige 10 m	<u>gut gegliederte Tr.</u> (Rauhw., Dolomit, Kalkschf. u. Kalke) 100 - 200 m
(Anis-Rhät)			
	<u>lichte Quarzite</u> u. <u>Graph. - qu.</u> <u>Porphyromat. - schfr.</u> 10 m wenige 100 m	<u>grüne Quarzite</u> <u>schwarze Schf.</u> mehrere 100 m	<u>grüne Quarzite</u> <u>Porphyroide?</u> viele 100 m
(unt. Trias)			
<u>PERM</u>			
oberst. Karb.			
	<u>Zentralgneis</u>	-	-
unt. Ob. - <u>KARBON?</u>			

1. Das Tiefe Pennin.

Das tektonisch tiefste Glied unseres Gebietes ist der Wimmertalgneiskern. Er besteht aus einem porphyrisch struier-ten Flasergneis, der im Wimmertal in Form eines Buckels von 2,5 km Breite und 1 km Höhe aufgeschlossen ist, und aus dem darüberlagernden Hochstegenkalk (genaue Ausführungen darüber finden sich im 2. Teil dieser Veröffentlichung). Gneis und Hochstegenkalk tauchen nach Osten gegen das Schönachtal mit 25 - 30 Grad ab.

Die auf den Wimmertalgneiskern folgende Einheit, die aus metamorphen sandigen, mergeligen und tonigen Sedimenten sowie konglomeratischen Gesteinen besteht, nannte ich Schönachmulde (siehe auch 3. Teil dieser Publikation). Sie trennt den Wimmertalgneiskern von den Gneisen der Tuxer Hauptmasse, welche sich wie ein Lappen von Süden her etwa 5 km weit nach Norden über die beiden ersten Einheiten schlagen. Es sind dies granitische und granodioritische Gneise, geschiefert oder mehr stenglig struiert, Augengneise mit Feldspat-Augen (Größe rund 1 cm), mitunter auch völlig richtungslos körnige Typen. Im Norden, etwa ab der Höhe des Steinkares, sind die Gneise stark postkristallin durchbewegt, ja in den nördlichsten Partien (beim Hanger) kann man schon von ausgesprochener Mylonitisation sprechen. Diese Gneise werden vom Hochstegenkalk über-, zum Teil unterlagert (Rötler). Die beiden Kalkzüge vereinigen sich anscheinend im Schönachtal, von wo ab nur ein einziger Zug nach Westen zieht. Nach Norden folgt nun die Porphyrmaterialschieferschuppe. Sie besteht aus dem namengebenden, wahrscheinlich permokarbonen Schiefer (der aber auch, wenigstens zum Teil, ganz gut als Verwitterungsschutt des Zentralgneises gedeutet werden kann) und aus dem wieder darüberfolgenden Hochstegenkalk (3. Lage). Ferner stellte ich hierher die gegen Norden anschließende Liasbreccienserie; es sprechen nämlich die Aufschlüsse an der Brandrinne für die Annahme, daß sie dem Hochstegenkalk normal sedimentär auflagert. Diese Serie besteht aus grünen (meist kalkfreien) und schwarzen (im allgemeinen kalkigen) Phylliten, weiters aus Breccien mit kalkphyllitischer, seltener karbonatquarzitischer oder glimmermarmoriger Grundmasse und Komponenten von dunklen, mitunter mergeligen Dolomiten, seltener mit Quarzgeröll. Ein Quarzittrumm wurde gefunden. Die Breccien sind meist als Stengelbreccien ausgebildet. Am obersten Wilden Bach fand ich in dieser Serie in einem quarzreichen Kalk den Querbruch eines Crinoidenstielgliedes. Vorliegendes Gestein ist genau dasselbe, das H. Dietiker aus der Richbergkogelserie als Echinodermenbreccie beschrieben hat, und es muß auch sonst die außerordentliche Ähnlichkeit dieser Breccienserie mit der im Norden meines Aufnahmegebietes liegenden Richbergkogelserie betont werden.

2. Das Hochpennin.

Die vortriadischen Glieder des Hochpennins sind schwarze graphitische quarzreiche Schiefer (eventuell Karbon) und Serizitquarzite und grüne Arkosegneise (Perm und Untertrias?).

In diesen Quarziten, besonders aber an der Grenze gegen die nachtriadischen Serien, ist die hochpenninische Trias eingeschuppt, und zwar sind es stets kleine Linsen von Rauhdecken und lichtem Kalkmarmor.

Das nachtriadische Hochpennin läßt sich wieder in zwei Serien teilen: die südliche, die am Filzbach gut aufgeschlossen ist, ist neben Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern besonders reich an graublauen plattigen Kalken. Innerhalb dieser kalkigen Sedimente finden sich mehrere Schuppen von Grünschiefer (Chloritschiefer, oft calzit- und epidotreich). Die bei der Auerschlagalm auftretenden Breccien mit karbonatquarzitischer Grundmasse und Tüpfeln oder Fetzen von blau-schwarzem mergeligen Kalk gehören offensichtlich an die Basis dieser Serie. Die zweite Gruppe der nachtriadischen Gesteine des Hochpennins unterscheidet sich von der ersten durch das Fehlen der Grünschiefer und das Hervortreten von Karbonatquarziten sowie Ton- und Graphitschiefern. Sie ist größtenteils nördlich der Gerlos anzutreffen.

Die als Hochpennin zusammengefaßten Gesteine sind lediglich im Osten meines Arbeitsgebietes anzutreffen. Ihre Mächtigkeit, die hier ca. 3 km beträgt und auf Verschuppung und Anschoppung zurückzuführen ist, verringert sich bedeutend beim Überqueren des Schönachtales. Nördlich des Arbiskogels verlieren sich diese Gesteine ganz.

3. Die Unterostalpine Schuppenzone.

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte sagt, daß die Hauptmasse des Unterostalpins von den quarzitischen Gesteinen gebildet wird. Es sind dies zur Hauptsache Quarzite, Serizitquarzite und Serizitschiefer. Nach H. Dietiker handelt es sich hier um die Fortsetzung des "serizitischen grünen Porphyroids", das B. Sander vom Kaiserbrünnl beschreibt. Die eben genannten Gesteine dürften wohl Perm oder Untertrias darstellen.

Eine kleine Gruppe der auf der Karte als Quarzite ausgedehnten Gesteine mögen aber rhätisch oder nachrhätisch sein: Schwarze Schiefer, mit Pyritschiefern vergleichbar, Dolomitbreccien (oberhalb des Gerloser Waldes, oberer Larmerbach).

Innerhalb der Masse der Quarzite schwimmen nun gleichsam größere Züge und kleinere Schuppen von unterostalpinen Trias. Sie ist relativ gut gegliedert: Rauhdecke, plattige Kalkmarmore, schwarze Kalktonschiefer, helle Dolomite und blaue, massige Kalkmarmore. Eine genaue Stratigraphie kann jedoch nicht gegeben werden.

Die nördlichste Serie der Unterostalpinen Schuppenzone, die gegen Norden an den Innsbrucker Quarzphyllit grenzt, wurde nach H. Dietiker s. Richbergkogelserie genannt. Sie ähnelt sehr der Breccienserie vom Wilden Bach und der Brandrinne, ihre Breccien sind nur noch mannigfaltiger: Die

Grundmasse ist blauer, geädert oder gebänderter Kalk, lichter glimmeriger Marmor; oder sie ist kalkphyllitisch, quarz- und glimmerreich, in seltenen Fällen völlig kalkfrei (phyllitisch). Die Komponenten sind hauptsächlich Dolomite, meist licht oder dunkelgrau. Selten trifft man größere Mengen von Quarzkiesel, ausnahmsweise ein Kalkgerölle oder ein Quarzittrumm.

Für die oberen Partien der Richbergkogelserie sind grüne, oder rostrot und grün gescheckte kalkhaltige Phyllite mit Quarz- Calcitlagen oder -knauern bezeichnend.

Das Auftreten der Echinodermenbreccie und die weitgehende Übereinstimmung mit der penninischen Breccienserie wurde bereits erwähnt.

Unsere Serie kann, wie auch schon H. Dietiker betonte, mit großer Sicherheit als nachtriadisch angesehen werden: abgesehen von der Analogie mit vielen anderen nachtriadischen Breccienzügen des Radstätter und Tarntaler Gebietes, hat nun G. F r a s l (5) dieses Alter durch den Fund einer Kalkelge in einer Komponente einer Breccie sichergestellt.

Der anschließende Innsbrucker Quarzphyllit schließt das Arbeitsgebiet gegen Norden.

2. Teil:

Der Zentralgneis des Wimmertales u. die Hochstegenkalkdiskordanz.

I. Stratigraphie.

1. Die Zentralgneise.

Der Gneis des Wimmertales.

Schon F. B e c k e (1) scheidet auf dem dem Exkursionsführer beigegebenen Kärtchen im Norden des Tuxer Kernes porphyrtartigen Augengneis aus, der durch eine aplitische Randfazies von der Tuxer Hauptmasse abgetrennt ist. Vom Westen und vom Osten her schiebt sich außerdem noch ein Keil von Schieferhüllgesteinen zwischen die beiden Gneise. L. K o b e r (7) nennt den nördlichen Gneiskörper Ahorn-gneis. Er ist der tektonisch tiefste Kern der westlichen Hohen Tauern. Das Ostende dieses Gneises reicht mit 2,5 km Breite über das Wimmertal und tritt so in den Bereich meiner Kartierung. Der Gneis erreicht nicht mehr den Kamm zwischen Wimmer- und Schönsachtal, sondern taucht knapp vorher nach Osten ab. Nach dem Auftreten in meinem Arbeitsgebiet nenne ich ihn in den folgenden Ausführungen "Wimmertalgneis".

Der Wimmertalgneis ist ein stark geflaserter Augengneis. Die Biotitflatschen sind meist gut in einer Ebene angeordnet. Die kleinen Feldspat- und Quarzkörner (1-3 mm) werden vom Glimmer meist lidartig umschlossen, so daß im Längsbruch das Aussehen des Gesteines vom rehbraunen Biotit beherrscht wird. In dieser feinkörnigen Grundmasse liegen, insbesondere bei schwach oder kaum geschieferten Typen, größere Feldspate von 1-2 cm, extrem bis zu 5 cm.

Im allgemeinen sind die Feldspateinsprenglinge mehr oder minder gut eingeregelt und dabei meist schwach kantengerundet; in vielen Fällen aber zeichnen sie sich durch äußerst scharfe und kantige Begrenzung aus, sie stehen dann völlig regellos zu der in diesen Fällen allerdings stets schwachen Schieferung. An solchen Feldspaten sieht man bei makroskopischer Betrachtung die Glimmerlagen oft glatt abgeschnitten. Die meisten Großindividuen zeigen Karlsbader Verwilligung. Anscheinend treten diese Feldspateinsprenglinge im gesamten Wimmertalgneis auf. Gneispartien, die heute einsprenglingsfrei sind, gehören stets Zonen starker Verschieferung an, und wie wir sehen werden, sind auch in diesen Gesteinen u.d.M. Fragmente von zerbrochenen ehemaligen Mikrolinggroßindividuen gut zu erkennen. Abgesehen von der stärkeren Verschieferung und dem Fehlen der unversehrten Großfeldspate unterscheiden sich diese Gneise nicht von den übrigen.

W. H a m m e r (6) beschreibt starke postkristalline tektonische Durcharbeitung und Diaphthorese vom Nordrand des Wimmertalgneises, wo dieser gegen den Hochstegenkalk grenzt. In meinem Arbeitsgebiet läßt die breite Schutthalde der Koglerrinne leider kein Studium der Gneispartien zu, die sich direkt unterhalb des Kalkes befinden, doch sah ich an der Seihenscharte die von W. Hammer beschriebenen Gneisphyllonite: grünlich-graue, phyllitische Schiefer, die im Querbruch nur noch größere Quarzkörner erkennen lassen. Nach W. Hammer ist dieser phyllonitische Rand des Zentralgneises nur einige Meter mächtig.

Am oberen Ende der Koglerrinne (unterhalb der Riedlwd.) 10 m unterhalb des Hochstegenkalkes, von diesem nur durch wirr gefältelte Quarzite getrennt, steht ein Gneis mit vollkommen regellos angeordneten großen Feldspateinsprenglingen an. Diese sind hier allerdings etwas gerundet, zeigen aber doch noch sehr gut ihre Eigengestalt. Beachtenswert an diesem Gestein ist das Auftreten der Feldspateinsprenglinge so dicht unter dem schwach metamorphen Hochstegenkalk und die auffallend gute Erhaltung knapp unter der Bewegungsfläche Kalk - Gneis.

Mit diesem Hinweis habe ich bereits die Probleme um diese Feldspate angeschnitten (nämlich die Zeit und Art ihrer Bildung und ihr Verhältnis zur Durchbewegung), die später im Zusammenhang mit anderen Fragen unter einem größeren Gesichtswinkel betrachtet noch einmal aufgeworfen und behandelt werden. Um noch einiges Tatsachenmaterial zu bringen,

das als Grundlage zur Betrachtung dieser Probleme dienen soll, muß ich vorerst über die Untersuchungsergebnisse meines Schliffmaterials berichten:

1.) Schliff vom vorhin erwähnten Gestein am oberen Ende der Koglerrinne (10 m unterhalb v. Kalk):

Der große Feldspateinsprengling erweist sich als Porphyroklast eines schachbrettalbitisierten Mikroklins. Das Großindividuum ist sehr reich an Plagioklaseinschlüssen. (Nach der Lichtbrechung handelt es sich um Albit.) Dieser Plag. ist gut eigenständig, reich an Fülle (Glimmer) und nicht oder schlecht lamelliert. Seltener sind die Einschlüsse von Biotit. Fast sämtliche Einschlüsse sind nach den Wachstumsringen (aufrechten Prismenflächen) eingeregelt.

Der große Feldspat und ein kleiner Schachbrettalbit liegen in einem wirren Zerreibsel von feinschuppigem Glimmer und feinkörnigem Quarz. Als Glimmer finden wir sowohl braungrünen, mehr oder weniger ausgeblichenen Biotit, als auch farblosen Glimmer. Quarzgrus ist meist in Nestern angereichert. Die Feldspate, insbesondere das kleinere Individuum, grenzen zum Teil scharf gegen dieses wirr gefaltete Quarz-Glimmer-Zerreibsel. Innerhalb des letzteren ist an manchen Stellen Calcit auskristallisiert, und zwar bevorzugt an der Grenze gegen den großen Einsprengling.

2.) Schliff aus einer einsprenglinglosen Gneistype nördlich v. äußeren Lamperer.

Makroskopisch unterscheidet sich diese Type, abgesehen vom Fehlen der Einsprenglinge, nicht von den übrigen einsprenglingsreichen Gneistypen: Unter dem Mikroskop sehen wir, daß das Gestein innerlich stark zertrümmert ist. Der vorherrschende Gemengteil ist zum Teil stark gegitterter Mikroclin-Mikroperthit, daneben tritt scharf lamellierter, mikrolithenreicher Plagioklas, Quarz sowie grünbrauner, ausgefränkter Biotit auf.

Die Feldspate sind zerdrückt und zermalmt und häufig werden sie - besonders die Plagioklase - mit Quarz und Glimmer zu einem Zerreibsel vermischt, das sich annähernd den Schieferungsflächen durch die besser erhaltenen Partien des Schliffes zieht. Ein Bruchstück eines großen Mikroclin-Mikroperthits (Aderperthits) mit beginnender Albitisation liegt innerhalb des Schliffes. Die üblichen, nach den Prismen geregelten Plag-Einschlüsse sind diesmal gut lamelliert. Der Mikrolinporphyroklast ist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und mehrmals quer gebrochen; die Klüfte sind mit Quarz wieder ausgeheilt.

3.) Dieser Schliff ist durch einen guterhaltenen Einsprengling gelegt; das Handstück stammte etwa aus der Mitte des Wimmertalgneiskernes. Makroskopisch sieht man die Glimmerlagen scharf am eigengestaltlichen Feldspat abschneiden.

Unter dem Mikr. erkennt man: Der Einsprengling ist wieder ein Mikroklinalperthit und ein Karlsbader Zwillings; die perthitische Entmischung ist recht gering, Albitisation ist noch keine wahrzunehmen. Die gut lamellierten, an Glimmermikrolithen reichen Einschlußplagioklase und der seltenere Einschlußbiotit ist wie üblich eingeregelt. Die parallel zur Schieferungsrichtung liegende M-Fläche ist unversehrt, die t- und l-Fläche ist weniger gut erhalten, hier sind schon einige kleinere Wunden in den Kristallkörper gerissen. Die Masse, die den Mikrolin-Kristall umgibt und in welcher Mikrolin und Plag. wieder eine Rolle spielen, ist reich an Quarz, Biotit und Karbonat (sekundär). Der Glimmer schwenkt knapp vor Erreichen des Feldspatgroßindividuum aus der allgemeinen Schieferungsrichtung heraus und legt sich der Feldspatumgrenzung an. Der Feldspat hat sich also seiner Umgebung gegenüber passiv verhalten.

Die Schliffe 2) und 3) charakterisieren die beiden Hauptentstehungsformen des Wimmertalgneises. Naturgemäß gibt es zwischen diesen zwei Typen noch alle Übergänge und Abstufungen.

Unsere Mikrolingroßindividuen sind ein weitbekannter Typ. Erst in allerneuester Zeit wird diese Feldspatart von Ch. Exner (4) behandelt. Es handelt sich nach der Nomenklatur dieses Forschers um den Knaf 3, und er nimmt dafür im Gasteinertal alpidisches Wachstum an.

Das mir zur Verfügung stehende Schliffmaterial lieferte kein Anzeichen, das auf ein späteres Wachstum des Knaf 3 innerhalb des Gesteins hindeutet: stets sind die Feldspate älter als die beobachtbare Durchbewegung, nur war diese in vielen Fällen nicht so groß, daß dies zur Zerstörung der Feldspatgestalt geführt hätte.

Bemerkenswert aber ist, daß in besonderen Fällen die Einsprenglinge auch in offenkundig postkristallin stark deformierten Gesteinen auffallend wohlerhalten in der weichen glimmerreichen Grundmasse liegen, wobei die Glimmerschuppen auch oft quer auf die Feldspatbegrenzung stoßen (Schliff 1).

Gestützt auf diese Tatsachen und auf Überlegungen, die später dargelegt werden, betrachte ich diese Feldspate für älter als den tektonischen Bau, und es ist kein Grund vorhanden, anzunehmen, daß die Bildung des Knaf 3 zu einem anderen Zeitpunkt erfolgte als die Bildung des gesamten Gesteins, das uns heute als Wimmertalgneis entgegentritt.

2. Der Hochstegenkalk.

Auf der Kuppel des Wimmertalgneises liegt Hochstegenkalk, bw. seine Basisbildungen.

- a) Die Basisgesteine (lichte Quarzite, Graphitquarzite, Graphitschiefer, Turmalinquarzite und Rhäticitschiefer):

Wenn man vom Schönachtal zum Übergangl (Halsscharte) hinaufsteigt, trifft man im inneren Popbergkar lichte körnige Quarzite, Graphitquarzite und Graphitschiefer an, in denen man einzelne, ca. 1 m mächtige Kalkzüge beobachten kann, die auf die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Hochstegenkalk hinweisen. Die gleiche Gesteinsgesellschaft läßt sich eine Strecke lang vom "Übergangl" beginnend nach Süden ins Wimmertal hinunter, sowie in einem 15 m mächtigen Band nach NW zum P 2256 hin verfolgen, von wo ab sie sich an der Basis des mächtigen Hochstegenkalkzuges befinden. Innerhalb dieses Bandes, etwa westlich unterhalb der Kralerspitze, tritt Turmalinquarzit und Rhäticitschiefer auf. In der Koglerrinne wird die Untersuchung der Hochstegenkalkbasis durch die breite Schuttrinne erschwert, die den Kontakt zwischen Gneis und Kalk verdeckt. Nur selten trifft man hier auf Graphitquarzite. Die Unterscheidung der lichten Quarzite von Gneisphylloniten ist wegen der hier stattgefundenen Durchbewegung nicht immer sicher zu treffen. Die grünen Quarz-Serizit-Schiefer sind oft stark gefältelt, an andern Stellen finden sich in ihnen kleine Magnetitoktaeder und Zoisitleistchen.

Dieselben Gesteine mit Ausnahme der Turmalinquarzite und Rhäticitschiefer kenne ich auch von der Seihenscharte als Hochstegenkalkbasis, weiters treten sie in den gesamten westlichen Hohen Tauern als Unterlage der Hochstegenkalkmassen auf, wie die Arbeiten von D e l P i a z (2), B. S a n d e r (9 und 10), H. D i e t i k e r (3) und G. F r a s l (5) zeigen.

- b) Der Hochstegenkalk im engeren Sinne.

Bekannt ist Einförmigkeit und schlechte Gliederbarkeit der Hochstegenkalkmassen. Normalerweise kann man in einem günstigen Profil, wie beim Zuge Wechsel-Hauerspitz, drei Kalktypen unterscheiden:

- 1.) An der Basis sind stark eisenschüssige und darum braun anwitternde dolomitische Kalke und, meist unter diesen, graublauer Kalksandstein typisch.
- 2.) Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes bildet der relativ reine, im allgemeinen mehr oder weniger blaugrau gefärbte Kalk. Der Grad der Metamorphose variiert stark, ist aber im Durchschnitt nicht höher als bei den übrigen Kalkvorkommen meines Arbeitsgebietes (des Unterostalpins oder Hochpennins). Nicht näher horizontierbar ist das völlig untergeordnete Auftreten von weißem bis lichtgrauem

Dolomit (Koglerrinne und Ihnkarlhöhe).

3.) Als oberes Niveau sind bei unserem Zug geringmächtige gelbbraune tafelige Kalke auszuscheiden.

3. Die Gesteine der Schönschmulde.

Zur Schönschmulde faßte ich alle jene Gesteine zusammen, die den Wimmertalgneis mit einem Hochstegenkalk von der Tuxer Hauptmasse trennen. Es sind dies zur Hauptsache Schiefergneise, Quarzite und Kalksilikatgesteine. Einige Detailbeobachtungen aus dieser interessanten Zone werden im Teil 3 dieser Publikation mitgeteilt.

II. T e k t o n i k.

1. Der Wimmertalgneiskern.

Das tektonisch tiefste Element meines Gebietes ist der Wimmertalgneiskern. Soweit man das aus meinem Gebiet heraus sehen kann, möchte ich ihn als autochthon betrachten.

Die rechte Flanke des Wimmertals zeigt ein natürliches Querprofil durch den Gneiskörper von 2,5 km Breite und fast 1 km Höhe. Seine Oberfläche bildet eine Kuppel von der Koglerrinne bis zum "Äußerem Plattlahner", die ihre Kulmination ca. 15 m unterhalb des "Übergangls" hat. Die S-Flächen, die im Feld stets gut hervortreten, sind durchwegs saiger, das Streichen ist ziemlich konstant um N 80° O.

Die genaue Abgrenzung des Gneiskörpers ist durch die Auflagerung des Hochstegenkalkes und seiner Basisgesteine gegeben. Vom Talgrund des Wimmertales vom Kogler bis P 2256 liegt der ca. 600 m mächtige Hochstegenkalk auf dem Gneis. Unten zeigt er 60° N-Fallen, nach oben liegt er flacher. Beim P 2256 biegt die Hauptmasse des Kalkes jäh aufwärts, so daß ihre untere Grenze am Grat zwischen Hauerstspitz und Katzenkopf verläuft. Sie wird hier von Phylliten und "Konglomeraten" der Schönschmulde unterlagert. Ungeachtet der Aufbiegung bei P 2256 zieht nämlich ein durchschnittlich 20 m mächtiges Band von Hochstegenkalkbasisgesteinen und Kalk von hier aus mit ca. 25° Steigung weiter zum Übergangl und von diesem vorerst flach abwärts nach Süden. Westlich unter Punkt 2603 macht es einen Knick, fällt steil nach Süden ein und verliert sich oberhalb des "Söfners". Die Aufschlüsse dieser Gesteine im Popbergkar, in dessen Innern sich noch ein kleines Gneisfenster befindet, zeigen, daß der Gneis mitsamt seiner Hochstegenkalkbedeckung 25° bis 30° gegen das Schönschachtal abtaucht.

Die Hochstegenkalkbasisgesteine und der Kalk liegen diskordant auf dem Wimmertalgneis. An der Koglerrinne verdeckt eine ca. 30 m breite Schuttrinne den Kontakt zwischen dem Gneis und der Kalkmasse. Schon die Anwesenheit dieser

Schuttrinne läßt auf einen Bewegungshorizont schließen, ebenso der Habitus der hier auftretenden Gesteine. Völlig anders ist aber das Bild, wenn man in den Bereich kommt, in dem nur mehr das schmale Band der Basisgesteine auf dem Gneiskörper liegt. Hier kann man die Schichtflächen des Gneises stellenweise bis auf zwei Meter fast senkrecht auf die fast flach liegenden Quarzite herankommen sehen. (Innerhalb dieser Strake ist die Grenze unklar.) Zwischen den beiden Gesteinen sind keine Anzeichen einer größeren Bewegung wahrzunehmen.

2. Die Schönachmulde.

Die Grenze der Schönachmulde gegen den Wimmertalgneiskern, deren Verlauf schon bekannt ist, ist eine Überschiebungsfläche. Auch die gegen die Hochstegenkalkhauptmasse (s. Hauerspitze - Sonnwand) ist eine tektonische.

Am Talboden des Wimmertals beim "äußeren Plattlahner" stehen die Schönachmuldengesteine steil und konform mit den Strukturen im Gneis und mit seiner Begrenzung. In den höheren Partien über der Gneiskulmination (Kugelater Hauer, Übergangl und Umgbg.) sind jedoch besondere Verhältnisse zu beobachten.

Über den flachliegenden Hochstegenkalkbasisgesteinen sind die Gesteine der Schönachmulde mit steilem S zick-zack gefältelt. Die Größenordnung dieser Fältelung ist 1 cm bis 1 dm.

Nach Norden hin bilden die Schönachgesteine einen Keil, der zwischen dem Wimmertalgneis und der Hochstegenkalkhauptmasse steckt, ein Dreieck, das durch die Punkte: Übergangl (2532) - P 2256 - Katzenkopf (2628) gegeben ist. Diese Verhältnisse sind von der gegenüberliegenden Talseite sehr schön zu sehen; es sieht unbedingt so aus, als ob dieser Keil der Schönachgesteine vom Süden her den Hochstegenkalk von seiner Unterlage (dem Wimmertalgneis) abgeschürft hätte, ganz ähnlich, wie das Hobelmesser einen Span vom Brett abhebt.

III. Probleme.

Hochstegenkalktransgression und variszischer Zentralgneis.

Vom Westabschnitt der Hohen Tauern wurde immer wieder bekannt, daß Hochstegenkalk diskordant auf Zentralgneis liegt. B. S a n d e r (9 und 10) weist dies im Els- und Langwandkar nach, W. H ä m m e r (6) im Wimmertal und in neuester Zeit G. F r a s l (5) bei den Sulzbachungen.

Bei den Diskordanzen im Tuxertal beschreibt B. S a n d e r Mylonisation, Phyllonisation in den obersten Partien des Gneises. An der Basis des Kalkes liegen Arkosegneise und Quarzite, stark tektonisch beansprucht. Obwohl B. Sander die

Schichtfolge Quarzit - Hochstegenkalk als normal sedimentär anspricht und auf die weite Verbreitung dieser Folge hinweist, spricht er sich nicht für eine sedimentäre Diskordanz aus.

G. F r a s l fand zwischen dem Unter-Sulzbachtal und Habachtal ein Kalkband von ca. 10 m Mächtigkeit, das diskordant auf den Gneisen der Sulzbachzungen und der dazwischen eingeklemmten Schiefermulde liegt. Er hält es für wahrscheinlich, daß der Kalk mit seinen Basisbildungen auf dem kristallinen Grundgebirge sedimentiert wurde, von dem der Sulzbachrücken ein nach der Auflagerung des Kalkes geformter Teil ist. Sichere Anzeichen einer Transgression konnte Frasl nicht finden.

W. H a m m e r, der die Diskordanz im Wimmertal beschreibt, sah an der Koglerrinne Anzeichen einer größeren Bewegungsfläche und deutet die Auflagerung tektonisch. Entgegen ist W. Hammer das schmale Basisband, das bei P. 2256 von der Hochstegenkalkhauptmasse abzweigt und über dem ganzen Gneiskörper liegt. Auch hier findet man, wie bei G. Frasl, im Untersulzbachtal sowohl ober- wie unterhalb des Bandes Saigerstellung, und zwar im Zentralgneis echte saigere S-Flächen, in den Gesteinen oberhalb jedoch enge steilstehende Zick-Zack-Fältelung.

Allgemein wird die Diskordanz wohl so erklärt, daß dem steilstehenden Gneis, der sich mechanisch wie ein Block verhält, in disharmonischer Tektonik der Hochstegenkalk überschoben wurde.

Dagegen spricht aber folgendes:

In den gesamten westlichen Hohen Tauern, also im gesamten Gebiet, wo wir sicheren Hochstegenkalk überhaupt kennen, werden überall dieselben Basisbildungen beschrieben, mit denen der Hochstegenkalk dem Gneis auflagert. Von D a l P i a z, von B. S a n d e r, von W. H a m m e r und von G. F r a s l. Von Italien um das gesamte Tauernwestende herum bis in den Pinzgau - das sind fast 100 km - ist überall dieselbe Schichtfolge: Zentralgneis - geringmächtig Graphitquarzit und lichter Quarzit-Hochstegenkalk! Das kann doch kein Zufall sein! Bei einer Überschiebung von so großem Ausmaß, wie sie hier nötig wäre, kann die Schichtfolge nicht so konstant erhalten bleiben, daß überall normale Stratigraphie herrscht. Auch wäre der Untergrund nicht so verschont geblieben wie in unserem Fall, wo zwischen Hochstegenkalkbasisband und Gneis keine Anzeichen einer nennenswerten Bewegung zu erkennen sind und, wie beim Übergangl, zwei Meter unterhalb der Diskordanz der saigere, unversehrte Gneis ansteht. Der Hochstegenkalk, eine über 60 km lange Kalklage, kann allein nicht überschoben worden sein. Es müßte eine Einheit da sein, der er tektonisch und eventuell auch stratigraphisch zugehört. Das ist aber nicht der Fall. Die Gesteine im Hangenden haben tektonisch einen ganz andern Baustil als der Kalk selbst und können mit ihm nicht verbunden werden. Außerdem ist das Hangende des Kalkes in den einzelnen Gegenden sehr verschieden.

So bleibt als einzig mögliche Erklärungsart: Der Hochstegenkalk liegt transgressiv auf dem Zentralgneis.

Damit ergibt sich folgendes Bild:

Der Zentralgneis des Wimmertales hat bereits eine Gebirgsbildung (die variszische) und die darauffolgende Abtragung miterlebt. Auf diesem Sockel transgredierte Hochstegenkalk. Die Mächtigkeit betrug vielleicht 400 - 500 m. In der alpidischen Gebirgsbildung bildete der Gneis mit dem Hochstegenkalk im allgemeinen eine tektonische Einheit, doch wurde der Verband zwischen den zwei mechanisch so verschiedenen Gesteinen naturgemäß mehr oder weniger stark gestört. Im speziellen Fall im Wimmertal würde der Kalk im Süden vom Gneiskörper abgeschürft und im Norden angeschöpft. Nur die Hochstegenkalkbasis blieb mit einzelnen Kalkfetzen im Süden auf dem Gneis erhalten. Die Bewegung wirkte sich im Süden besonders innerhalb des Basisbandes aus, wobei dieses eine Art Schmiermittel zwischen dem Gneis und den darüberfahrenden Gesteinen bildete. Der Gneis selbst wurde infolgedessen von der Bewegung mehr geschont. Im Norden erfolgte die Bewegung zwischen Kalk und Gneis und dauerte länger an. Man findet daher eine stärkere Beanspruchung des Gneises, Mylonitbildung und Phyllonitisation.

Mit der Annahme der Hochstegenkalktransgression ist also der Gneis des Wimmertales variszisch. Alpin wurde er nur etwas seitlich zusammengedrückt und seine Oberfläche etwas emporgewölbt. Es spricht alles dafür, daß er autochton ist.

In diesem Zusammenhang muß ich noch die Fragen besprechen, die mit den großen Einsprenglingen des Wimmertalgneises zusammenhängen: In diesem Gneis ist die Erscheinung häufig, daß gut ausgebildete, kantige, 1-3 cm große Feldspatindividuen regellos eingesprengt sind und dabei oft quer zur Schieferung stehen, die durch die Biotitflatschen gegeben ist. Viele Forscher halten diese Feldspate für Produkte junger Kristallisation (Exner, 4), was sich aber nicht gut mit der Tatsache vereinbaren läßt, daß der darüberlagernde Hochstegenkalk auffallend geringe Metamorphose zeigt.

Dazu möchte ich feststellen: Diese Tatsache läßt sich keineswegs als Argument gegen den Sedimentärkontakt des Hochstegenkalks verwenden. Wenn man die Feldspate als alpin kristallisiert annimmt und den Kalk wegen seiner geringen Metamorphose erst in einer späteren Phase, nach dieser Kristallisation, überschoben denkt, so ergeben sich zwei schwerwiegende Fragen: Was lag früher auf dem Gneis und wo kam dies hin? Mit irgendetwas müßte der Gneis bedeckt gewesen sein, sonst hätte er diese hohe Kristallisation nicht erfahren können. Wieso ist dies nicht mehr da? Der Kalk kann dieses Etwas nicht abgeschürft haben, dazu ist er zu weich. Außerdem wäre es verwunderlich, daß auf so weite Strecken keine Spur von dieser jedenfalls hochmetamorphen ehemaligen Gneisbedeckung zu finden wäre.

So entstand meine Überzeugung:

Der Gneis des Wimmertals mit seinen wohlerhaltenen Mikroklineinsprenglingen ist eine alte voralpine Bildung, lediglich der Biotit und das damit gegebene S sowie die molekulare Umlagerung innerhalb der Feldspäte (Schachbrettalbitisation) dürfte alpidisch sein.

3. Teil :

Beobachtungen an Gesteinen der Schönachmulde.

Die Schönachmulde enthält einige petrographisch besonders interessante Gesteine, welche zum Teil noch nicht bekannt sind. Deshalb möchte ich das Kapitel darüber etwas gekürzt wiedergeben.

a) Quarzreiche Gesteine.

Bei einer Begehung der unteren Felshänge orogr. rechtsseitig des Wimmertals treten einem zwischen dem Wimmertalgneis, den wir am "äußeren Plattlahner" verlassen, und der Tuxer Hauptmasse, die wir kurz vor Talschluß treffen, nur quarzreiche Gesteine entgegen. W. H a m m e r (6) schied diese Serien auf seinem Übersichtsplan und im Profil als Serizitquarzite und Quarzitschiefer aus.

Am Boden des Wimmertals könnte man innerhalb dieser Gesteine drei Gruppen unterscheiden. Die südlichste verdient nach Feldbefund am ehesten die Bezeichnung Serizitquarzit. Es sind feinkörnige, leicht geschieferte Gesteine, durch den feinschuppigen Glimmer lichtgrün gefärbt. Der Feldspatgehalt ist mit freiem Auge nicht sicher zu erkennen, dürfte aber gegenüber Quarz sehr stark zurücktreten.

Die Gesteine der zweiten Gruppe verdienen schon die Bezeichnung Schiefergneis. Wieder feinkörnig und schwach geschiefert, tritt in ihnen der Hellglimmer etwas zurück, neben ihm treten kleinere Biotitschuppen auf. Schon im Handstück fallen inmitten des feinen Kornes zahlreiche größere Feldspatpeltflächen auf. Ein für die Feldarbeit brauchbares Kennzeichen ist das Auftreten von vereinzelten weißen Flecken innerhalb der sonst lichtgrauen Masse des Gneises.

Bei der dritten, nördlichsten Gruppe, die aus gröber körnigen, stärker geschieferten Gesteinen besteht, wird wohl ein Teil aus stark zerscherten Zentralgneis hervorgegangen sein, doch ist eine Scheidung zwischen Schiefergneisen und Zentralgneisphylloniten im Felde nicht durchzuführen.

Am Kamm zwischen Blauen Schartl und Zillerkopf ist innerhalb der quarzreichen Gesteine eine Trennung in einzelne Typen kaum mehr durchzuführen, doch scheint am ehesten der

erst beschriebene Typus vorzuherrschen. Gegen Süden zu gleichen sich die Quarzite allmählich dem Zentralgneis an, eine scharfe Grenze ist zwischen beiden Gesteinen nicht zu ziehen. Dasselbe gilt für das Schönechtel.

b) Die Gesteinsgesellschaft vom Blauen Schartl.

Im Bereich südlich des Schwarzen Kopfs und beim Blauen Schartl liegt die höchste und mannigfaltigste Mineralisation meines Gebietes vor. Die hier auftretenden Quarzite und schwarzen Schiefer sind fast durchwegs granatführend (das S_1 der Granaten ist meist gegenüber dem S_0 verlegt, doch ist auch Granatwachstum zu finden, das von der Durchbewegung nicht mehr berührt worden ist); häufig ist Querbiotitbildung zu beobachten. Einzig in meinem Arbeitsgebiet tritt an dieser Stelle grüne Hornblende in den Mineralbestand. Die ganze Gesteinsgesellschaft mit den verschiedenen Granat-Hornblendegesteinen (Gr.-Ho.-Glimmerschf. u.s.f.) erinnert an jene der Greiner Zone.

c) Epidotreiche Gesteine (z. T. sehr karbonatreich).

Die im Folgenden beschriebenen Gesteine haben ihre Verbreitung im Althüttenkar, im südlichen Hüttenkar und nördlich und nordwestlich des Schwarzen Kopfes. Sie zeigen durchwegs sehr feines Korn und sind von grünlichgrauer und violettlichgrauer Farbe. Selten sind sie infolge ihres Epidotreichums zeisiggrün gefärbt. Fast in allen Gesteinen dieser Gruppe sind mehr oder weniger reichlich Rhomboeder eines Karbonates auskristallisiert. (Ankerit?)

Unter den lichten Gemengteilen herrscht fast immer der Feldspat (klarer Albit oder saurer Oligoklas) gegenüber dem Quarz stark vor. Die feinkörnige Quarz-Feldspatmasse ist stets stark ineinander verzahnt, in ihr liegen reichlich feine Schüppchen hellen Glimmers. Als dunkler Gemengteil ist stets der Epidot in beträchtlicher Menge vorhanden; manchmal tritt Magnetit, selten Strahlstein stark hervor.

Besonders interessant sind im Althüttenkar silberig grünlich-graue meist gefaltete feinkörnige Gesteine mit Karbonatporphyroblasten, in denen man häufig weiße aplitische Schlieren beobachten kann, die einen Kern von blaßrosafarbigem Calcit aufweisen. Die im Kartenteil befindliche Abbildung eines Handstückes zeigt die Erscheinungsform besser, als ich sie mit Worten beschreiben könnte. Ich kann mich daher auf die Erklärung dieser Zeichnung beschränken:

Partie I mit der im Handstück blaß braunrosa Farbe besteht zu ca. 80 % aus Calcit (Korngröße rund 0,2 mm), das restliche Fünftel sind hauptsächlich klare Albitkörnchen (0,05 mm).

Der weiße Saum (II) besteht aus einer feinkörnigen, mässig ineinander verzahnten Masse von Albit- und Quarzkörnern, wobei das Verhältnis Quarz zu Albit

von 1 : 1, bis 1 : 3 schwankt. Völlig untergeordnet sind Hellglimmer- oder Chloritschüppchen (zus. etwa 2 %) oder Karbonat (1 %).-

Die Gesteinspartien in unmittelbarer Umgebung der Schlieren (III) sind von zeisiggrüner Farbe, also sehr epidotreich. In ihr kristallisieren gelblichbraune Karbonatrhomboeder aus, die im Gegensatz zur Partie I nicht unter verd. HCl brausen.

Partie IV: 50,5 % Quarz+Albit, 25 % Hellglimmer, 22,5 % Epidot, 1 % Titanit und 1 % Karbonat. Das Quarz-Albit - Verhältnis ist wie bei Partie II 1 : 1 bis 1 : 3. Die Karbonatrhomboeder sind makr. dunkelgrau. Ein solcher Porphyroblast zeigt u.d.M. ein S_i von Epidot. ($S_i = S_e$.)

Wie sind nun diese Schlieren zu deuten?

Eine Erklärungsart wäre die, daß bei zunehmender Metamorphose im Gestein der Calcit und die aplitische Quarz-Albit - Substanz mobil geworden ist und in Form dieser Schlieren zu wandern begonnen hat. Diese Ansicht sprach Herr Dozent Ch. E x n e r bei einem Gespräch über dieses Phänomen aus und es ist wohl die beste Deutung, die man dieser Erscheinung geben kann. - Auffallend ist jedoch, daß im Gestein selbst kein Calcit auftritt, dieser dort anscheinend nicht mehr bestandsfähig war, und daß die Art der Karbonate zonal bedingt ist: im Innern der Schlieren befindet sich Calcit (I), in der unmittelbaren Umgebung derselben (III) gelbliche Karbonatporphyroblasten, die Dolomit sein dürften, im Gestein selbst jedoch (IV) dunkelgraue Rhomboeder, die wahrscheinlich Ankerit sind. Wegen dieser Tatsache möchte ich die Frage aufwerfen, ob die aplitische Substanz (II) nicht als Reaktionssaum zwischen dem Gestein und dem unbeständig gewordenen Calcit aufgefaßt werden könnte, möge dieser nun als Marmorlinse oder -lage vorgelegen haben, oder, zuerst feiner im Gestein verteilt, aus dem Nebengestein ausgetrieben und hier - sagen wir an der Stelle der geringsten Metamorphose - konzentriert worden sein. Der aplitische Saum wäre dann eine Art "Front", die gegen den Calcit vorrückt und hinter sich nur mehr beständigere Karbonate in Form von neugesproßten Rhomboedern zurückläßt.

Der "K o r a l l e n g n e i s" :

Zu dieser Gesteinsgesellschaft gehört auch ein Gestein, das ich im Schutt des Schönachtales auf ca. 1730 m (ob. "Nasses Trot") gefunden habe: Innerhalb massiger feinkörniger Gesteinspartien (die weiß, rötl. und grau gescheckt, an Quarz und Albit reich sind und in denen man schon mit freiem Aug feinen Epidot und 1-3 mm große Karbonatrhomboeder erkennt) sind kalkreiche Lagen mit einer deutlichen, jedenfalls organischen Struktur: Aus einer Grundmasse, die zu mehr als die Hälfte aus Calcit besteht und daher grau bis graubraun rauh anwittert, treten runde bis ovale Querschnitte von lichten stengeligen Gebilden hervor, die aus einer Quarz-albitreichen feinstkörnigen Masse bestehen. Mitunter

wittern auch innerhalb kalkarmer Partien Kalkringelchen heraus. Der Durchmesser dieser Gebilde beträgt fast stets 4 bis 5 mm. Der äußere Habitus dieses Gesteinsgebildes ähnelt frappant rhätischen Stockkorallen (*Thekosmia clathr.*) EMER.

Wenn man jedoch dem Gestein durch Anschleifen näher-rücken will, muß man erkennen, daß man dabei auch nicht mehr erfahren kann, als auf der Auswitterung zu sehen ist. Ja im Dünnschliff sind überhaupt keine organischen Strukturen erkennbar. Man kann lediglich sehen, daß in einer äußerst feinkörnigen Masse, die aus Albit und Quarz besteht (ca. 3 : 1) mehr oder minder reichlich größere Körner von Quarz, Albit, Epidot und Karbonat schwimmen. Diese Partien haben ungefähr die Zusammensetzung: 52 % Albit, 29 % Quarz, 10 % Epidot, 7,6 % Karbonat und 1 % Magnetit. - Weiters gibt es jedoch Partien, die überwiegend aus Calzit bestehen (54 % Calzit u.s.f.).

Die feinen Albitkörner sind schwach miteinander verzahnt und klar, die großen Albite sind entweder auch klar oder durch Glimmerschüppchen leicht getrübt, selten sind sie einigermaßen gut lamelliert. Die Epidote sind oft förmlich durchlöchert von kleinen Feldspaten.

Eine gewisse Verwandtschaft im Mineralbestand mit der eben besprochenen Gesteinsgruppe zeigen die Gesteine, die gegen Norden anschließen und das Popbergkar umgeben, wenngleich sie auch im Feld einen ganz anderen Eindruck machen. Ihr Aussehen wird vom Biotit beherrscht, der in ihnen eine größere Rolle spielt und diese Gesteine je nach seiner Menge und Größe mehr oder weniger intensiv dunkelgrün färbt. Epidotminerale sind auch hier in größeren Mengen vorhanden. (Klinozoisit!)

d) Konglomeratische Gesteine.

Innerhalb der Schönachmulde finden sich in verschiedenen Positionen konglomeratisch-brecciöse Lagen. Schon F. B e c k e (1) und W. H a m m e r (6) waren sie bekannt und letzterer nennt sie nach einem Fundort Hüttenkar-konglomerat.

Diese "Konglomerate" haben an den verschiedenen Fundpunkten sehr verschiedenes Aussehen. Am "Eisloch" und am Katzenkopf haben sie eine quarzphyllitische Grundmasse, in der Ankerit rhomboeder auswittern. An diesen Fundstellen sind sie stark verwalzt und oft schwer kenntlich. - Beim namengebenden Vorkommen im Hüttenkar ist die Grundmasse sehr kalk- und epidotreich, ja oft ist sie ein Epidosit mit 75 % Epidot. Sie ist gelblich-grün, rostbraun u.s.f.

Bei oberflächlicher Betrachtung möchte man meinen, daß die Komponenten des "Konglomerates" sehr verschiedener Art sind. Es gibt licht- und dunkelgraue und rote bis dunkelviolettliche Trümmer und Knödel. Stets sind sie jedoch äußerst

feinkörnig, nur bei den roten Brocken sind eventuell kleinere Glimmerflatschen zu erkennen. U.d.M. erkennt man jedoch, daß alle Komponenten, was immer sie auch makroskopisch für Farbe und Aussehen haben, von fast derselben Zusammensetzung sind: Überwiegender Gemengteil ist stets ein eigenartig leistenförmiger saurer Plagioklas, wie er mir in meinem Arbeitsgebiet sonst nicht mehr entgegengetreten ist. Fast stets ist ein schwarzes Erz (Magnetit) fein fleischmässig über den Schliff verteilt. Alle anderen Minerale wie Epidot-kl.Zoisit, Karbonat, Hellglimmer, Biotit und Chlorit sind augenscheinlich Neubildungen. Ihre Menge und ihr Verhältnis zueinander variiert sehr stark, sie fehlen auch oft ganz.

So besteht ein rötliches Gerölle zu über 80 % aus Feldspat, daneben 5,5 % Magnetit, 4 % Epidot+Klinozoisit, 1,5 % Titanit, dazu noch kleine Schüppchen hellen Glimmers und vereinzelt größere Biotit-schuppen, ganz oder teilweise in Chlorit umgewandelt. Quarz ist nur in Spuren vorhanden (= 3 Stück) und offensichtliche Neubildung.

Der Feldspat, der nach seiner Lichtbrechung saurer Oligoklas ist, ist von eigenartiger leistenförmiger Gestalt. Die Konturen der einzelnen Individuen verschimmen oft ineinander, ebenso ist die Lamellierung oft stark verschwommen, manchmal tritt lediglich eine undulöse Auslöschung auf, die sich quer zur Zone fortbewegt.

Das Erz ist fein über den Schliff verteilt. Auffallend sind dabei einzelne "Löcher", die erzfrei, jedoch von einem erzreichen Saum umgeben sind. In ihnen kristallisierte ein anderer, klarer scharf lamellierter saurer Oligoklas, und hier ist auch neben größeren Individuen von Biotit-Chlorit und Titanit der Quarz anzutreffen. -

Nach makroskopischem Befund hält man es für sicher, daß es sich um ein normales Konglomerat handelt, in das verschiedenartige Komponenten eingesedimentiert sind. Verschiedene Gerölle würde man für Eruptivmaterial, die meisten aber, und zwar die dunkelgrauen, feinkörnigen Brocken, würde man für metamorphe Sedimente (Tonschiefer und dergl.) halten.

Der mikroskopische Befund wirft aber diese Annahme völlig um. Die Tatsache, daß alle untersuchten "Gerölle" dieselbe Mineralzusammensetzung haben, kann nicht durch Stoffzufuhr erklärt werden, welche alle Gerölle gleichermaßen beeinflusst und umgewandelt hat, denn erstens stammen die untersuchten Komponenten einerseits aus dem Innern der Schönmulde (Hüttenkar) und andererseits von ziemlich außen gelegenen Partien derselben (auß. Popbergkar), wo sowohl die Metamorphose als auch die Grundmasse des "Konglomerates" eine grundverschiedene ist, und zweitens ist der Feldspat

der Gerölle und der Grundmasse ein vollkommen anderer, der Geröllfeldspat kann also auf keinen Fall eine Neubildung sein. Außerdem ist allen Komponenten noch deutlich der Charakter eines Eruptivgesteins erhalten geblieben.

Manches wird zu- und manches wird weggeführt worden sein, so daß über die Abkunft der Gerölle nicht Genaueres ausgesagt werden kann. Der große Gehalt an jenem eigenartigen Feldspat (er wird vielleicht ursprünglich basischer gewesen sein) ist auf alle Fälle primär und er zeigt den gemeinsamen Ursprung dieser Gerölle an.

So hat uns also die mikroskopische Untersuchung wieder Hammers Ansichten (31, S.279) zugeführt, wobei ich aber die Möglichkeit, daß es sich um eine "metamorphe tektonische Breccien- bzw. Konglomeratbildung innerhalb eines Eruptivgesteinslagers" handeln könnte, ausscheide, da ich Hammers Angabe von der "petrographischen Verwandtschaft der Geschiebe und der Grundmasse" keineswegs bestätigen kann. Ich vertrete die Ansicht, daß es sich um ein Tuffkonglomerat bzw. eine konglomeratische Umlagerung eines Erguß- oder Ganggesteines handelt.

a) Die äußeren Partien der Schönachmulde

nördlich der Pasteinalm und jener Teil, der um den absinkenden Hochstegenkalk herumschwenkt und dann über die Kirchsitz nach Westen zieht, werden von quarzreichen Phylliten, grünen Quarzlagenphylliten, grünen silbrigglänzenden Glimmerschiefer (mit Ankerit) und grünen Quarziten bis Arkosegneisen aufgebaut.

Z u s a m m e n f a s s u n g .

Im untersuchten Bereich des Tauernnordrandes wurden folgende Einheiten unterschieden:

1. Das Tiefe Pennin:

- a. Wimmertalgneiskern mit diskordant auflagernden Hochstegenkalk.
- b. Schönachmulde (verschiedenartige hochmetamorphe Sedimente).
- c. Gneise der Tuxer Hauptmasse, von Hochstegenkalk über-, z.T. auch unterlagert.
- d. Porphyrmaterialschieferschuppe. (Jungpaläozoikum, darauf Hochstegenkalk und eine Liasbreccienserie.)

2. Das Hochpennin: Vortriadische graphitische Schiefer, grüne Quarzite und Arkosegneise, eine stark reduzierte penninische Trias und mächtige Serien nachtriadischer Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Kalke mit eingelagerten Grünschiefern.

3. Die Unterostalpine Schuppenzone: Massen von hauptsächlich permotriadischen Quarziten (mit Porphyroiden?), unterostalpine Tries und eine nachtriadische Breccienserie.

4. Die Quarzphyllitzone: Innbrucker Quarzphyllit.

Das Zentralgneis- und Hochstegenkalkproblem wurde eingehender behandelt. Der Zentralgneis des Wimmertals wurde älter als Oberkarbon gedeutet, der Hochstegenkalk dürfte ursprünglich auf ihm transgrediert haben.

Im dritten Teil dieser Publikation wurden die Beobachtungen an den Gesteinen der Schönachmulde mitgeteilt. Hierbei wurde auf die Kristallisation von Granat, Querbiotit und grüner Hornblende im Bereich des Blauen Schartls hingewiesen; aus dem Althüttenkar wurden innerhalb epidotreicher Gesteine aplitische Schlieren mit Karbonatkern beschrieben, die aplitische Substanz wurde dabei als Reaktionssaum gedeutet. In einem ähnlichen Kalksilikatgestein wurden stockkorallenähnliche Gebilde gefunden, die für die hochmetamorphen kalkig - mergeligen Sedimente der Schönachmulde die Zugehörigkeit zum Mesozoikum wahrscheinlich machen. Die bereits bekannten konglomeratischen Gesteine im Althüttenkar u. a. O. wurden neuuntersucht und als Tuffkonglomerate angesprochen.

Literaturhinweise.

- (1) B e c k e , F. u. L ö w l , F., Exkursionen in den westlichen und mittleren Hohen Tauern. IX. Intern.Geol.Kongr. 1903.
- (2) D a l P i a z , G., Studii geologici sull'Alto Adige orientale etc. Mem.Ist.geol.Univ. Padova; Vol.X. 1934.
- (3) D i e t i k e r , H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mairhofen und Krimml. Diss. a.d. Eidgen.Techn.Hochsch.Zürich. 1938.
- (4) E x n e r , Ch., Die Feldspatporphyroblasten des alpidischen Granitisationhofes im Rathausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. Anz.m.-nat.Kl.d.Öst.Ak.Wiss. Jahrg. 1949 Nr. 3.
- (5) F r a s l , G., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Unveröffentlichte Diss. Univ. Wien 1949.
- (6) H a m m e r , W., Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). Jb. Geol. B. A. 1936.
- (7) K o b e r , L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
- (8) K o b e r , L., Bericht über Arbeiten des Geolog. Inst. d. Univ. Wien. Verh. d. Geol. B. A. 1948, 4-6, Seite 90-92.
- (9) S a n d e r , B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (I. Bericht.) Denkschr. Ak. Wiss. Wien m.-nat.Kl. 82.Bd. 1911.
- (10) S a n d e r , B., Geologische Studien etc. (II.Ber.) Jb. Geol. St. A. 70. 1920.
- (11) T h i e l e , O., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. Unveröffentl. Diss. Univ. Wien. 1950.

BERICHT ÜBER DIE EXKURSION IN DIE HALLSTÄTTERZONE VON ISCHL -
AUSSEE - HALLSTATT UND IN DAS BECKEN VON GOSAU VOM 11.-15.4.50

Walter MEDWENITSCH

(Eine Beilage: Geologische Übersichtskarte 1 : 50000 .)

Auf Anregung des Vorstandes des Geologischen Institutes der Universität Wien, Herrn Prof. Dr. L. KOBER, veranstaltete die Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien eine Exkursion in die Hallstätterzone von Ischl - Aussee, die die Aufgabe hatte, mit den Problemen der mittleren Nördlichen Kalkalpen, im Besonderen mit den Problemen der Hallstätterzone bekannt zu machen, die Punkte aufzuweisen, die für die HAHN - SPENGLER'sche Theorie einerseits, für die HAUG - KOBER'sche andererseits sprechen. Die Führung hatte Dr. Walter Medwenitsch, teilgenommen haben: Dr. Ilse Sacher, Dr. G. Fresl, Dipl. Ing. H. Grubinger, E. Aniwandter, W. Bachmayer, F. Bauer, H. Biedermann, H. Hartl, H. Kruparz, K. Küpper, F. Makovec, W. Nader, H. Sterba und O. Thiele. Den Herrn der General-Direktion der Österr. Salinen und der Betriebsleitungen der Salzberge von Ischl und Hallstatt, die den Besuch dieser Salzlagerstätten ermöglichten, in jeder Weise förderten, und so zum guten Gelingen der Exkursion wesentlich beitrugen, muß an dieser Stelle bestens gedankt werden.

1. Tag, Dienstag 11.IV.1950: Befahrung des Ischler Salzberges.

Einfahrt durch den Lauffener Erbstollen (Stollenmundloch 503.0 m Seehöhe), Stollenrichtung WNW - ESE. Nach Durchfahrung von etwa 30 m glazialen Schottern ist das "Vorhauptlager" des Ischler Salzberges bis m 1030 aufgeschlossen, das unter den Schottermassen des Trauntales verborgen, unter das Katergebirge hinziehen dürfte. Dieses ist unverritz, nur größere Gips- und Anhydritmassen wurden abgebaut. Das Haselgebirge wird von Neokom des Tirolikums mit mittelsteilen W-Fallen unterteuft. Das Neokom ist von m 1030 - 1100 durch die "hochneokome sedimentäre Breccie vom Ischler Salzberg", aufgefunden und beschrieben von W. MEDWENITSCH 1949, und durch die Mergel der neokomen Roßfeldschichten vertreten. Die einzigartigen Aufschlüsse der Wildflyschzone, der sedimentären Breccie, in der das Näherkommen der Hallstätter Decken abgebildet erscheint, wurden genau studiert. Die neokomen Roßfeldschichten werden bei m 1790 von roten, hornsteinführenden Tithonflaserkalken, die bis m 1840 reichen, unterteuft. Von hier bis m 2782 haben wir Kalke des Malms anstehend, die gebankten hornsteinführenden Oberalmerschichten und die massigen Tressensteinkalke mit Toneinschlüssen. Bis m 2310 messen wir regionales

W-Fallen, das gegen Tag zu steiler wird und dann regionales E-Fallen. Das Tirolikum zeigt einen Kuppelbau, wobei aber das Neokom an der Grenze zum Hauptsalzlager (m 2782) abgesichert erscheint. Obertags liegen über diesen tirolischen Schichtgliedern größtenteils Ramsaudolomit und Hallstätterkalk der tiefjuvavischen oberen Hallstätterdecke, wie auch die beiliegende Übersichtskarte zeigt. Der Lauffener Erbstollen vermittelt wichtige Erkenntnisse. Er widerlegt E. SEIDL: die Kalkalpen schwimmen nicht auf Salz; der Deckenbau ist das herrschende Bauelement, dem auch die Salzlagerstätten eingepaßt sind. Am Hauptlager und Vorhauptlager sieht man klar und eindeutig das Unterteufen der tirolischen Schichtfolge unter das Salz. Auch widerlegt der Lauffener Erbstollen, wie die faziologischen Verhältnisse, E. SPENGLER: die Deckenfolge lautet, Hallstätterdecken auf Totengebirgs- und unter Dachsteindecke ! Schließlich zeigt uns der Erbstollen ein herrliches Vorkommen von Wildflysch: das Herankommen einer Deckeneinheit kann im Sediment abgelesen werden: Sie ist noch weiter entfernt, die Gerölle sind klein; mit ihrem Näherkommen werden die Gerölle gröber und schließlich wird es ganz grob, die Hallstätterdecke liegt selbst da.

Im Theresia-Horizont (Stollenmundloch 684 m Seehöhe) konnte auf der Strecke Liechtenfels-, Scheuchenstuhl- und Scharfkehr die Schichtfolge des Salzgebirges, des Haselgebirges, an Hand der Gliederung von O. SCHAUBERGER studiert werden.

Im Kaiser Leopoldstollen (Stollenmundloch 640 m Seehöhe) traten wir unsere Ausfahrt an und konnten im Tirolikum an der Grenze zum Tiefjuvavikum (Haselgebirge) einen herrlich aufgeschlossenen Schuppenbau erkennen. An der Grenze von Haselgebirge und Tirolikum ist im Werner Schacht-Zubau eine Mylonitzone mit Neokom, Tithonradiolariten und Iiasfleckenmergel aufgeschlossen. Von m 1800 bis 1445 durchschreiten wir die "innere Salzrandschuppe" (J. SCHADLER 1949). Bis m 1780 mergelige Roßfeldschichten, darunter, gegen S fallend, Oberalmerschichten und Tressensteinkalk bis m 1455, rote Tithonflaserkalk bis m 1455. Mit den nach S fallenden neokomen Roßfeldschichten treten wir in die "äußere Salzrandschuppe" ein, und diese reichen bis m 1445. Nun kommen wir wieder bis m 1132 in die oberjurassischen Kalke, bis m 1116 in Tithonflaserkalk und dann in Neokommergel, die bis m 830 reichen. Damit haben wir die beiden Salzrandschuppen endgültig verlassen und kommen durch ein flach, kuppelförmig aufgewölbttes Tirolikum mit Neokom (bis m 830 mit S-Fallen), hellen Oberjurakalken (bis m 580), Tithonflaserkalken (m 580 - 570 mit N-Fallen) und bleiben dann bis zum Stollenmundloch im Neokom. Von m 50 - 0 des Leopold Stollens (N-S-Stollenrichtung) ist wieder die sedimentäre Breccie anstehend, die wir auch in den obertägigen Aufschlüssen bei den Berghäusern gut studieren konnten.

2. Tag, Mittwoch, 12.IV.1950: Bad Ischl - Ischler Salzberg -
Reinfalzalpe - Hütteneck - Lambacherhütte - Hütteneck.

Die obertägigen geologischen Verhältnisse zeigen die gute Übereinstimmung mit den Verhältnissen in der Grube, die äußere und die innere Salzrandschuppe sind obertägig gut erkennbar. Im Profile Barbarakapelle - Reinfalzalpe ist nur eine Salzrandschuppe aufgeschlossen. Beide Salzrandschuppen, wie im Leopold Stollen sind im Gebiete des Neubergeres gut erkennbar. Diese Schuppen sind eigentlich liegende Falten, deren Mulden ausgepreßt, deren Sättel aber erhalten sind. Die Grenze gegen das tiefjuvavische Haselgebirge bei der Reinfalzalpe bildet hochneokome sedimentäre Breccie. Gegen E ist ein Abklingen des tirolischen Schuppenbaues mit der Zunahme der oberjurassischen Kalke erkennbar (siehe beiliegende Übersichtskarte).

Der weitere Aufstieg von der Reinfalzalpe zum Hütteneck führte durch den 150 - 200 m breiten Graben, der Zwerchwand und H. Rosenkogel trennt, obwohl beide, wie das Kartenbild bestätigt, stratigraphisch wie tektonisch engstens miteinander zusammenhängen. In diesem Graben sind bis Kote 1142 Lebergebirgsausbisse des Hauptlagers des Ischler Salzberges zu beobachten. H. Rosenkogel und Zwerchwand zeigen ungefähr die gleiche Schichtfolge, ersterer über dem Haselgebirge norischen Hallstätterkalk (30 - 40 m), - ein Fundpunkt mit der norischen Monotis salinaria liegt am Wege auf das Hütteneck bei Kote 1207 -, Liasfleckenmergel + Crinoidenkalk (30 - 40 m), Doggerkieselschiefer (5 - 8 m), Oberalmerschichten (20 - 25 m) mit einer Linse von Acanthiusschichten in der Südwand bei Kote 1359 und Tressensteinkalk (150 - 180 m). In seinem E-Teil liegt der H. Rosenkogel nicht mehr auf der Ischler Salinarmulde, sondern auf tirolischen Doggerkieselschiefern und Liasfleckenmergeln der unteren Hallstätterschuppe. Er zeigt eine deutlich ausgeprägte Stirne, das immer steiler werdende N-Fallen der oberjurassischen Kalke, die so im Amalia Stollen und in den Wasseröfen des Ischler Salzberges angefahren werden konnten. Die Zwerchwand liegt zur Gänze auf dem Haselgebirge der Ischler Salinarmulde. Der Westteil der Zwerchwand liegt auf dem Ramsaudolomit des Arzmooses. Obernorische Hallstätterkalke sind südlich vorgelagert. Im W der Zwerchwand erreichen die Hallstätterkalke 150 - 200 m Mächtigkeit, nehmen aber an der S Seite gegen E. gegen das Hütteneck bedeutend ab, um im Graben Reinfalzalpe - Hütteneck zu fehlen. Begründet ist dies durch das steile Eintauchen (Stirnbildung) der Gesamtschichtfolge der oberen Hallstätterdecke in das Haselgebirge. Im Profile der Zwerchwand am Hütteneck sehen wir über Haselgebirge Gutensteinerkalk (1 - 2 m) und Tressensteinkalk (100 - 150 m). An anderen Stellen finden wir noch Doggerkieselschiefer (3 - 4 m) und Oberalmerschichten (8 - 15 m), aufgeschlossen am Wege Reinfalzalpe - Hütteneck NW Kote 1207, zusätzlich im Liegenden der Tressensteinkalke. Zwerchwand und H. Rosenkogel haben nicht nur die gleiche Schichtfolge, sondern auch die gleiche

tektonische Stellung und zählen zur Stirnschollenreihe der oberen Hallstätterdecke (W. MEDWENITSCH 1949).

Auf dem Wege zur Lambacherhütte hatten wir Gelegenheit die besonders mächtigen und petrographisch vielfältigen Hallstätterkalke des Raschberges zu studieren. Der Raschberg ist durch Liasfleckenmergel (untere Hallstätterschuppe) in eine N- und in eine S-Scholle zerlegt. Auffällig sind da inmitten der Kalklandschaft mit ihren Karren und Verkarstungserscheinungen, Einsturzlöcher, gefüllt mit Wasser, umgeben von reicher Vegetation. Diese Trennungslinie ist auch morphologisch ausgezeichnet zu erkennen. Diese beiden Schollen sind durch einen N-S gerichteten Bruch weiter zerlegt. Von der Lambacherhütte zur Vd. Sandlingalm hinab sind unter den Hallstätterkalcken des Raschberges Ramsaudolomite, vererzte Rauhwecken (bei der Quelle) und Haselgebirge anzutreffen. An der Grenze Hallstätterkalk - Dolomit sind im ersteren, etwa 20 m mächtig rote Hornsteinbänke in grauem - rötlichen Kalk eingeschlossen.

Von der Lambacherhütte konnte die Schichtfolge des Sandlings (Ideal-Schichtfolge der oberen Hallstätterdecke) mit Haselgebirge, Ramsaudolomit, karn.-nor. Hallstätterkalk, Liasfleckenmergel, Doggerkieselschiefer, Oberalmerschichten, Tressenstein - Plassenkalk erklärt werden. Auch wurde betont, daß im Sandling die gleiche jurassische Schichtfolge vorliegt, wie im benachbart liegenden tirolischen Loser. Der Sandling liegt nach W. MEDWENITSCH auf der Ausseer Salinarmulde, getrennt durch den Raschbergklappen der unteren Hallstätterschuppe von der Ischler Salinarmulde. Sehr eindrucksvoll ist von der Lambacherhütte auch der Sandlingbergsturz vom 12.IX.1920, der eigentlich aus zwei Teilen besteht, aus einem Bergrutsch in Liasfleckenmergeln auf Haselgebirge mit einem 4 km langen Schlammstrom und einem Bergsturz von Oberjurakalken auf die Liasfleckenmergel der Vd. Sandlingalm.

3. Tag, Donnerstag, 13.IV.1950: Hütteneck - Fischerwiese - Bad-Aussee; Bahnfahrt nach Hallstatt; Hallstätter Erbstollen.

An diesem Tage konnten wir zuerst einmal den Überschiebungsrund an der W- und S-Seite der Raschberg-Teislingsscholle studieren. Wir fanden den Befund vom Vortage bestätigt, daß die Basis der Hallstätterkalke Liasfleckenmergel der unteren Schuppe bilden. Die Hütteneckalm selbst liegt auf Liasfleckenmergel; Bänke von rotem Crinoidenkalk stehen unterhalb des Almwirtshauses an, Bänke von Lias-spongienkalken unterhalb des Jugendheimes. Vom Hütteneck bis nach Pichlern (Steinhüttenalm) liegt die Hallstätterkalkmasse des Raschberges auf Liasfleckenmergeln, die von Zlambach-Schichten unterteuft werden. Die Zlambachmergel konnten durch zahlreiche Funde der typischen Ammoniten Choristoceras, Cochloceras und Rhabdoceras an mehreren Stellen des Steinwandlgrabens und am Wege vom Hütteneck nach Pichlern unterhalb der Kleberwand fossilmäßig belegt werden.

Pedataschichten sind hier an der Grenze von Liasfleckenmergeln und Zlambachschichten nicht zu beobachten. Ausgesprochene Mylonite von Hallstätterkalk und Liasfleckenmergel finden sich hier an der W- und S-Grenze der Raschbergmasse nicht, wie an ihrer N-Grenze im Vd. Sandlinggraben und Hütteneckgraben.

Wir durchschreiten den Rücken von Hallstätterkalcken, der vom H. Scheiblingkogel gegen W gegen die Kriemoosalm zieht, und kommen bei der Steilstufe gegen die Steinhüttenalm in den unterlagernden Ramsaudolomit. Bei der Steinhüttenalm stehen wir wieder auf Liasfleckenmergeln der Raschbergbasis. Von hier haben wir eine ausgezeichnete Aussicht nach SW, auf das Gelände gegen Goisern und Steeg. Morphologisch auffallend sind da Küppen mit Kalkwänden und -abbrüchen (Herndl, Rehkogel, Illingkogel, Hallerötz, Hornkogel, Steinwandl) gegenüber dem flachwelligen Gelände der Liasflecken- und Zlambachmergel (siehe Übersichtskarte). Es handelt sich um Deckschollen der oberen Hallstätterdecke mit der für diese Decke typischen Schichtfolge auf den Mergeln der unteren Hallstätterschuppe, die den Weg der oberen Hallstätterdecke (Stirnschollenreihe) aus dem S nach dem N anzeigt. Im S der Hallstätterzone von Ischl - Aussee, im S einer Linie, die von der S-Seite des Raschberges-Leislingkogels über Kritkogel - Dietrichkogel nach E zieht, liegt ja das Hauptverbreitungsgebiet der unteren Hallstätterschuppe, während die obere Hallstätterdecke im N der Hallstätterzone konzentriert erscheint.

Auf dem weiteren Wege von der Steinhüttenalm über die ob. Leislingalm zur Fischerwiese sahen wir an der Basis der Hallstätterkalke des Leislingkogels über Liasfleckenmergeln Werfener Schiefer und überschritten dann den breiten Schlammstrom des Sandlingbergrutsches. Östlich dieses äußerst markanten Landschaftsstriches finden wir genau dieselben geologischen Verhältnisse wie westlich desselben, die Hallstätterkalke des Kritkogels (Fortsetzung vom Raschberg - Leislingkogel) liegen auf Liasfleckenmergeln, unterteuft von den Zlambachmergeln der Fischerwiese. Von hier stammen die klassischen Aufsammlungen der rhätischen Zlambachkorallen. Südlich der Fischerwiese liegen über den Zlambachschichten Pedataschichten (5 - 10 m) die von den Pötschenkalken des Klameckkogels - Pötschenwand überlagert werden. An der Grenze Pedataschichten - Pötschenkalke fand Kollege H. HARTL einen Arietites sp., einen einwandfreien Liasammoniten. Damit bestätigt sich der petrographische Befund von W. MEDWENITSCH, daß unter den Pötschenkalken stellenweise Liasfleckenmergel liegen. Dieser Fund beweist die Ansicht, daß innerhalb der unteren Hallstätterschuppe eine Detailschuppe vorliegt, indem die Pötschenkalke - faziell gesehen ein Kalkfremdkörper in einer Mergelserie - auf den Liasfleckenmergeln aufliegen. Südlich des Klameckkogels kamen wir im Liegenden der Pötschenkalke, die von den hornsteinführenden Pötschendolomiten unterlagert werden in die rhätischen Pedataschichten, Bänderkalcken mit Halorelle pedata.

Im Neuber'schen Steinbruch konnten wir dieses Gestein genau studieren. Nun ging es auf der Pötschenstraße nach Bad Aussee, durch die Landschaft des Ausseer Mittelgebirges, das von gschnitzstadielen Rückzugsmoränen des Grundlseer- und Alt-Ausseer Gletschers beherrscht wird.

Von Bad Aussee ging es mit der Bahn nach Hallstatt. Herrlich war von Obertraun der Blick auf den Plassen. Eindrucksvoll verstärkte die Schneelage die Muldenform der Plassenkalke.

Herr Prof. L. KOBER führte uns im Hallstätter Erbstollen und hielt uns eindringlichst dessen Bedeutung zur Klärung eines Kernproblems der mittleren Nördlichen Kalkalpen, der "Hallstätterfrage", vor Augen. Nach 15 - 20 m Gehängeschutt treten wir in flachliegenden, flach gegen SE einfallenden, leicht gewellten Dachsteinkalk. Bei m 662 ist das erste Mal die Nähe des Salzlagers zu vermuten. In einer 10 m mächtigen Glanzschieferzone fallen uns große Blöcke von Dachsteinkalk, kleinere Gerölle von Liasfleckenmergeln, Crinoidenkalken und schwarzen Hornsteinkalken auf. Der Glanzschiefer, nicht nur schwarz sondern auch rot gefärbt, ist von dünnen Gipsäderchen durchzogen, den sogenannten "Finanzern". Diese treten immer im Glanzschiefer auf, ist das Salzlager nicht mehr fern. Bei m 672 kommen wir wieder in Dachsteinkalk und erreichen mit steiler Grenze gegen Berg zu wieder Glanzschiefer bei m 710. Bei m 767 wurde der erste Kernsalzstrich (Grausalzgebirge) angefahren. Das richtige Salzgebirge, Haselgebirge, endet bei m 840.5 und wir beobachten bis m 866 wieder Glanzschiefer, um dann in den Dachsteinkalk zu wechseln. Wir kommen also auf 150 m Stollenslänge durch eine kuppelförmig gewölbte Haselgebirgsmasse; diese Form ist klar an den internen Haselgebirgsstrukturen erkenntlich. Das Salz, der tiefjuvavischen Hallstätterdecke zugehörig, liegt unter dem hochjuvavischen Dachsteinkalk (Dachsteindecke). Das zeigen die Stollenaufschlüsse eindeutig, daran ist nicht zu rütteln! Bei unserem Besuch des Hallstätter Erbstollens lag der Feldort bei etwa 890 m im Dachsteinkalk. Inzwischen erreichte man beim weiteren Stollenvortrieb bei m 1127 Glanzschiefer und dann Haselgebirge. Damit dürfte wohl, wenn wir der Annahme SCHAUBERGER's folgen, das Hauptlager des Hallstätter Salzberges angetroffen sein. Die Probleme, die dieser neue Stollen aufwarf, hat L. KOBER in einer Arbeit (Bg.Hm.Mon.Hefte 1950) eingehend dargelegt.

4. Tag, Freitag, 14.IV.1950: Besuch des Hallstätter Salzberges, Christina Hauptschächtricht-Posannasinkwerk-Theresia Hauptschächtricht; Autobusfahrt Hallstatt - Gosau.

Im Hallstätter Salzberg lernten wir den sogenannten Deckenüberschiebungstypus der Alpenen Salzlager kennen, im Gegensatz zum Stirntypus, z. B. Ischl, Aussee (W. MEDWENITSCH). Ersterer ist ausgezeichnet durch eine große Anzahl tauber, nichtselinerer Einlagerungen. Schon lange sind

im Hallstätter Salzberg die Vorhaupteinlagerung, die zentrale Einlagerung und die nördliche Einlagerung bekannt. Auch ist vom Hallstätter Salzberg der Melaphyr von Hallstatt mit seinen Tuffen und Tuffiten bekannt, in letzter Zeit von E. J. ZIRKL untersucht. Alle Einlagerungen im Salzgebirge sind von Glimmschiefer ummantelt, von dem ein großer Teil den Liasfleckenmergeln zugezählt werden kann. Es ist außerordentlich schwierig ohne Fossilfunde die Schichtfolge dieser großen Einlagerungen aufzulösen. Sicher sind Werfener Schiefer in der nördlichen Einlagerung und nach der Meinung von W. MEDWENITSCH Liasfleckenmergel in der zentralen Einlagerung (Christinahorizont). Auch werden Oberjurakalke vertreten sein, Hallstätterkalke, wie Halobienschiefer sind fraglich. Im Kaiser Franz Josef Horizont sind in der südl. Merckkehr graublauer Mergel mit hellen Kalkgeröllen aufgeschlossen, die vielleicht, analog dem Ischler Erbstollen, als Neokom gedeutet werden könnten. Auf jeden Fall sind diese tauben Einlagerungen den beiden Hallstätterdecken zuzuordnen, obwohl eine Zweigliederung hier auf größte Schwierigkeiten stoßen dürfte. Tirolikum läßt sich einstweilen nur vermuten. Es muß noch darauf verwiesen werden, daß nach O. SCHAUBERGER jede dieser angeführten Einlagerungen von grauem Haselgebirge ummantelt wird, dann folgt rotes Haselgebirge und endlich das grüne Haselgebirge, das in Hallstatt die Hauptmasse aller Haselgebirgsarten ausmacht.

Obertägig machten wir noch einen kleinen Abstecher zur Jagdhütte unterhalb der Sattelalm und hatten so Gelegenheit die Hallstätterschichtfolge des Plassenstockes kennen zu lernen, die von E. SPENGLER 1918 eingehend beschrieben wurde. Die Aufschlüsse zeigten, daß die von L. KOBER vertretene Ansicht, der Plassen sei ein durch pliozäne Tektonik verengtes Fenster der Hallstätterzone unter der Dachsteindecke, die einzige Möglichkeit zur Erklärung aller Phänomene des Hallstätter Salzberges, obertägig wie in der Grube ist.

Anschließend wurde die Autofahrt nach Gosau angetreten.

5. Tag, Samstag, 15.IV.1950: Gosau - Paß Gschütt - Gosau;
Beginn der Rückfahrt nach Wien.

Beim Aufstieg zum Paß Gschütt hatten wir Gelegenheit die kalkalpine Oberkreide, die Sedimente der Gosau kennen zu lernen. Einzigartig sind die Aufschlüsse in diesem klassischen orogenen Sediment zu nennen, das wie kein anderes die Abhängigkeit von der Tektonik der Kalkalpen zeigt. In einem Graben NE vom Paß Gschütt hatten wir Gelegenheit zu zahlreichen Fossilaufsammlungen. Bei der Betrachtung der geologischen Lage des Beckens von Gosau drängt sich die Vorstellung auf, daß das Becken von Gosau mit dem Fenster des Hallstätter Salzberges in Zusammenhang stehen muß.

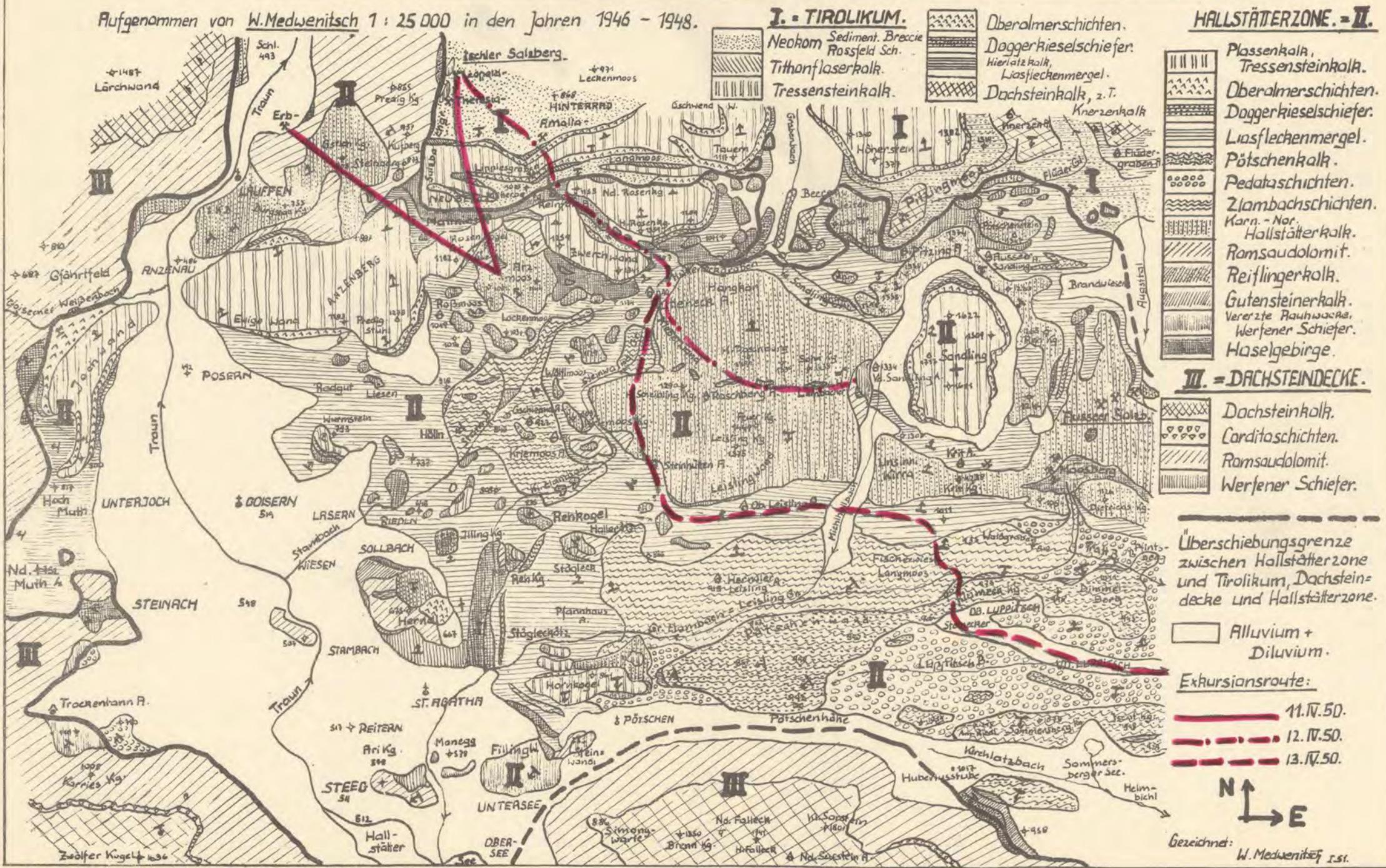
Am Sonntag, den 16.IV.1950, kamen wir in der Früh

wieder nach Wien, bereichert um viele schöne Eindrücke aus geologisch wie landschaftlich gleich einzigartiger Landschaft.

Die beiliegende Übersichtskarte 1 : 50000 ist auf Grundlage der Dissertationsaufnahmskarte 1 : 25000 erstellt. Natürlich mußten infolge der Kleinheit des Maßstabes mehrere Details fallen gelassen werden, so vor allem die tektonische Ausscheidung von oberer Hallstätterdecke und unterer Hallstätterschuppe. N-S- und W-E-Profile wurden schon in einer Arbeit in dieser Zeitschrift (Jg. I, H. 2, 1949) gegeben, auf die ich besonders verweisen möchte. Auch möchte ich auf die Grundergebnisse dieser Arbeit hinweisen.

Geologische Übersichtskarte 1:50000 der Hallstätterzone Bad Ischl - Alt Aussee

Aufgenommen von W. Medwenitzsch 1:25000 in den Jahren 1946 - 1948.



I. - TIROLIKUM.

- Neokom Sediment. Breccie
- Rosfeld Sch.
- Tithonflaserkalk.
- Tressensteinkalk.

- Oberalmerschichten.
- Daggerkieselschiefer.
- Hieratzkalk.
- Liasfleckenmergel.
- Dachsteinkalk, z.T.

HALLSTÄTTERZONE. - II.

- Plassenkalk.
- Tressensteinkalk.
- Oberalmerschichten.
- Daggerkieselschiefer.
- Liasfleckenmergel.
- Pötschenkalk.
- Pedatschichten.
- Zlambachschichten.
- Karn.-Nor.
- Hallstätterkalk.
- Ramsa dolomit.
- Reiflingerkalk.
- Gutensteinerkalk.
- Vererzte Rauhwacke.
- Werfener Schiefer.
- Haselgebirge.

III. = DACHSTEINDECKE.

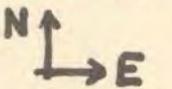
- Dachsteinkalk.
- Carditschichten.
- Ramsa dolomit.
- Werfener Schiefer.

Überschiebungsgrenze zwischen Hallstätterzone und Tirolikum, Dachsteindecke und Hallstätterzone.

Alluvium + Diluvium.

Exkursionsroute:

- 11. IV. 50.
- 12. IV. 50.
- 13. IV. 50.



Gezeichnet: W. Medwenitzsch f.s.

BERICHT ÜBER DIE EXKURSION AUF DIE HOHE WAND AM

26. und 27. MAI 1950

Walter MEDWENITSCH und Herwig HOLZER.

Die vom Geologischen Institut der Universität Wien und von der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien auf Anregung von Prof. Dr. L. KOBER veranstaltete Exkursion auf die Hohe Wand, hatte die Aufgabe, mit den Problemen der Grenze Kalkalpen - Wiener Becken, der Gosau der Neuen Welt, der Hallstätterdecke in der Hohen Wand und ihres nördlich gelegenen tirolischen Vorlandes bekanntzumachen. Unter Führung von Dr. W. Medwenitsch und Dr. H. Holzer nahmen die Herren H. Wagner, H. Kruparz, E. Aniwandter, H. Biederermann, G. Maschke, W. Bachmayer, T. Gattinger, F. Bacher, E. Steiger, H. Kratochvil, V. Strelsky und W. Krobot teil.

Freitag, 26. Mai 1950: Wöllersdorf - Teufelmühlstein - Dreistätten - Schneckengartl - H. Wand.

Im großen Leithakalksteinbruch von Wöllersdorf konnten wir die tortonen Bildungen der Randzone des Wiener Beckens sehen; auffällig ist das deutliche Einfallen der gutgebankten Leithakalke gegen das Wiener Becken. Auf dem weiteren Weg über den Mühlleitenberg 559 und Teufelmühlstein nach Dreistätten durchquerten wir das südöstl. Widerlager der großen Oberkreide - Gosaumulde der Neuen Welt - Grünbach. Mühlleitenberg, wie die anderen Berge S der Kreidemulde, Burgstall 772, Grossenberg 606, Emmerberg 583 und Dachenstein 476, sind durch Brüche stark gestört, zerstückelt und von Gosau transgressiv überlagert. Der Mühlleitenberg zeigt nur eine Obertrias, die von F. KOSSMAT auf der Geologischen Spezialkarte als Wandkalk mit den Hallstätterkalcken der H. Wand parallelisiert wurde. Nicht nur an der SE-Seite des Mühlleitenberges haben wir die tortonen Randbildungen des Wiener Beckens, auch an der N-Seite gegen das Piestingtal, wo das Beckentertiär weiter gegen W vordringen konnte.

E von Dreistätten bei Kote 513 besuchten wir einige Schurfbaue auf Beauzit, der genetisch mit den Gosauschichten in Zusammenhang stehen dürfte.

Hierauf durchquerten wir die Gosaumulde der Neuen Welt, die in der Hallstätterdecke liegt, mit einer Schichtfolge von Konglomeraten mit Rudistenkalcken und Nerineenbänken, Sandsteinen, Schieferen und Mergeln mit Kohleflözen (Grünbacher Kohlebergbau), Orbitoidensandsteinen und Inoceramenmergeln. Diese Schichten sind so gelagert, daß die Konglomerate die Ränder, die Inoceramenmergel die Mitte der Mulde bilden. Die Mulde ist nach S überkippt und die

Gosauschichten scheinen unter der H. Wand fortzusetzen. Die Muldenränder sind durch Brüche teilweise verschärft. Im Schneckengartl konnten wir zahlreiche Fossilaufsammlungen aus den Rudistenkalcken machen.

Nun begann der Aufstieg auf die H. Wand, die in einem herrlichen Wandabbruch die Neue Welt überragt, auf die Herrgottschnitzerhütte; von dort setzten wir unsere Wanderung zum G. H. Wieser (Ende der H. Wand - Straße) fort. Die H. Wand zählt nach L. KOBER und H. WINKLER zur Hallstätterdecke im Gegensatz zu O. AMPFERER (Tirolikum), in der Linie Puchberg - Miesenbach - Peisching der voralpinen Ötscherdecke (Dürre Wand - Kressenberg - Vd. Mandling) aufgeschoben, die durch den Überschiebungsanprall gefaltet, geschuppt erscheint. Die Kalke der H. Wand wurden schon von A. BITTNER als Hallstätterkalke angesprochen, von L. KOBER, F. KOSSMAT und H. WINKLER bestätigt. Es finden sich aber nur sehr wenige Fossilien, am häufigsten *Halorella pedata*, Ammoniten fehlen. Doch in der nordöstlichen Fortsetzung der H. Wand liegen die sicheren Hallstätterkalke von Schloß Hernstein, in südwestlicher Fortsetzung die Hallstätterkalke von Puchberg, die echte Hallstätter-Ammoniten führen. Im NW der H. Wand sind Kalke mit *Monotis salinaria* aus dem Miesenbachtal bekannt geworden. Die Hallstätterkalke der H. Wand sind weiß, grau oder rötlich gefärbt, feinkristallin, oft deutlich gebankt, zarte Farbtöne herrschen vor. Doch findet man auch die lebhaft rot gefärbten Kalke, wie sie von den klassischen Lokalitäten des Salzkammergutes bekannt sind. Flächenmäßig nehmen Hallstätterdolomite im Liegenden der Hallstätterkalke, getrennt durch Halobienchiefer von den liegenden Reiflingerkalcken, eine große Verbreitung ein. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt westlich einer Linie, die von der großen Klause zur Leitergrabenklamm zieht. Die flache, tafelförmige Landschaftsform der H. Wand erklärt sich aus dem flachliegenden Bau der Hallstätterkalke und -dolomite. Im Miesenbachtal, wo die Hallstätterdecke in Schollen zerlegt erscheint, herrscht ein "Klippen"landschaftstyp vor.

A. BITTNER 1886 hat von der Hohen Wand typische Starhembergsschichten mit reichen Fossilfunden (*Terebratula pyriformis*, *Waldheimia norica*, *Spiriferina uncinata*, *Rhynchonella subrimosa*, *Rhynchonella fissicostata*, *Avicula koessenensis*) von einer Stelle zwischen dem Saugraben und der Stollhoferschluht beschrieben; auch Liasfleckenmergel wie Hierlatzcerinoidenkalke, die schon D. STUR von der Plateaukante NW vom Frankenhof kannte. Der namensgebende Fundpunkt der Starhembergsschichten liegt im Tirolikum, bei der Ruine Starhemberg, wurde von unserer Exkursion besucht. Die Starhembergsschichten sind graue, gelbe und rote, mergelige Kalke und dem rhätischen Dachsteinkalk meist in geringer Mächtigkeit zwischengeschaltet, führen eine reiche Brachiopodenfauna. Wir sehen also in der Hallstätterzone der H. Wand im Rhät und Lias die gleiche Schichtfolge wie im nördlich gelegenen Tirolikum, ein weiterer Beweis dafür, daß die Hallstätterzone regional S des Tirolikums und

N des Hochjuvavikums beheimatet ist, worauf besonders K. HÖLZL und W. MEDWENITSCH in der Hallstätterzone von Ischl - Aussee hingewiesen haben.

Sehr schön war auch der Ausblick von der Kante der H. Wand auf das inneralpine Wiener Becken und dessen südöstliche Begrenzung, eindrucksvoll der gewaltige Wandabsturz der Hohen Wand gegen die Neue Welt.

Samstag, 27. Mai 1950: Hohe Wand G.H. Wieser - Wiener Neustädterhütte - Scheuchenstein - Miesenbach - Kressenberg - Waldegg - Wien.

Nach der Plateauüberschreitung durchquerten wir im Abstieg nach Scheuchenstein die tiefere Schichtfolge der Hallstätterdecke in der H. Wand: Im Liegenden der Hallstätterkalke die Hallstätterdolomite, darunter Halobianschiefer, die W. MEDWENITSCH an Liasfleckenmergel erinnerten, und als tiefstes Schichtglied Reiflingerkalke. In ihrem südwestlichen Teil verliert die H. Wand ihren Tafelbau und die Schichtfolge ist gefaltet, die Reiflingerkalke bilden Antiklinen, die Hallstätterkalke und -dolomite Synklinen, getrennt von den Halobianschiefern. Diese tiefjuvavische Schichtfolge ist tirolischen Liasfleckenmergeln aufgeschoben. Die Gegend von Miesenbach, wo Schollen von Werfener Schiefer und Hallstätterkalk auf Liasfleckenmergeln schwimmen, erinnert an ähnliche Verhältnisse in der Hallstätterzone von Ischl - Aussee, nur liegen hier nicht zwei Hallstätterdecken analog dem Salzkammergut vor, sondern anscheinend nur eine. Die tirolische Schichtfolge in Dürren Wand und Kressenberg besteht aus Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Lias (hauptsächlich Liasfleckenmergel, auch Hierlatzerinoidenkalke und Adneterkalke), die in der Dürren Wand zu drei Faltenzügen, Schuppenzügen geformt erscheinen. Der mittlere und südliche dieser Faltenzüge streicht in den Kressenberg weiter, während die Fortsetzung des nördlichen in der Hohen Mandling zu suchen ist.

An diesem Tage vom Wetter etwas mißgünstig behandelt, kamen wir alle wohlbehalten am Abend wieder nach Wien zurück.

BERICHT ÜBER DIE EXKURSION IN NIEDERE TAUERN, RADSTÄDTER
TAUERN UND HOHE TAUERN.

Von H. Holzer und W. Medwenitsch.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. L. K o b e r , der auch die geführte Route vorschlug, veranstaltete die Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien zu Semesterschluß von 28. 6. bis 4. 7. 1950 eine Exkursion in die Niederen und Hohen Tauern unter der Führung von Dr. H. Holzer und Dr. W. Medwenitsch. Die Fahrtspesen wurden von der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten getragen.

Die Teilnehmer waren: W. Bachmayer, H. Kratochvil, W. Kröbot, K. Küpper und E. Steiger.

Am 28. 6. erreichte die Exkursion von Wien über Gröbming gegen Abend Groß Sölk. Während der Fahrt gab Dr. Medwenitsch anschauliche Schilderungen über die regionale Geologie der durchfahrenen Gebiete. Am selben Tage wurde noch im Ortsbereich von Groß Sölk ein Steinbruch in Marmor der Brettsteinserie besucht. Es fanden sich in der Hauptsache rosa gefärbte, zum Teil auch grau - weiß gebänderte grobkristalline Kalkmarmore mit mehr oder weniger Hellglimmer, stellenweise pyritführend. Prächtige Faltenbilder wurden beobachtet. Der einige 20 Meter mächtige Marmorzug trat in seiner gegen Westen streichenden Fortsetzung auf der linken Seite des Sölkteles morphologisch deutlich in Erscheinung, was zu einigen Hinweisen bezüglich der Technik des Kartierens Anlaß gab.

29. 6. Bei gutem Wetter Aufstieg von Groß Sölk zum Salzkleck (1783 m), von da über den Kamm auf das Gumpeneck (2226 m). Bis zum Salzkleck führte der Steig durch dunkle Glimmerschiefer bis Granatglimmerschiefer (stellenweise fein verteiltes graphitisches Pigment aufweisend) und grobspätige Marmore der Brettsteinserie. WNW Kote 2226 m in der Gipfelregion des Gumpeneck wurden feinkörnige hellgraue, schwach glimmerige dünnplattige Dolomit- bzw. Kalkmarmore, beim Anschlagen bituminös riechend, angetroffen, welche anscheinend mit braun anwitternden quarzitären Glimmerschiefern mit welligen s - Flächen verknüpft sind. L. K o b e r sprach 1938 die Vermutung aus, daß es sich hierbei um eingefaltete Trias handeln könnte. Tatsächlich ähneln die erwähnten Gesteine außerordentlich gesichertem zentralalpinem Mesozoikum, wie es uns von anderen Vorkommen her bekannt ist. Fest steht, daß die fraglichen Marmore im Habitus durchaus nicht mit den Brettsteinmarmoren übereinstimmen. Obwohl diese Gesteine innig mit den Glimmerschiefern verfaltet sind und somit starke Durchbewegung erlitten haben, weisen sie einen auffallend geringen Grad der Kristal-

linität auf. Wie die Marmore altersmäßig eingestuft werden können, müssen genauere Untersuchungen ergeben. Die Altersbestimmung per analogiam allein ist schließlich nicht überzeugend. Nach geruhsemer Gipfelrast am Gumpeneck wurde der Abstieg nach Fleiss angetreten, von wo die Exkursion nach St. Nikolai gelangte.

30. 6. Von St. Nikolai entlang dem Hohenseebach zum Hohensee und weiter zum Schimpelsee durch Gesteine der Brettsteinserie (Granatglimmerschiefer, Marmore, Hornblendeschiefer, Talkschiefer mit Aktinolith, Amphibolite). Etwa vom Schimpelsee an folgte eine Serie von Gneisen und Amphiboliten, teilweise diaphthoritisch, durch welche der recht anstrengende Aufstieg zur Schimpelscharte (2273 m) führte. Die Gneisserie wurde dann beim Tagesziel der Exkursion, der Rudolf Schoberhütte (1650 m) an Hand der Rollstücke des Sauofenbaches genauer untersucht. Es handelte sich um grobkörnige granitische Gneise von ausgesprochenem Orthogneishabitus, die reichlich mehrere cm große geschwänzte Feldspat-Augen aufweisen, häufig auch dezimeterlange Feldspat"würste" zeigten. Rein äußerlich konnte ich diese Gneise nur mit den Augengneisen der östlichen Hohen Tauern aus den Sammlungen Herrn Doz. Dr. E x n e r s vergleichen. Es wäre wünschenswert, wenn diese Gneisserie einer Detailuntersuchung unterzogen werden würde.

1. 7. Von der Rudolf Schoberhütte zum Etrachsee, von dort durch das Jetrachtal nach Krakauhintermühlen. Am Wege wurden wieder Gneise der verschiedensten Ausbildung, Granitmylonite sowie phyllonitische Gesteine angetroffen. Vor Krakaudorf treten dann plötzlich struppige, rötliche muskowitzreiche Glimmerschiefer auf, die wohl zu einer anderen Serie gehören mögen, da die Gneise vollkommen zurücktreten. Von Krakaudorf gelangte die Exkursion per Autobus und Bahn nach Murau, weiter nach Tamsweg und schließlich nach St. Michael im Lungau.

2. 7. Ganz andere Tektonik, Petrographie, Stratigraphie und Morphologie als im Altkristallin der Niederen Tauern lernten die Exkursionsteilnehmer beim Aufstieg von St. Michael auf das Speiereck kennen, das Unterostalpin der Lungauriden. Der Gesteinsbestand war: unterostalpine Quarzphyllite, grünl. Serizitquarzitschiefer, Rauhwacken, helle und dunkle Triasdolomite und Kalke, braun verwitternde Glimmermarmore sowie typische Schwarzeckbreccien. Am Speiereck könnten als Beispiel lungaurider Tektonik prächtige Verfaltungen von Quarziten, Trias und Schwarzeckbreccien beobachtet werden. Vom Gipfel des Speierecks (2408 m) gewann man einen schönen Rundblick nach Norden auf die Kalkalpen, Dachstein und Hochgolling, nach Süden zum Katschberg und die östlichen Hohen Tauern, gegen Osten auf die Murauer Berge. Für den Bereich des Speierecks lag eine unveröffentlichte Karte 1 : 25000 nach den Aufnahmen von Herrn Dr. J. W e i d l vor. Es muß jedoch betont werden, daß die Karte in verschiedenen Fällen mit der Natur nicht übereinstimmt. Über das Großeck (2066 m) gelangte die Exkursion wieder nach St. Michael, von dort mit dem Autobus nach Muhr im Lungau.

Am 3. 7. wurde von Muhr über Rotgülden zum Rotgülden-see aufgebrochen; der letzte Punkt des Exkursionsprogrammes, das Tauernfenster, war erreicht. Durch Zentralgneis der Hochalmdecke in normaler granitischer Ausbildung gegen Westen wandernd, erreichte man bei der ersten Steilstufe des Murtales oberhalb Muhr eine Zone von grünen Gesteinen, Glimmerschiefern und Paragneisen, auf das Innigste verfaltet und stark chloritisch durchtränkt. (Auf der tektonischen Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters von L. K o b e r als "Hornblendegneis, Amphibolit mit basischem Bandgneis der Hochalmdecke" ausgeschieden.) Hier war Gelegenheit, für die in den Tauern arbeitenden Dissertanten einige praktische Hinweise zu geben. Etwas weiter westlich erreichte man wieder normalen Zentralgneis, um gleich darauf in den Bereich der Liesermulde einzutreten. Typische Schieferhüllengesteine in Form von blaugrauen feinkörnigen Dolomitmarmoren, weiße glimmerige Kalkmarmore, helle Albitporphyroblastenschiefer sowie schwarze graphitische Phyllite wurden beobachtet. Am Arsenikwerk Rotgülden vorbei, an einigen verfallenen alten Stollen vorüber, gelangte man zum Rotgüldensee, wo sich ein prächtiger Überblick auf die aus Zentralgneis der Ankogeldecke aufgebauten Berge Hafner und Wastelkarscharte bot. Deutlich trat die glaziale Formung des Tales in Erscheinung. Vom Rotgüldensee wurde dann der Rückmarsch nach Muhr angetreten.

Am 4. 7. war die Exkursion in Muhr beendet. Die Teilnehmer traten die Rückreise an oder begaben sich direkt in ihre Aufnahmegebiete.

BERICHT ÜBER DIE ZWEITÄGIGE EXKURSION IN DAS AUSSERALPINE
GRUNDGEBIRGE.

Von H. H o l z e r .

Am 14. und 15. 10. 1950 wurde eine Exkursion unter Führung von Dr. H. Holzer in das niederösterreichische Waldviertel im Räume Krems - Gföhl - Wegscheid am Kamp - Rosenberg unternommen. Zweck dieser Exkursion war, die Studierenden in die Geologie und Petrographie des Moldanubikums einzuführen.

Die Teilnehmer waren: Dr. W. Medwenitsch, W. Bachmayer, F. Brix, W. Havly, N. Kreutzer, W. Krobot, H. Kruparz, K. Küpper, G. Ludwig, G. Müller und E. Steiger. Die Exkursion war an beiden Tagen von prächtigem Herbstwetter begünstigt, so daß das vorgesehene Programm ohne Störung abgewickelt werden konnte. Die Fahrtspesen wurden dankenswerter Weise zur Gänze von der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten getragen. Es wurde reichliches Handstückmaterial aufgesammelt, welches den Sammlungen des Geologischen Institutes der Universität einverleibt wurde.

14. 10. Nach der Ankunft in Krems führte der Weg das Kremstal aufwärts, wo gleich außerhalb des Stadtgebietes auf der orographisch linken Seite ein Steinbruch in anstehenden S c h i e f e r g n e i s e n besichtigt wurde. Es sind dies an der Lokalität deutlich geschieferte Paragneise von feinem Korn, die infolge des überaus reichlich vorhandenen Biotits violette Farbtöne aufweisen. Das Feldspat - Quarzgemenge der Grundmasse war mit freiem Auge nicht aufzulösen. In manchen Partien wurde Granat und größere Muskowitschüppchen beobachtet.

Entlang den mit Lößterrassen bedeckten Hängen des Kremstales gelangte die Exkursion zu den Rehberger G a b b r o a m p h i b o l i t e n (Steinbruch oberhalb der Rehberger Lederfabrik). Die grobflaserigen schwärzlichgrünen Amphibolite, die am Querbruch zentimetergroße Hornblenden, teilweise mit uralitischen Kernen aufweisen, zeigten deutlich die gabbroide Natur des Ausgangsgesteins.

Morphologisch eindrucksvoll war der an der Straße gegen Senftenberg in einem Steinbruch im Ortsbereich von Rehberg aufgeschlossene Lagergang von G r a n o s y e n i t g n e i s (ein dunkler biotitreicher gröber körniger Gneis, konkordant über- und unterlagert von stark verwitterten Schiefergneisen).

Oberhalb der Ruine Senftenberg wurde ein kleiner

Steinbruch in A n o r t h o s i t a m p h i b o l i t besucht. Die deutliche, zentimeter- bis mehrere dezimetermächtige Bänderung in Form von hellen, plagioklasitischen Partien und dunklen feldspatarmen hornblendereichen Lagen regte zu lebhafter Diskussion über die Entstehung dieses Gesteins an.

Über den Bergrücken östlich oberhalb von Senftenberg hinwegsteigend, erreichte man den Fahrweg nach Priel. Diesen abwärts gegen den Ort Senftenberg verfolgend, wurde in kleineren Aufschlüssen stark verwitterter S e r p e n t i n mit stark zersetzten Anthophyllitlinsen angetroffen.

Damit war die amphibolitische Randzone der Gföhler Gneise durchschritten, und das Steinbachtal SW von Senftenberg einige 100 m hinaufsteigend, gelangte man zu einem Aufschluß im typischen G f ö h l e r G n e i s .

Von Senftenberg fuhren die Exkursionsteilnehmer mit dem Autobus weiter das Kremstal aufwärts bis Königsalm, wo sich einige 100 m an der Straße in Richtung Krems ein kleiner verwachsener Steinbruch findet. Dieser Steinbruch war in einem Pegmatit im Bereiche der Gföhler Gneise angelegt worden. Man findet dort T u r m a l i n p e g m a t i t mit mehreren Quadratzentimeter großen Biotittafeln, übergehend in schönen S c h r i f t g r a n i t . Außer Turmalin wurden kleine Pegmatitminerale beobachtet.

Von Königsalm gelangte man mit dem Postauto über Gföhl und St. Leonhard am Horner Wald nach Wegscheid am Kamp, wo im Hotel "Wegscheidhof" Quartier bezogen wurde.

15. 10. Nach kurzer Wanderung flußabwärts in dem durch Morgennebel verhüllten Kemptal bot sich Gelegenheit, relativ frischen S e r p e n t i n an einem Aufbruch außerhalb von Wegscheid zu studieren.

Der weitere Weg in dem tief eingeschnittenen Tale des Kamp auf einem schmalen Weg am linken Flußufer gestaltete sich durch die Buntheit der Gesteinszüge wie durch die reizvolle herbstliche Landschaft äußerst genußvoll. G r a n a t - a m p h i b o l i t e von feinem Korn, teilweise ichoretisch durchtränkt, in raschem Wechsel mit verschiedenen Gneisen, schräg zum Streichen angeschnitten, boten reichlich Gelegenheit zur Diskussion kristallingeologischer und petrogenetischer Fragen. Übungsweise wurde des öfteren Streichen und Fallen sowie b - Axen eingemessen.

Unterhalb der Ruine Schauerstein fanden sich gute Aufschlüsse in den G r a n u l i t e n des St. Leonharder Granulitkomplexes. In diesem Bereich treten mehr dunklere, granatreiche Typen mit feinstverteiltem dunklem Glimmer, durchwegs gut geschiefert, auf.

Etwas oberhalb Reitmühle wurde über dem Kristallin verbraunter entkalkter L ö ß beobachtet, die gut sichtbare Kapillarstruktur und die geringe Korngröße demonstriert.

Ungefähr 800 m vor Steinegg wurden in einem kleinen Graben links vom Kamp größere Blöcke von dem bekannten **G r a n o d i o r i t p o r p h y r i t** von Steinegg besucht. Dank der mitgeführten schweren Hämmer konnte auch einigermaßen frisches Material gewonnen werden.

Bei Steinegg wurde der Kamp überschritten, um auf dem Weg in Richtung Wanzenau die Hochfläche zu gewinnen.

Auf der Höhe von Brunnelleiten wurde wieder **S e r p e n t i n** angetroffen, der randlich dichten Magnesit beobachten ließ. Am Weg selbst konnten dann im Grenzbereich vom Serpentin zum Granulit, allerdings mangelhaft aufgeschlossen, schuppige **B i o t i t s c h i e f e r** festgestellt werden.

An der Straße zwischen Wanzenau und Etzmannsdorf traf die Exkursion wieder auf **G r e n u l i t**, diesmal in ganz heller Ausbildung als richtiger "Weisstein". Die Granulite waren allerdings nicht anstehend, sondern wittern in großer Menge aus den seichtgründigen nährstoffarmen Böden der Hochfläche aus.

Von Etzmannsdorf führte der Weg an Schloß Rosenberg vorbei ins Kampthal zu den prächtvollen Aufschlüssen im **S e i b e r e r G n e i s** am linken Kampufer, gegenüber Schloß Rosenberg an der Straße gegen Altenburg. Die Seiberer Gneise zeigen hier einen bunten Wechsel von feinkörnigen dunklen biotitreichen Typen zu gröber körnigen glimmerarmen Formen. Charakteristisch war die intensive konkordante aplitische Durchtränkung; pegmatoide Nester waren nicht selten. Der ganze Komplex zeigt intensivste Verfaltung und Durchknetung, anscheinend zeitlich gleichlaufend mit der starken ichoretischen Durchspritzung. Infolge der stärkeren Verwitterung der biotitreichen Lagen treten die prächtigen Faltenbilder außerordentlich deutlich hervor. Im oberen Teil des Aufschlusses wurde von K. KÜPPER eine schmale Linse eines eklogitamphibolitischen Gesteins, ohne scharfe Grenze gegen die umschließenden Gneise, festgestellt.

Der letzte Punkt des Exkursionsprogrammes umfaßte die Besichtigung eines Augitgneis - Steinbruches im Taffatal NE von Rosenberg, welcher nach kurzer Wanderung auf der Straße gegen Horn erreicht wurde.

Die **A u g i t g n e i s e**, hier graue mittelkörnige stark karbonatführende Gesteine von massiger Lagerungsform enthielten zahlreiche aplitische Schnüre und pegmatitische Nester. An verquarzten Klüften wurden Pyroxene bis zu 2 cm Größe beobachtet.

Nach der Rückkehr nach Rosenberg wurde die Exkursion beendet und die Heimfahrt über Hadersdorf am Kamp nach Wien gemeinsam angetreten.

Dr. Walter Medwenitsch
DIE GEOLOGIE DES SALZKAMMERGUTES.

Vortrag am 23. Nov. 1950.

Es wurde über die Arbeiten des Geologischen Institutes im Raume der Hallstätterzone von Golling-Abtenau bis nach Aussee berichtet, an denen unter Leitung von Prof. Dr. f. KOBER die Herren E. DOLAK, B. PLÖCHINGER, J. SABATA, W. MEDWENITSCH und F. WEBER beteiligt waren. Diese neuen Arbeiten (1946 - 48) basieren auf einer geologischen Aufnahme 1 : 25000. E. DOLAK beschreibt eine mergelreiche Hallstätterdecke, die S des Tirolikums und N des Dachsteins wurzelt. J. SABATA bearbeitete die Dachsteinsüdseite von der Zwieselalm bis zur Hopfgrühhütte und konnte zwei Hallstätterdecken unterscheiden. B. PLÖCHINGER kartierte von der Zwieselalm (Buchbergriedel) an der W - Seite der Gamsfeldgruppe durch das Strobler Weißenbachtal bis nach Strobl. Zwischen Hallstätterzone und tirol. Osterhorngruppe liegt die Sparbergdecke, die stratigraphisch wie tektonisch eine Übergangsstellung einnimmt, ähnlich der unteren Hellstätterdecke, die W. MEDWENITSCH vom Halleiner Salzberg beschrieben hat. W. MEDWENITSCH kartierte die Hallstätterzone von Ischl - Aussee. Dieses Gebiet konnte an Hand eines großen Blockdiagramms-Tektonogramms erläutert werden. Es liegen zwei Hallstätterdecken im Sinne HAUG's und HÖLZL's vor, eine obere kalkreiche, eine untere mergelreiche Einheit. Erstere ist im N der Hallstätterzone angereichert, letztere im S. Die Hallstätterzone Ischl - Aussee weist den gleichen Jura auf, wie das nördlich gelegene Tirolikum; ein klarer Beweis für die Beheimatung der Hallstätterzone S des Tirolikums und N des Dachsteins. Auch konnte durch das Auffinden einer Wildflyschzone im Lauffener Erbstollen des Ischler Salzberges das Alter für den vorgoßauischen Einschub der Hallstätter Decken mit Apt - Gault näher bezeichnet werden. Das Tirolikum, wie auch die Dachsteindecke (Sarstein), erscheint durch den Überschiebungsanprall geschuppt. Außerdem konnten 2 alpine Salzlagerstättengrundtypen unterschieden werden, der Stirntypus (Ischl, Aussee) und der Deckenüberschiebungstypus (Hallstatt, Hallein, Berchtesgaden, Hall i.T.). F. WEBER hat im N des Salzkammergutes das Gebiet des Traunsteins bearbeitet. Die Stellung des Traunsteins konnte insoferne geklärt werden, als dieser mit seinem Hinterlande in normalem Verbands steht und nicht von S über ein bajuvarisches Fenster gewandert ist.

Die Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien haben die Lage der Hallstätterzone im Salzkammergut eindeutig geklärt: Die Hallstätterdecke liegt auf der Totengebirgs- und unter der Dachsteindecke, die Hallstätterzone wurzelt zwischen Totengebirgs- und Dachsteindecke im Sinne L. KOBER's und nicht im S der Dachsteindecke entgegen E. SPENGLER. In der anschließenden Diskussion beteiligten sich Dr. B. Plöchinger, Dir. Doz. Dr. H. Kupper und Prof. Dr. L. Kober.

Dr. H. H o l z e r : Der Nordrand des Tauernfensters.

(Vortrag am 21.11.1950.)

Der Vortragende berichtete in zusammenfassender Form über die von Dissertanten des Geologischen Institutes der Universität Wien unter Leitung von Herrn Prof. Dr. L. KOBER durchgeführte Untersuchung des Tauernnordrandes zwischen Gerlos und Bruck/Fusch. Der etwa 600 Quadratkilometer große Streifen teilweise schwierig begehbaren hochalpinen Geländes wurde in den Jahren 1946 - 1950 von den Herrn E. KUPKA, Dr. O. THIELE, Dr. G. FRASL, Dr. H. FISCHER und Dr. H. HOLZER im Maßstab 1 : 25.000 kartiert, um die Frage nach einem Nordrand des Tauernfensters endgültig zu klären. Nach einer Besprechung der einzelnen Arbeiten konnte zusammenfassend ausgesagt werden:

Der Nordrand des Fensters ist von Gerlos bis Bruck/Fusch geschlossen. Ein tektonischer oder stofflicher Zusammenhang der Serien des Fensterinhaltes mit den Gesteinen des Rahmens bzw. ein schrittweiser Übergang zu diesen konnte nirgends beobachtet werden. Unterostalpinen Mesozoikum, teilweise fossilbelegt (Diploporenfunde von G. FRASL), ließ sich, wenn auch in laminiertes Form, vom Fuschertal bis zum Zillertal verfolgen. (Lungaurider Ring nach L. KOBER.) Hervorzuheben war: Die an zwei Stellen beobachtbare scharfe Diskordanz zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk, von KOBER als variszische Tektonik angesprochen, von FRASL eher als disharmonische Verformung zweier sich bei Einspannung mechanisch verschieden verhaltender Medien gedeutet. Ferner: Neue Diploporenfunde (FRASL) aus der Krimmler Trias, sowie der Fund eines Kalksilikatgesteins aus einer granitisierten Muldenzone S Gerlos (THIELE), das in seiner Struktur frappante Ähnlichkeit mit oberrhätischen Korallenkalcken (!) aufweist. Das Problem der dunklen Phyllite des Pinzgaues wurde von HOLZER genauer beleuchtet.

Mit einer angeregten Diskussion, an denen sich die Herren Prof. Dr. L. KOBER, Dir. Priv. Doz. Dr. H. KÜPPER, Prof. Dr. H. MOHR, Dr. E. BRAUMULLER, Dr. S. PREY und cand. geol. E. KUPKA beteiligten, war der Abend beendet.

H. HOLZER.

Bericht über den Kongreß der IFSGM (International Federation of Students of Geology and Mining) im Juli 1950 in Frankreich

In der Zeit vom 17. - 31. Juli 1950 fand in Frankreich setzungsgemäß der 2. Kongreß der "International Federation of Students of Geology and Mining" statt, auf welchem die "Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien" durch ihren Obmann F. Bauer vertreten war. Die Reisekosten konnten durch eine Fahrtkostenunterstützung des Unterrichtsministeriums und für den Kongreß bestimmte Beiträge unterstützender Mitglieder gedeckt werden. Es sei an dieser Stelle allen Förderern für die gewährte Unterstützung gedankt, durch welche die Vertretung unserer Gesellschaft am Kongreß ermöglicht wurde.

Am Kongreß 1950 waren von den geologischen Studentenvereinigungen folgender Länder Delegierte entsendet worden: Frankreich (5), Finnland (2), Dänemark (2), Holland (2), Österreich (1), England (1), Schweiz (4), Italien (2), Belgien (1). Den Vorsitz bei allen Diskussionen führte der Sekretär der IFSGM, J. Regnier, welcher mit Hilfe staatlicher Unterstützung den Kongreß auf das Gewissenhafteste vorbereitet hatte.

Während der Dauer des Kongresses wurden an den nicht mit Diskussionen ausgefüllten Tagen zahlreiche Exkursionen geführt. So wurden während der ersten Woche vom Ausgangspunkt Nancy Kohlengruben des Saargebietes, ein Bergwerk der Minette Lothringens und das Ölfeld von Pechelbronn besichtigt. Eine Tagesexkursion führte in die Vogesen. Der Jura um Besançon und der Vulkanismus der Auvergne waren das Ziel der Exkursionen der 2. Woche.

Die Gründung der IFSGM und ihre bisherige Tätigkeit.
(Referat von J. Regnier.)

Im Jahre 1946 unternahmen die niederländischen Geologiestudenten erstmalig den Versuch, eine internationale Vereinigung von Geologie- und Bergbaustudenten ins Leben zu rufen. Einem Rundschreiben vom April 1946 Folge leistend fanden sich im Oktober 1947 in Amsterdam Vertreter der Geologiestudenten verschiedener europäischer Länder zusammen mit dem Ziel, eine internationale studentische Fachorganisation zu schaffen. An diesem ersten Kongreß nahmen Vertreter von Finnland, Frankreich, England, Ungarn, Tschechoslowakei und Schweden teil. In einem Rundschreiben vom Dezember 1947 wurden die Ergebnisse dieses Kongresses den Geologiestudenten der Universitäten der meisten europäischen Länder, die nicht in Amsterdam vertreten waren, mitgeteilt. Zugleich wurden die Studenten jener Universitäten eingeladen, ebenfalls Vereinigungen zu

bilden und dann der IFSGM beizutreten. Als Hauptpunkte der Satzungen wurden festgelegt: Schaffung eines engen fachlichen Kontaktes zwischen den Geologiestudenten der einzelnen Länder, Literaturaustausch, Studentenaustausch, Vermittlung von Feriapraxisstellen im Ausland etc. Alle 3 Jahre sollte ein Kongreß stattfinden. Jede Vereinigung, die darum ansuche, könne Mitglied der IFSGM werden.

Im Jahre 1948 übernahmen die "Fédération Française des Étudiants en Géologie" das Sekretariat, wie bereits in Amsterdam festgelegt worden war. Im Sommer 1949 sollte in Frankreich der 2. internationale Kongreß stattfinden, der aber wegen technischer Schwierigkeiten abgesagt werden mußte. Als neuer Termin wurde Juli 1950 festgesetzt.

Seit dem Bestand der IFSGM war das Sekretariat immer bestrebt gewesen, mit möglichst vielen Universitäten aller Erdteile in Verbindung zu treten. Zu einem engeren Kontakt kam es jedoch nur mit den Geologiestudenten der europäischen Länder.

Am Kongreß der IFSGM 1950 waren mit Ausnahme von Norwegen und Schweden alle der IFSGM angeschlossenen Vereinigungen vertreten. Die tschechischen und ungarischen Studenten lehnten nach anfänglicher Zusage eine Teilnahme am Kongreß ab.

Die Diskussionen über die weitere Arbeit der IFSGM wurden mit der grundsätzlichen Frage, ob die Arbeit der Vereinigung nun als beendet betrachtet werden sollte oder ob sie in irgendeiner Form weiterzuführen sei, eingeleitet. Es wurde einstimmig beschlossen, das begonnene Werk weiterzuführen und die Tätigkeit der internationalen Vereinigung zu intensivieren. Oberstes Ziel der IFSGM ist es, durch Organisation internationaler fachlicher Studienreisen und Tagungen aktiv zur Ausweitung der geologischen Ausbildung der Mitglieder der angeschlossenen Vereinigungen beizutragen. Da die von den einzelnen Universitäten veranstalteten Exkursionen meist auf das betreffende Land beschränkt bleiben, sollen die Veranstaltungen der IFSGM den Studenten Gelegenheit zum Studium der Geologie des Auslandes geben. †) Außerdem wird das Zusammentreffen der Geologiestudenten der verschiedenen Länder entscheidend dazu beitragen den internationalen fachlichen Kontakt zu vertiefen.

Weiters wurde festgelegt:

Die IFSGM ist für sich eine internationale fachliche Vereinigung und lehnt jeden Beitritt oder Anschluß an eine andere internationale Organisation ab.

Die Organe der IFSGM sind der Kongreß und das Sekretariat.

Der Kongreß wird jedes 2. Jahr vom Sekretariat einberufen. Die Kosten des Kongresses sind von der Vereinigung, die das Sekretariat stellt, zu tragen. Im Kongreß ist jedes Land durch eine Stimme vertreten. Dem Kongreß allein sind Statutenänderungen vorbehalten. Er wählt auch das Land, welches das Sekretariat für die folgenden 2 Jahre zu stellen und den nächsten Kongreß zu organisieren hat. Die Beschlußfassung erfolgt mit einfacher Mehrheit, bei Stimmgleichheit ent-

†) Internationale Lager wurden während der vergangenen Jahre bereits von den dänischen Studenten veranstaltet.

scheidet die Stimme des Vorsitzenden. Der Kongreß erteilt auch dem neuen Sekretariat Anweisungen für die Arbeit während der nächsten beiden Jahre. Zum Kongreß hat jedes der angeschlossenen Länder 2 Delegierte zu entsenden (1 Bergbau- und ein Geologiestudent). Es soll die Gewähr gegeben sein, daß einer der beiden Delegierten während der nächsten beiden Jahre Präsident der betreffenden Vereinigung ist, um eine leichtere Aufrechterhaltung des internationalen Kontakts zu gewährleisten.

Jede nationale Vereinigung ist verpflichtet, jährlich einen Bericht über ihre Tätigkeit an alle anderen nationalen Sekretariate zu senden. Diesem Bericht soll auch eine Liste aller Mitglieder der Vereinigung, mit Angabe der Anschrift und des betreffenden Arbeitsgebietes, beigefügt werden, um dadurch einen direkten Kontakt zwischen den Studenten der einzelnen Länder zu ermöglichen.

Ferner wurde beschlossen, in den Jahren zwischen den Kongressen ein internationales Geologie- und Bergbaustudentenlager zu organisieren, dessen Ort vom vorhergehenden Kongreß bestimmt wird. Es steht jedoch den einzelnen Vereinigungen frei, außer diesem Lager noch weitere zu organisieren, die aber nicht während des Kongresses stattfinden sollen.

Für die kommenden beiden Jahre wurden die englischen Studenten mit der Bildung des Sekretariates beauftragt, die auch den Kongreß 1952 in England organisieren werden. Zur Organisation des Lagers 1951 erklärte sich die "Vereinigung der Schweizerischen Geologiestudenten" bereit. Für die Übernahme des Sekretariats 1952 - 54 wurden die italienischen Geologiestudenten in Aussicht genommen, worüber aber erst am Kongreß 1952 endgültig entschieden wird.

Das neue Sekretariat in England wurde für die nächsten beiden Jahre angewiesen, sämtliche Universitäten womöglich der ganzen Welt zum Beitritt zur IFSGM einzuladen. Ferner wurde vorgeschlagen eine enge Verbindung zur UNESCO anzustreben, welche möglicherweise die wissenschaftliche Tätigkeit und die Durchführung der Kongresse und Lager unterstützen könnte. An verschiedenen Abenden hielten die einzelnen Delegierten kurze Referate über das Geologie- und Bergbaustudium in ihren Heimatländern.

Zusammenfassend kann über den Kongreß und seine Ergebnisse gesagt werden:

Das Zusammentreffen der Vertreter der verschiedenen Nationen war von der Überzeugung getragen, daß es für jeden unserer Studenten von größter Bedeutung sei in Verbindung mit den ausländischen Fachkollegen zu gelangen. Alle Delegierten erklärten, daß auch ihre Vereinigungen mit allen Mitteln dazu beitragen wollen, in der IFSGM eine Organisation zu schaffen, die jenen notwendigen internationalen Kontakt vermitteln kann.

So wurde der Kongreß 1950 der IFSGM am 31. Juli in Clermont-Ferrand in der Zuversicht geschlossen, daß es in enger internationaler Zusammenarbeit möglich sein werde bis zum nächsten Kongreß im Jahre 1952 einen großen Teil der Ziele der IFSGM in die Tat umzusetzen und so dem Kongreß 1952 eine breite Basis für die weitere Arbeit zu schaffen.

F. BAUER

J a h r e s b e r i c h t

der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien
für das Geschäftsjahr 1949/50

Ausschuß:

Obmann	Fridtjof Bauer
Obmannstellvertreter	Johann Hartl
Schriftführer	Wilhelm Bachmayer
Kassier	Heinz Kruparz

Auch in diesem Jahre war es der Gesellschaft mit Hilfe der Spenden der unterstützenden Mitglieder möglich, ihre in den Satzungen *) festgelegte Arbeit fortzuführen.

Allen hochherzigen Förderern sei an dieser Stelle der ergebenste Dank ausgesprochen.

Vorträge:

Im Rahmen der österreichischen Kulturwoche wurden 2 öffentliche Vorträge abgehalten.

Dr. H. Holzer: Der Nordrand des Tauernfensters.
(21. Nov. 1950)

Dr. W. Medwenitsch: Zur Geologie des Salzkammergutes.
(23. Nov. 1950)

(Vortragsberichte in Heft 2/II.)

Exkursionen:

Im vergangenen Geschäftsjahr konnten 4 mehrtägige Exkursionen veranstaltet werden:

Exkursion in die Hallstätterzone von Ischl-Aussee-Hallstatt und in das Becken von Gosau (11.-15. IV. 1950).
Führung Dr. W. Medwenitsch. (Bericht in Heft 2/II).

Exkursion auf die Hohe Wand (26.-27. IV. 1950). Führung Dr. W. Medwenitsch und Dr. H. Holzer. (Bericht in Heft 2/II)

Exkursion in die Niederen Tauern, Radstätter Tauern und Hohen Tauern (28. VI. - 4. VII. 1950). Führung Dr. H. Holzer und Dr. W. Medwenitsch. (Bericht in Heft 2/II).

Exkursion in das außeralpine Grundgebirge (Waldviertel) (14.-15. X. 1950). Führung Dr. H. Holzer. (Bericht in H. 2/II).

*) Auszug aus den Satzungen:

§ 2, a: Die "Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien" hat folgenden Zweck: Vertiefung und Ausweitung der wissenschaftlichen Ausbildung ihrer Mitglieder durch Vorträge, Exkursionen, Herausgabe wissenschaftlicher Druckschriften, Studenten- und Literaturaustausch im In- und Ausland, Beschickung internationaler fachlicher Tagungen im In- und Ausland, und andere geeignet erscheinende Veranstaltungen.

Zeitschrift:

Im vergangenen Jahr erschienen 3 Hefte der "Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien". Es war möglich, die Kartenbeilagen in wesentlich verbesserter Form herauszugeben. Mit verschiedenen (auch ausländischen) Stellen konnte ein Tauschverkehr begonnen werden.

Kongreß:

Der Obmann F. Bauer konnte mit Hilfe eines Fahrtkostenbeitrages des Unterrichtsministeriums und finanzieller Unterstützung verschiedener Unternehmungen am 2. Kongreß der International Federation of Students of Geology and Mining (IFSGM) im Juli 1950 in Frankreich als Vertreter der "Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien" teilnehmen. (Bericht über den Kongreß in Heft 2/II.)

Kassenbericht:

E i n n a h m e n :

Stand vom 22.XI 1949 ..	704,83
Mitgliedsbeiträge	240,--
Spenden unterstützender Mitglieder	2634,10
Fahrtkostenbeitrag f.d. Kongreß:	
Unterrichtsminist.	2000,--
Unterst.Mitglieder	500,--
Zeitschrift (2-3/I) ..	<u>1079,23</u>

Gesamteinnahmen	7158,16
ab AUSGABEN	<u>6610,99</u>

Kassenstand vom 1.I.51 S 547,17

A u s g a b e n :

Exkursionen	1416,95
Literaturanschaff.	81,--
Kongreß	2500,--
Zeitschrift (3/I, 1-2/II)	2076,10
Verwaltungsausg. .	<u>536,94</u>
Gesamtausgaben ...	6610,99

Jahreshauptversammlung:

Am 18. Jänner 1951 fand im Geologischen Institut der Universität Wien satzungsgemäß die Hauptversammlung für das Geschäftsjahr 1949/50 mit folgender Tagesordnung statt:

- 1.) Tätigkeitsbericht über das vergangene Geschäftsjahr. (F. Bauer)
- 2.) Kassenbericht (i.V. F. Macovec).
Bericht der Kassenprüfer (H. Sterba, T. Gattinger).
Entlastung des Kassiers.
- 3.) Bericht über den Kongreß 1950 der IFSGM (F. Bauer).

4.) Wahl des neuen Ausschusses:

Für das Geschäftsj. 1950/51 wurden in den Ausschub einstimmig gewählt:

Obmann	Klaus Küpper
Obmannstellvertreter	Dipl.Ing. Herbert Grubinger
Schriftführer	Traugott Gattinger
Kassier	Herwig Sterba

5.) Wahl der Kassenprüfer für das Geschj. 1950/51 und Festsetzung des Mitgliedsbeitrages:

Als Kassenprüfer wurden einstimmig E. Steiger und H. Kratochvil gewählt. Der Mitgliedsbeitrag für ordentliche Mitglieder wurde mit S 10,-- festgelegt.

Abschließend umriß der Obmann K. Küpper in kurzen Worten das Programm der Gesellschaft für das kommende Geschäftsjahr. Neben der weiteren Ausgestaltung der Zeitschrift sollen vor allem einige Exkursionen unter der Führung bekannter Fachleute **veranstaltet** werden.

Außerdem ist für das Sommersemester im Rahmen der Gesellschaft ein Vortragszyklus unter Mitwirkung namhafter Fachgelehrter geplant. Mit dem Aufruf an alle Mitglieder aktiv an der Erreichung des Zieles der Gesellschaft mitzuarbeiten schloß der Vorsitzende die Versammlung.

Wissenschaftliche Tätigkeit.

Im Rahmen der am Geologischen Institut der Universität Wien im Auftrage von Herrn Prof. Dr. L. K o b e r durchgeführten Dissertationsarbeiten werden folgende ostalpine Gebiete neu geologisch untersucht:

- A) Kalkalpen - Flyschgrenze in Niederösterreich:
Verteilung der Arbeitsgebiete: W. Nader (Hainfeld/Gölsen), F. Macovec (Waidhofen/Ybbs), H. Biedermann (Ybbsitz), H. Sterba (Gresten-Ybbsitz).
- B) Kalkhochalpen: Dipl. Ing. H. Grubinger (Östl. Tennengebirge), E. Anwandter (Warscheneck), H. Kruparz (Bosruck).
- C) Niedere Tauern: K. Küpper (NW), G. Maschke (NO), W. Bachmayer (SO), V. Strelsky (SW).
- D) Östliches Tauernfenster: J. Kratochvil, E. Steiger, W. Krobot.
- E) Tauernnordrand: E. Kupka (Zillertal).
- F) Engadiner Fenster: G. Müller (östl. d. Inn).

Ferner werden bearbeitet:

Der Flysch um Wien von F. Brix, das Gebiet der Kremsmauer (Ob.Öst.) von T. Gattinger, die außeralpine Molasse um Retz von E. Vogelsinger. Frl. I. Podbrany arbeitet über die Gosauablagerungen in den Ostalpen (Beiträge zur Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs).

Folgende Arbeiten wurden abgeschlossen (Dissertationen am Geologischen Institut der Universität Wien):

1949:

- W. Schmidt: Die Radstätter Wurzelzone im Süden der Hohen Tauern. "Die Matriere Zone in Österreich".
- F. Weber: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Höllengebirge, Traunsee und Almtal.
- R. Osberger: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee.
- F. Oszucky: Tektonik und Stratigraphie der Weißeneck-Hochfeinddecke der Radstädter Tauern.

1950:

- E. Fleischmann: Beiträge zur Geologie des Erdölvorkommens von Taufkirchen bei Schärding in Oberösterreich.
- G. Frasl: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal.
- R. Heller: Stratigraphie und Tektonik des Gurpitscheckzuges der Radstädter Tauern.
- O. Thiele: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd.

- J. Weidl: Das Ostende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael.
- F. Prokop: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit an der Gölzen.
- H. Galle: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiete von Gresten und Reinsberg.
- E. Parlow: Das Gebiet um Scheibbs (Die Kalkalpenflyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten).
- R. Hofbauer: Der stratigraphische und tektonische Aufbau der Pleislinggruppe in den Radstädter Tauern.
- W. Reihnsner: Stratigraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern.
- F. Puck: Die Anfänge der Geologie in Österreich (Beiträge zur Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs).
- J. Hartl: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raum Frankenfels und Plankenstein.
- F. Bauer: Kalkalpen und Flysch zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich.