Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales

von **Peter Beck-Mannagetta**

mit Beiträgen von **W. Berger, W. Fischak, R. Grill, W. Klaus, A. Papp, H. Schwenk, K. Turnovsky, E. Weinfurter** und **G. Woletz.**

(Mit 5 Tafeln, Tafel VI nach S. 76, Tafel VII nach S. 91, 6 Abbildungen und 5 Tabellen)

Inhalt

Seite

Einleitung 1
Zusammenfassung 2
Die Altersstellung der fossilführenden Schichten, von A. Papp, Wien 5
Zur Mikrofauna der Mühldorfer Schichten, von R. Grill 29
Die Verteilung der Schwereminerale, von G. Woletz 37
Die geologische Bedeutung der Verteilung der Schwereminerale, von P. Beck-Mannagetta 41
Die Geologie des Tertiärbeckens, von P. Beck-Mannagetta 43

Einleitung

Eine Arbeitsgemeinschaft von Geologen benützte die Neukartierung und bergmännische Aufschließung des jungtertiären Beckens des unteren Lavanttales, um einen weiteren Einblick in die Sedimentation und Tektonik eines inneralpinen Beckens mit Hilfe moderner Untersuchungen zu gewinnen.

Herr Dozent Dr. A. Papp übernahm die Bestimmung der Mollusken, Dr. R. Grill der Foraminiferen, Dr. K. Turnovsky der Ostracoden, Dipl.-Kfm. E. Weinfurter der Otolithen; Frau Dr. G. Woletz übernahm die Schwereminteral-Untersuchungen, Herr Dr. W. Fischak, Dr. H. Schwenk und Dr. W. Klaus faßten die Bohrprofile ab; einige Bestimmungen von Pflanzenresten danke ich Herrn Dr. W. Berger; allen Mitarbeitern sei für ihre freundliche Unterstützung herzlichst gedankt. Ohne die ständige, interessierte Hilfsbereitschaft der Lavanttaler Kohlenbergbau Ges. m. b. H. hätten viele wertvolle Unterlagen für wissenschaftliche Zwecke nicht verwendet werden können; allen Herren im Bergbau sei deshalb mein spezieller Dank ausgedrückt. Die Kartierung, Versorgung der oben genannten Spezialisten mit Probenmaterial und Herstellung des geologisch-tektonischen Teiles dieser Arbeit ist mein Beitrag.

Diese Arbeit trachtet einen Rahmen zu entwerfen, in den nach dem heutigen Stand der Kenntnisse die Kohlenvorkommen des unteren Lavanttales eingefügt und beurteilt werden müssen.

Zur folgenden Arbeit ist ein Subventionsbeitrag von der Natronzellstoff- und Papierfabrik Frantschach und der Lavanttaler Kohlenbergbau Ges. m. b. H. zur Verfügung gestellt worden, für welche Förderung an dieser Stelle der Dank ausgesprochen sei.

Zusammenfassung

Die Studien der Arbeitsgemeinschaft ergaben eine stratigraphische Gliederung der Schichtfolge des gefalteten Tertiärs des unteren Lavanttales vom oberen Helvet his ins Unterpannon, wobei die Stufen des mittleren Tortons und Untersarmates durch reichliche Faunen eindeutig festgelegt werden konnten (Tafel I, IV—VII, Tabelle I, II und V).

In das obere Helvet (OH) werden die Granitztaler Schichten (vorwiegend Schotter und sandig mergelige Lagen mit Kohlen und Süßwasserfaunen bis 800 *m* mächtig) gestellt; das untere Torton (UT) umfaßt die oberen, mehr sandigen Granitztaler Schichten, das Becken von Schönweg(?) und die Basisschotter der St. Stefaner Mulde (bis 400 *m*); in das mittlere Torton (MT) fallen die fossilreichen, brackisch-limnischen Schichten von Ettendorf bis zur Cardienlumachelle (inklusive), die basalen, limnischen Fischschiefer und rein marinen Schichten von Mühldorf bis zur Cardienlumachelle (inklusive, 0—250 *m* mächtig); das obere Torton (OT) nimmt den Raum mit Süßwasserschichten zwischen der Cardienlumachelle und der tiefsten, brackischen Fauna des Untersarmates der St. Stefaner, bzw. Andersdorfer Mulde (400—700 *m* mächtig), sowie die hangenden, limnischen Tonmergel im Ettendorfer Becken (zirka 150 *m*) ein; das Untersarmat (US) reicht von 80 *m* (— 30 *m*) im Liegenden des Liegendflözes bis zur Unterbank des Kuchler Horizontes (150—300 *m* mächtig); das mittlere Sarmat fehlt; als höheres Sarmat (OS) wird der Kuchler Horizont angesehen (16—28 *m* mächtig) und ins Unterpannon (UP) werden alle Schichten im Hangenden der Oberbank des Kuchler Horizontes gestellt (bis über 400 *m* mächtig, Tafel V).

Der Sedimentationsvorgang begann mit der Zuschüttung des Granitztaler Beckens (einer O—W-Mulde, die vermutlich gegen SO entwässerte) durch Blockschotter aus NW, S und W, wie auch aus NO. Mit der folgenden Einmuldung des eigentlichen Lavanttaler Beckens in NW—SO-Richtung im unteren Torton wurden im S (Schönweg, östliches Granitztal) immer feinere Schichten, im N jedoch analoge Blockschotter aus NW (Sankt Margarethen, nördlich Thürn) in die Süßwassermulde transportiert. Die weitere Einsenkung des Beckens ermöglichte das Eindringen des mitteltortonen Meeres vermutlich aus dem S, da es im N keine sicher vergleichbaren Schichten besitzt; im Dachberggebiet folgen über dünnblättrigen Fischschiefern die hochmarinen Mühldorfer Schichten, gekennzeichnet durch eine tortone Mulluskenfauna und eine Foraminiferenfauna der *Spiroplectammina carinata* des mittleren Tortons des Wiener Beckens. Südöstlich Ettendorf transgredieren ähnliche marine Faunen mit starkem Süßwassereinschlag im O auf dem Koralpenkristallin.

Durch Hebungen im SO wurden bei weiterer, allgemeiner Senkung des Lavanttaler Beckens die Verbindung mit dem offenen Meere unterbrochen und mit der Lieferung feiner Quarzschotter im Dachberggebiet

und Tonmergeln im Ettendorfer Becken süßte das mitteltortone Meer unter Zwischenschaltung einer brackischen Cardienlumachelle aus. Die Schotterfächer der Flüsse der Südalpen griffen im oberen Torton gegen N immer mehr (diskordant?) bis 3 *km* nördlich St. Andrä auf der Saualpenseite vor und verzahnten sich im N mit den Kristallinschotter führenden Sandsteinbänken aus dem NW. Die Niederungen mit Torfmooren zwischen den Bänken waren die Ablagerungsräume der Siegelsdorfer Flözchen, während das „Oppersdorffer" Flöz sich in einer Rinne (der späteren Lavanttaler Störung entsprechend?) bildete. Reine Süßwasserfaunen und zahlreiche Blattabdrücke ohne spezifischen stratigraphischen Wert wurden an mehreren Stellen gefunden. Durch den Kalkgehalt der Schichten ist der Einfluß der Einschüttungen aus dem S bis in die nördlichsten Teile gekennzeichnet.

In dem abgetrennten Ettendorfer Becken folgen den Cardienschichten Hydrobienmergel und eine eintönige Tonmergelserie, der am Koralpenrand teilweise kalkfreie Quarzschotter mit einem Flöz an der Basis entsprechen. Eine derartige Schicht- und Faunenfolge, sowie die marinen und brackischen Faunen selbst lassen sich mit denselben der anderen Tertiärbecken nicht im Helvet verfolgen, sondern sind nur in den Schichten des Tortons und Sarmates zu beobachten. Eine gewisse Sonderstellung des Lavanttales hinsichtlich des marinen Einbruches im mittleren Torton, der vollkommenen Aussüßung im Obertorton und Abtrennung des Beckens an der Wende zum Pliozän ist unverkennbar. Wahrscheinlich hat das Lavanttaler Becken nie eine solche Tiefe ohne sandige Trübe besessen, wie es die Lagenidenfazies des Wiener oder Grazer Beckens bevorzugt.

Die fortschreitende Absenkung des kristallinen Rahmens im N und O ermöglichte dem brackischen, untersarmatischen Meere von O her über die Koralpe weg in das seichte Lavanttaler Becken in ganzer Breite einzudringen, während die Schotterzufuhr aus den kalkreichen, südlichen Gebirgen anhielt. Die Normalbrack-Fauna entspricht den Rissoenschichten und der Elphidienzone des Untersarmates des Wiener Beckens. Drei gleichmäßige, weiträumige Regressionen ermöglichten die Bildung ausgedehnter Moorhorizonte, aus denen die St. Stefaner Flöze entstanden, die sich im S mit den Dachbergschottern verzahnen. Eine Zufuhr von Kristallinschottern fehlt vollkommen. Der Einschüttung aus dem S ins brackische Meer folgten durch eine Kippung des Beckens um zirka 3° neuerlich noch ausgedehntere Vermoorungen, diskordant vorgreifend, mit einer völligen Abtrennung des Beckens im O vom Sarmatsee und Verschwinden der Höhenrücken der Südalpen. Noch vor dem Kuchler Horizont weicht die Rissoenfazies einer reinen Pirenellenschichte des höheren Untersarmates, was auf einen fortschreitend zunehmenden Süßwassergehalt hinweist. Wegen des Untersinkens der Südalpen treten auch die kalkigen Sedimente im Kuchler Horizont als höheres Sarmat immer mehr zurück; er reicht weiter gegen S, bzw. SO als die St. Stefaner Flöze.

Mit dem völligen Fehlen der kalkigen Schichten im Hangenden des Kuchler Horizontes wird das Unterpannon eingeleitet. Ausgedehnte Sand- und Schotterfächer aus nur kristallinem Material zeigen das langsame Wiederauftauchen der Kor- und Saualpenrücken an, die nach der Feinkörnigkeit der Sedimente zu schließen, noch unbedeutende Höhen aufwiesen.

Daran knüpft erst die demnach als nach-unterpannonisch anzusehende Einfaltung der Becken nach einer NW—SO-Achse an, — falls man keine ± syntektonische Sedimentation eher annehmen soll, die durch kurzdauernde Kippungsphasen in ihrer Schüttungsrichtung unterbrochen wurde — der vermutlich eine Abbeugung des Kristallins der Koralpe im NW des Großen Speiks mit einer NNO streichenden Knickungsachse entspricht. Die Einmuldung des Granitztaler Beckens ist vielleicht schon früher erfolgt (posthelvetisch?). Die Stärke der Einmuldung des Beckenraumes nimmt gegen S sichtlich zu, wie die Steilstellung der Schichten in der Andersdorfer Mulde beweist.

Die heutige Gestalt der Beckenfüllung ist auf die nach der Faltung einsetzenden Bruchtektonik zurückzuführen; die gesamten Verstellungen an der Koralpenseite, der eigentlichen Lavanttaler Störung, betrugen bis zu 4000—5000 *m* nach der Lage der Unterkante des Untersarmates zwischen dem Lavanttal und dem Grazer Becken. Alle bekannten Sprünge sind Zerrungsspalten, denen vermutlich im O nur ein schmaler Streifen mit Pressungen entsprechen könnte. Die bevorzugte Richtung der Verwerfer ist NNW—SSO (155—165°) mit einem vorwiegenden Einfallen gegen O. Der mittlere Teil des nördlichen Beckens scheint am geringsten gestört zu sein. Gegen S, sowie an den Rändern im O wie im W nimmt die Zahl und die Sprunghöhe der Störungen bedeutend zu. Der Nordrand des Mesozoikums erzwingt eine starke Einschnürung des Beckens in O—W-Richtung.

Während in der St. Stefaner Mulde die Ostseite stärker gestört ist und im W die Transgression auf dem Kristallin der Saualpe erkannt werden kann, ist in der Andersdorfer Mulde bereits der westliche Flügel stärker aufgerichtet und im Ettendorfer Becken die Hauptstörung im W, die Transgression im O sichtbar. Die Umkehr in der Bruchtektonik hängt zusammen mit dem Eintauchen der Muldenachsen im N gegen SSO, im S gegen NNW in das Muldentiefste im Raume Maria Rojach — St. Ulrich. Ob entsprechend der Muldenform auch in der südlichen St. Stefaner Mulde eine Aufrichtung der Schichten an der Koralpenseite erfolgt, ist unbekannt. Für alle diese jungen Störungen ist der tektonische Zustand und die Form des Untergrundes seit altersher maßgeblich: Die NW-Achse der nördlichen Mulde hängt mit dem NW-Streichen der westlichen Wolfsberger Serie bis weit in die Saualpe hinein zusammen. Die NNW- bis N—S-Richtung hat in der frühestens variszischen Plattengneistektonik der südlichen Koralpe seinen Vorläufer, der vor allem die Andersdorfer Mulde hörig ist.

Die O—W-Einengung am Nordrand des Mesozoikums folgt einem O—W streichendem Sprungsystem, das man vom Klagenfurter Becken bis in die Steiermark alle Serien durchschneidend verfolgen kann, vermutlich nachgosauischen Alters. Der N—S-Richtung folgen im S auch die Phyllite und das Mesozoikum der östlichen St. Pauler Berge, wenn es auch O—W- bis NO—SW-Störungen unterbrechen. Deshalb ziehen hier die Dazite des Bachern so weit nach N. Und der Basalt von Kollnitz liegt vermutlich am Kreuzungspunkt der Achse des Granitztaler Beckens mit dem Sprungsystem am Ostrande der Saualpe.

Somit ergibt das Studium aller Faktoren eines Raumes erst ein gültiges Bild von seiner Entstehung und Wandlung in der Zeitfolge.

Die Altersstellung der fossilführenden Schichten

von **Adolf Papp**, Wien

Inhalt

Seite

Vorwort 5

I.

Mühldorf im Lavanttal 6
Schichten von Mettersdorf 12
Umgebung von Lavamünd-Ettendorf 13
1. Alte Aufsammlungen 14
2. Neue Aufsammlungen 16
Fossilfunde im Hangenden der Mühldorfer Schichten 17
Fossilfunde im Liegenden der Mühldorfer Schichten 18

II.

Material aus Bohrungen der Lavanttaler Kohlenbergbau GmbH. 18
Weitere Aufschlüsse im Revier St. Stefan 24
Ettendorf, nördlich Lavamünd 25
Material Dachberg 25
Ergebnisse 26
Schrifttum 28

Vorwort

Im folgenden wird der Versuch gemacht, auf Grund neuer Fossilfunde und Revision älterer Sammlungsbestände Daten für die Einstufung des Jungtertiärs in Kärnten zu bekommen. Das bearbeitete Material stammte aus dem Revier des Kohlenbergbaues von St. Stefan im Lavanttal, zum größeren Teil aus Bohrungen, ferner aus der Umgebung von Lavamünd und aus dem sogenannten Mühldorfer Schlier. Für die Überlassung von Material zur Bearbeitung möchte ich an dieser Stelle dem Herrn Professor Dr. W. Petrascheck, Geolog. Inst. Mont. Hochschule, Leoben, Herrn Dr. F. Kahler, Kärntner Landesmuseum, Klagenfurt, Herrn Dr. P. Beck, Geologische Bundesanstalt Wien, für die Bestimmungen der Ostracoden Herrn Dr. K. Turnovsky, Wien, danken.

Die Einstufung des Kärntner Jungtertiärs kann verschiedene Hinweise für die Altersstellung gebirgsbildender Vorgänge innerhalb der Alpen geben und so einen Beitrag für das Verständnis der jüngeren alpinen Orogenesen liefern.

Kenntnisse über das Miozän des Lavanttales verdanken wir vor allem Lipold (1854), welcher eine Anzahl von Fossilien anführt, die durch

M. Hoernes bestimmt wurden. Sie stammten zum Großteil aus dem südlichen Lavanttal und es verdient Erwähnung, daß M. Hoernes schon einen Vergleich mit Fundorten im Wiener Becken erwog, die dem Torton angehören.

Weitere Beiträge lieferte Penecke (1886) aus der Gegend Plestätten-Ettendorf, wobei besonders auf das Vorkommen einer Bank mit „*Mytilus haidingeri*" hinzuweisen wäre, die den Befund von Höfer (1892) sicher nicht unwesentlich beeinflußte. Sowohl auf das Vorkommen von Mytilus im südlichen Lavanttal wie auf die Ergebnisse von Höfer (1892), der eine größere Anzahl von Fossilien aus dem „Mühldorfer Schlier" anführte und ein helvetisches Alter der Fundschichten im Vergleich zu den „Grunder Schichten" in Niederösterreich ableitete, wird in folgendem näher einzugehen sein. Penecke selbst stellte jedoch die Schichten von Mühldorf in Vergleich zum Badener Tegel jene vom Fröhlichhauer und von Plestätten (nördlich Lavamünd) in Korrelation zu St. Florian (und Gamlitz).

Dreger (1907) vertrat nun ganz klar die Ansicht, daß die Schichten von Mühldorf dem Badener Tegel entsprächen, er widerlegt die Gründe von Höfer (1892) in ausgezeichneter Beweisführung, ja er vermutet für Tone (Sandsteine und Konglomerate) mit lignitischen Braunkohlenflözen im Hangenden der Schichten von Mühldorf sarmatisches Alter.

Leider wurde die Ansicht von Dreger (1907) in der Folgezeit nicht weiter geprüft. Vielmehr setzte sich die an sich vereinzelte Meinung von Höfer (1892) weiter durch (Petrascheck [1924—1926], Winkler-Hermaden [1937, 1951] u. a.), weshalb eine Neubearbeitung des Fragenkomplexes nach dem Alter des Lavanttaler Tertiärs notwendig wurde, worauf besonders Kahler (1933) u. a. hinwies.

In einer kurzen vorläufigen Mitteilung konnten Papp (1950) und Beck (1950) die zeitliche Einstufung des sogenannten „Mühldorfer Schliers" in das Torton vornehmen und Sarmat im Lavanttal nachweisen.

I.

Mühldorf im Lavanttal

Im folgenden soll die Fauna von dem seit langem bekannten Fossilfundort Mühldorf im Lavanttal behandelt werden (Abb. 2). In einer Studie: „Das Miozän bei Mühldorf in Kärnten" kommt Höfer (1892) auf die Altersstellung dieser Schichten zu sprechen. Er betrachtet die Schichten von Mühldorf zur II. Mediterranstufe (= Vindobon) gehörig und vergleicht sie, wie erwähnt, mit den Schichten von Grund (Wiener Becken) und St. Florian (Steiermark). Er begründet diese Auffassung (S. 316) „mit dem Vorkommen von *Pyrula cingulata, Murex Aquitanicus* und *Bulla Brocchi*, welche in der II. Mediterranstufe nur an deren Basis, d. s. die Grunder Schichten vorkommen und im Badener Tegel, oder in den mit ihm äquivalenten Bildungen fehlen".

Zu den drei angeführten Arten ist zu bemerken: „*Pyrula cingulata*" wird von R. Hörnes und Auinger (1879), S. 245, wohl als häufig von Grund und nicht selten von Niederkreuzstetten angegeben, aber auch aus dem Tegel von Soos (NÖ.), Baden, von Grußbach, Pöls, Forchtenau, Kostej und Lapugy. Auch aus dem Torton von Polen (Friedberg

[1911—1928], S. 120) wird diese Art genannt. „*Murex aquitanicus*" (vgl. Hörnes und Auinger [1879], S. 207—208) ist, ähnlich wie *Pyrula cingulata* in Grund häufig, etwas weniger häufig und meist durch schlankere Gestalt und schärfere Ausprägung der Skulptur ausgezeichnet zu Lapugy und an den Fundorten des Badener Tegels. Jedenfalls ist *Murex aquitanicus* im weiteren Sinne dem Badener Tegel des Wiener Beckens nicht fremd, eine genauere Fixierung der in Mühldorf angetroffenen Form wird von Höfer aber nicht gegeben.

„*Bulla Brocchi*" wird von M. Hörnes (1856), S. 622, im Wiener Becken als sehr seltene Form von Niederkreuzstetten angeführt, aber auch von verschieden alterigen Fundorten Italiens. Sie wird auch als rezente Form des Mittelmeeres genannt und von Weinkauff (1867), S. 201, sowohl aus dem Wiener Becken (Zitat von M. Hörnes) als auch an den Küsten von Sizilien Adria-Zara und Algerien als *Cylichna Brocchii* bestätigt.

Bei Bestimmung von „*Hyalina impressa*" Sandberger, einer kleinen Form, ohne besonders auffälliger Skulpturmerkmale, müßte größte Sorgfalt vorausgesetzt werden. Sie scheint im Fossilium Catalogus von W. Wenz (1923), Bd. 1, S. 280—281, als Synonym von *Oxychilus subcellarium* (Thomae) auf und kommt im Ober Oligozän (Chattien) vor.

Die Betrachtung der wichtigsten Formen, die Höfer für einen Vergleich der Schichten von Mühldorf mit jenen von Grund zu nennen in der Lage ist, kommen demnach auch in jüngeren Schichten, oder sogar in der Gegenwart vor. Sie können deshalb nicht als vollwertige Beweise einer Altersgleichheit der Schichten von Mühldorf und Grund im engeren Sinne gelten. Die „*Hyalina impressa*" kann, vielleicht, als ungelagert (allochthon) betrachtet werden, es besteht jedoch Grund, die Richtigkeit der Bestimmung zu bezweifeln. Ein Beweis für eine Gleichaltrigkeit der Schichten von Mühldorf und Grund ist sie nicht.

Höfer führt im folgenden aus (S. 316), daß die relativ größte Ähnlichkeit zwischen der Fauna von Mühldorf mit jener aus den Mergeln von Pöls, der ebenfalls sehr reich an Turritellen ist, besteht. Er weist darauf hin, daß in der Steiermark im unteren Florianer Horizont Cerithien vorherrschen, im oberen Florianer Horizont (= Mergel von Pöls) Turritellen. Wenn die Schichten von Mühldorf jenen von Pöls am ähnlichsten sind, stellen sie aber nicht die Oberkante des Helvets dar (= Grunder Schichten vgl. Hilber [1878]), sondern entsprechen, wie aus den Arbeiten von Winkler-Hermaden hervorgeht (vgl. 1951 und dort angegebene weitere Literatur), dem als Torton bezeichneten Schichtglied, u. zw. Badener Tegel, Leitha Kalke und zugehörigen Bildungen des Wiener Beckens.

Die Oberkante des als Helvet bezeichneten Schichtpaketes mit den Grunder Schichten des Wiener Beckens ist in der Steiermark, wie auch aus 1948 vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen hervorging (siehe Papp [1951]), in den Schichten zu sehen, die bei Gamlitz (Labitschberg, alter Bergbau) eine schöne Fauna geliefert haben. Die von dort bekannt gewordenen, für das Helvet sprechenden Arten, fehlen in Mühldorf.

Somit wäre die faunistische Ähnlichkeit der Schichten von Mühldorf mit den Mergeln von Pöls, die schon Höfer erkannte, eher als Kriterium eines tortonen Alters zu werten [1]), was Dreger (1907) vollkommen klar

[1]) Die Ansicht von Höfer geht von der damaligen Ansicht aus, daß Florianer Tegel, ebenso wie die Mergel von Pöls und die Schichten von Grund gleichaltrig seien.

ausgesprochen hat, eine Ansicht, die allerdings nicht allgemeine Anerkennung fand, obwohl sie auch primär von Lipold (1854) nach einer Beurteilung von Hörnes vertreten wurde, wonach die Fossilien aus Mühldorf jenen aus Baden entsprächen.

Es war daher in erster Linie die Frage zu prüfen: Entsprechen die Schichten von Mühldorf den Grunder Schichten im engeren Sinne (= Helvet) oder dem Badener Tegel und seinen äquivalenten Bildungen (= Torton)? Mit den folgenden Untersuchungen wurde auch im wesentlichen nur versucht, diese Frage einer Klärung näherzubringen.

Die Fossilien, vor allem die Mollusken, stammen entweder aus gelbem verfestigten Sand, wo Turritellen in großer Zahl vorkommen, oder aus blaugrauem tonigem, in verschiedenem Grade verfestigtem glimmerreichem Sand. In einer stark verfestigten, blaugrauen Sandsteinlage treten Bryozoen gehäuft auf, deren Bearbeitung im einzelnen wegen mangelhafter Erhaltung nicht erfolgen konnte, die aber in ihrer Gesamtheit mit den Bryozoen, bzw. Terebratelsanden von Eisenstadt (Torton) eine gewisse Ähnlichkeit aufweisen.

Von Mollusken liegen bis jetzt aus den neuen Aufsammlungen, dem Material des Kärntner Landesmuseums und des Geologischen Institutes der Montanistischen Hochschule Leoben folgende Arten bestimmbar vor[1]) (Tabelle I):

Folgende Otolithen bestimmte Herr Dipl.-Kfm. E. Weinfurter[2]) worüber er an anderem Orte berichten wird; die Arten seien hier zur Vollständigkeit angeführt:

Clupea sp. aff. *taetis* Koken
Scopelus debilis austriacus (Koken)
Scopelus pulcher Prochazka
Otolithus (Xenodermichthys?) catulus Schubert
Otolithus (Congridarum) pantanelli (Bassoli et Schubert)
Fiarasfer nuntius Koken
Serranus sp.
Dentex sp. aff. *latior* Schubert
Otolithus (?Pagellus) gregarius (Koken)
Gobius vicinalis Koken
Gobius pretiosus Prochazka
Gobius telleri Schubert
Cepola praerubescens Bassoli et Schubert
Trigla asperoides Schubert
?*Cottus germanicus* Weiler
Eucitharus rhenanus (Koken)
Solea subglaber Schubert
Solea taureri n. sp.
Otolithus (Ophiidarum) joachimicus Koken.

Eine Übersicht der Mollusken zeigt, daß in 67 bestimmten Arten 14 (= 20%) aus den typischen Grunder Schichten nicht bekannt oder nur äußerst selten angeführt werden, 7 weitere Arten sind im Badener

[1]) Die Ostracoden- und Foraminiferenfauna vgl. Dr. R. Grill (S. 32). Die Korallen sollen durch Herrn Prof. Dr. O. Kühn bearbeitet werden.

[2]) WEINFURTER E. Die Otolithen aus dem Torton (Miozän) von Mühldorf in Kärnten. Sitz. Ber. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. (im Druck).

Tegel und seinen äquivalenten Bildungen nachgewiesen, in den Grunder Schichten ist ihr Auftreten möglich, weitere Arten kommen in beiden vor, im Badener Tegel und seinen Äquivalenten jedoch häufiger. Nur 2 Arten sind häufig in den Grunder Schichten, im Badener Tegel und seinen Äquivalenten entweder sehr selten *(T. terebralis gradata)* oder nicht sicher nachgewiesen *(C. clarae)*. Dieses Ergebnis zeigt, daß die Fauna von Mühldorf nicht mit den Grunder Schichten, ebenso wenig mit jenen von Niederkreuzstetten oder Stetten im Wiener Becken verglichen werden kann, sondern den jüngeren Bildungen, wie dem Badener Tegel, den Sanden von Enzesfeld oder den sandigen Mergeln von Gainfarn zugeordnet werden muß.

Bemerkungen zu einzelnen Arten:

Dentalium. Es ist auffallend, daß Dentalien in dem Komplex der Grunder Schichten zu den Seltenheiten gehören. Im Badener Tegel sind sie häufiger, ebenso in Mühldorf.

Turritellidae. Durch die Revision der *Turritellidae* durch R. Sieber (1949) wurden die Entwicklungstendenzen der im Jungtertiär des Wiener Beckens auftretenden Arten dargelegt. Formen wie *Turritella turris badensis* sind daher nur in jüngeren Schichten, nämlich im Badener Tegel und seinen Äquivalenten zu erwarten.

T. terebralis gradata ist sicherlich eine in dem Komplex der Grunder Schichten häufige Art. Sie hat aber, wenn auch sehr selten in jüngeren Bildungen, z. B. im Badener Tegel, einzelne Nachzügler. Das einzige aus Mühldorf vorliegende Gehäuse, das zu dieser Art zu rechnen ist, ist schlanker und zarter als die entsprechenden Gehäuse aus den Grunder Schichten.

Chenopus (Aphorrhais) alatus Eichwald.

Unter dem verfügbaren Material läßt ein Stück erkennen, daß die Fortsätze sehr lang und schmal waren. Außer den beiden Fingern an der Außenlippe ist ein langer, schmaler Fortsatz als Verlängerung des Ausgusses entwickelt, der 10 *mm*, bei einer Gehäuselänge (von Spitze bis zum Ausguß), von 20 *mm* beträgt. Bei diesem am besten erhaltenen Exemplar überwiegt auf den älteren Umgängen eine Spiralskulptur in Form feiner Linien gegenüber Querskulpturen, die sich nur in Form niederer Knötchen auf den Spiralkielen andeutet.

Es spricht alles dafür, daß diese Form eine Standardsform des Tegels ist (vgl. R. Sieber [1938], Tafel 18, Fig. 7 a, b, c) die einen für den Badener Tegel bezeichnenden Habitus hat.

Ficula cingulata Bronn.

Ein kleines, ursprünglich wohl 45 *mm* langes, verdrücktes, beschädigtes Exemplar liegt aus Mühldorf vor. Die Art tritt häufig und in großen Exemplaren in Grund auf, an Fundorten des Badener Tegels ist sie selten und kleiner.

Murex aquitanicus Grateloup.

Ein aus den Tonen von Mühldorf stammendes beschädigtes Exemplar stimmt mit einem aus Vöslau stammenden vollkommen überein. Es ist

Tabelle I.

	Name der Art + Vorkommen im allgemeinen, h = häufig	Wiener Becken	
		Grunder Schichten	Badener Tegel und Äquivalente
1	*Dentalium badense* Partsch	?	h
2	*Dentalium fossile* Schröt	—	+
3	*Dentalium novemcostatum* Lamarck	—	h
4	*Oxystele orientalis* Cossmann (juveniler Schalenteil)	+	+
5	*Turritella* sp.	—	—
6	*Turritella (Haustator) turris* Basterot (s. l.)	+	+
7	*Turritella (Haustator) turris badensis* Sacco	—	h
8	*Turritella (Archimediella) erronea ernesti* Handmann	—	+
9	*Turritella (Turritella) terebralis gradata* Menke	h	+
10	*Brotia (Tinnyea) escheri escheri* Brong	+	+
11	*Pirenella picta melanopsiformis* (Auinger in coll.) Friedberg	—	+
12	*Triphora (Triphora) perversa* (Linné)	+	+
13	*Pyramidella plicosa* Bronn	?	+
14	*Eulimella subumbilicatoides* Sacco	—	+
15	*Odontostomia plicata* Mont.	—	+
16	*Capulus hungaricus* Lamarck	+	+
17	*Chenopus (Aporrhais) alatus* Eichwald	+	+
18	*Natica catena helicina* Brocchi	+	h
19	*Tibia (Tibia) dentata* Grateloup	+	+
20	*Ficula cingulata* Bronn	+	+
21	*Ficula geometra* Borson	+	+
22	*Murex aquitanicus* Grateloup	+	+
23	*Murex partschi* M. Hörnes	+	+
24	*Nassa rosthorni collare* (Hilber)	+	h
25	*Nassa restutiana* (Font.), Übergangsformen und	+	+
26	*Nassa hoernesi* (Mayer)	—	+
27	*Ancilla obsoleta* Brocchi	+	+
28	*Ancilla glandiformis* Lamarck	+	h
29	*Strombus bonelli* Brong.	+	h
30	*Voluta ficulina* Lamarck	+	+
31	*Mitra scrobiculata* Brocchi	+	h
32	*Mitra bellardi* R. Hörnes	?	+
33	*Cancellaria inermis* Pusch	+	+
34	*Pleurotoma dimidiata* Brocchi	?	+
35	*Pleurotoma annae* R. Hörnes	+	+
36	*Pleurotoma annae var* A. R. Hörnes	—	+
37	*Genota valariae* (R. Hörnes)	—	+
38	*Clavatula amaliae* (R. Hörnes)	—	+
39	*Clavatula laevigata* (Eichwald)	—	+
40	*Clavatula* cf. *styriaca* (Hilber)	?	+
41	*Clavatula clarae* (R. Hörnes)	+	?
42	*Clavatula descendens* (Hilber)	?	+
43	*Fusus vindobonensis* R. Hörnes	+	+
44	*Turbonilla* div. sp.	+	+
45	*Xenophora deshayesi* Micht.	+	+
46	*Conus extensus* Partsch	—	+
47	*Conus* cf. *ventricosus* Bronn	+	+
48	*Conus dujardini* Desh.	+	h
49	*Terebra basteroti* Nyst.	+	+
50	*Ringicula auriculata* Men.	+	h
51	*Acteon semistriatus* Fer	?	+
52	*Scaphander lignarius* Linné	+	+

	Name der Art + Vorkommen im allgemeinen, h = häufig	Wiener Becken	
		Grunder Schichten	Badener Tegel und Äquivalente
53	*Roxania utricula totornata* (Sacco)	—	+
54	*Retusa parangistoma* Boettger	+	+
55	*Cylichna cylindrica* (Penn.)	+	+
56	*Vaginella indet.*	+	+
57	*Arca (Anadara) diluvii* Lamarck	+	h
58	*Amussium cristatum badense* Fontannes	+	h
59	*Venus multilamella* Lamarck	+	h
60	*Pitaria islandicoides* Brocchi	+	+
61	*Lutraria* cf. *sanna* Basterot	+	+
62	*Lutraria* sp.	—	—
63	*Nuculana fragilis* (Chemnitz)	+	+
64	*Thracia pubescens* Pulteney	+	+
65	*Tellina* sp.	—	—
66	? *Ostrea edulis* Linné (kleine Schalen, meist auf Gastropoden festgewachsen)	+	+
67	*Pinna* sp.	+	+

der gleiche Rhythmus in der Betonung einzelner Querrippen beobachtbar, ebenso der verhältnismäßig spitze Winkel der älteren Umgänge und die deutlich ausgeprägte Spiralskulptur. Ein weiteres gut übereinstimmendes Exemplar aus Lapugy wurde ebenfalls verglichen. Es ist nicht Zweck dieser Arbeit, eine Revision einzelner Arten durchzuführen, es soll in diesem Zusammenhange die Feststellung genügen, daß die in Mühldorf vorkommende Form des „*Murex aquitanicus*" mit jener von Vöslau und Lapugy ident ist und nicht mit jener von Grund (vgl. M. Hörnes [1856], Tafel 22, Fig. 1 und 3) übereinstimmt.

Xenophora deshayesi Micht.

Vorkommen: Gainfarn, Enzesfeld, Grinzing, Forchtenau, Steinabrunn, Grund u. a.

Nach den aus dem Wiener Becken vorliegenden Exemplaren scheint auch diese Art in den Äquivalenten des Badener Tegels nicht selten zu sein.

Pleurotomidae.

Das häufige Vorkommen von Pleurotomen im Badener Tegel ist allgemein bekannt. Die Zahl der in Mühldorf vorkommenden Pleurotomen (9 Arten) ist relativ groß. Unter diesen befinden sich einige Formen, die nur aus dem Badener Tegel angegeben werden. Lediglich *Clavatula clarae* scheint im Torton des Wiener Beckens bisher noch nicht sicher nachgewiesen zu sein.

Cylichna cylindrica (Penn.).

Diese Art wurde in Mühldorf in einigen sehr guten Exemplaren nachgewiesen. Die zylindrische Gestalt hat sie mit der von Höfer (1892) erwähnten *C. brocchi* gemeinsam. Da *C. cylindrica* von Höfer nicht erwähnt wird, kann möglicherweise eine Verwechslung beider Arten vorliegen.

Schichten von Mettersdorf

Lavant-Regulierung 400 *m* nördlich der Brücke und Material von der Lavantregulierung bei der Stufe Mettersdorf (Tafel I, Fossilzeichen).

Mollusken:

Dentalium fossile Schröt.
Turritella (Haustator) turris Basterot (s. l.)
Turritella (Haustator) turris badensis Sacco
Turritella (Haustator) pythagoraica Hilber
Eulimella subumbilicatoides Sacco
Pyramidella plicosa Bronn.
Eulima subullata Don.
Ancilla sp.
Chenopus (Aphorrhais) alatus Eichwald
Natica catena helicina Brocchi
Ficula sp.
Turbonilla div. sp.
Murex partschi M. Hörnes
Nassa restutiana (Font.)
Genota valeriae (R. Hörnes)
Pleurotoma allioni (Bell.)
Conus dujardini Desh.
Conus extensus Partsch
Conus cf. *ventricosus* Bronn.
Ringicula auriculata Men.
Roxania utricula totornata (Sacco)
Arca diluvii Lamarck
Venus multilamellosa Lamarck
Amussium cristatum badense (Font.)
Corbula gibba Olivi
Pitraria sp.
Thracia pubescens Pulteney.
Krebsreste häufig.

Obwohl die Zahl der Fossilien von Mettersdorf naturgemäß kleiner sein muß, wie die von Mühldorf, da nicht so viel und so ausgedehnt gesammelt werden konnte, so sind doch die häufigsten Arten gemeinsam, weshalb sowohl nach der Fauna wie nach dem Sediment kein Zweifel bestehen kann, daß die Schichten von Mettersdorf und Mühldorf gleich geartet und gleichaltrig sind.

Anthozoa:

Flabellum roissyanum E. H.

Ostracoda:

Cytheridea mülleri (Münster)
Cythereis cf. *plicatula* (Reuss)
Leptocythere daedalea (Reuss)
Cythereis hystrix (Reuss) (kleinere Exemplare)
Cytherella dilatata (Reuss)
Hemicythere angulata (Reuss)

Hemicythere aff. *punctata* (Reuss)
Pterygocythereis cornuta (Römer)
Hemicythere similis (Reuss)
Bairdia arcuata (Reuss)

Pisces [1]):

Xenodermichthys catulus Schubert
Gobius vicinalis Koken
Gobius intimus Prochazka
Percidarium sp.
Trigla asperoides Schubert.

Umgebung von Lavamünd—Ettendorf

1. Alte Aufsammlungen

In den Beständen des Landesmuseums in Klagenfurt konnten in dem Material, das aus der Umgebung von Lavamünd stammt, noch eine Reihe weiterer Bestimmungen durchgeführt werden:

Pirenella floriana (Hilber)
Terebralia bidentata (Defr.)
Terebralia lignitarum (Eichw.)
Natica sp. cf. *redempta* Micht. Kleine Gehäuse noch näher zu bestimmen
Turritella turris s. l.
Turritella turris badensis Sacco
Natica catena helicina Brocchi
Ocinebrina credneri (R. Hörnes)
Ocinebrina caelata (Grat.)
Murex craticulatus Linné
Columbella scripta Bellardi
Clavatula sp.
Nassa telleri (R. Hörnes)
Nassa karreri (R. Hörnes)
Nassa schönni (R. Hörnes)
Nassa cf. *schönni* (R. Hörnes)
Cardium turonicum Mayer
Ostrea sp.

Ölbach bei Ettendorf:

Terebralia lignitarum (Eichw.)
Pyrula cornuta Ag.
Pyrula sp. (sehr große Form)
Clavatula oliviae (R. Hörnes)
Mytilus sp. relativ häufig.

Bei dem Bau des Wehres vom Elektrizitätswerk aus Ölbach bei Ettendorf (Lavamünd) wurde eine Lumachellenbank angetroffen, die zahlreiche Exemplare eines größeren *Mytilus* zeigt (Tafel IV und VII, Profil C). Das größte Exemplar dürfte ursprünglich fast 13 *cm* lang gewesen sein, die meisten anderen jedoch nur 6—8 *cm*. Sie bleiben daher bedeutend unter den Dimensionen des *Mytilus haidingeri* M. Hörnes. Wir widmen dieser

[1]) Bestimmungen nach E. Weinfurter, Wien.

Form einige Aufmerksamkeit, weil relativ starke Wirbelbruchstücke eines *Mytilus* auch in St. Veit a. d. Tr. (NÖ.) gesammelt wurden, ebenso sind Exemplare eines größeren *Mytilus* auch aus dem Florianer Tegel bekannt. Demnach kommt in der Randfazies des Tortons am Alpenostrand noch ein größerer *Mytilus* vor, den ich nicht mit *M., haidingeri* identifizieren möchte und vorerst als *Mytilus* sp. bezeichne.

Nach Sieber (1936/37, S. 489), ist *Terebralia lignitarum* (Eichw.) (= *Cerithium Duboisi* M. Hörnes [1856]) im Helvet des Wiener Beckens häufig und im Torton sehr selten. Es muß aber berücksichtigt werden, daß *Terebralia pauli* R. Hörnes aus dem Sarmat des Hafnertales der *T. lignitarum* näher steht als der *Terebralia bidentata* Defr. Neuerdings konnte Stevanovic (1950, Tafel 1, Fig. 4—7) typische Exemplare von *T. lignitarum* aus den sarmatischen Schichten von Belgrad abbilden. Es ist daher der Schluß naheliegend, daß *T. lignitarum* zu jenen Arten gehört, die ihre optimale Entwicklung im Torton des Wiener Beckens schon überschritten hatten, während sie in den südlicheren und östlicheren Teilen des mittleren Donaubeckens noch in Anzahl im Torton weiterlebten, um sogar in das Sarmat zu reichen.

Ostrea (Crassostrea) gingensis crassissima Lamarck, liegt in zahlreichen Exemplaren aus Ettendorf vor, sie ist kein Leitfossil für Helvet, sondern kommt häufig im Torton von St. Veit a. d. Tr. (NÖ.), ebenso wie in Lackenbach (Burgenland) vor, um mit einer Kümmerform noch im Sarmat aufzuscheinen. Die Fundorte großer Austern im „Florianer Tegel" sind z. T. ebenfalls in das Torton zu stellen.

1. Alte Aufsammlung beim Fröhlichbauer, Ettendorf:

Das hier angeführte Material stellt eine geschlossene Aufsammlung dar, die im Landesmuseum in Klagenfurt aufbewahrt wird. Sie enthält folgende Arten:

Melanopsis impressa impressa Kraus selten
Pirenella picta melanopsiformis (Auinger in coll.) Friedberg sehr häufig
Pirenella variabilis (Friedberg) nicht selten
Cerithium (Pithocerithium) turonicum Mayer selten
Clithon (Vittoclithon) pictus nivosus (Brusina) sehr häufig
Natica josephina Risso selten (und kleine Exemplare)
Murex vindobonensis M. Hörnes Bruchstück
Clavatula descendens (Hilber) selten
Dorsanum nodosocostatum (Hilber) nicht selten
Ostrea (Crassostrea) gingensis crassissima Lamarck
Ostrea fimbriata Grat.
Mytilus sp. Bruchstück
Pitaria sp. Bruchstück
Arca sp. Bruchstück
Lucina sp. Bruchstück
Cardium sp. Bruchstück

Diese Aufsammlung wird beherrscht durch die in sehr großer Individuenzahl vorkommende *Pirenella picta melanopsiformis*, über 1500 Exemplare, d. h. 65% der Gesamtfauna. Ebenfalls sehr häufig ist *Clithon (V.) pictus nivosus* mit über 600 Exemplaren, d. h. 30%. Der Rest also durch 5% der Gesamtaufsammlung wird von den übrigen Arten gestellt. Der-

artige Vergesellschaftungen sind immer wieder auch rezent in küstennahen Gebieten, die unter Süßwassereinfluß stehen, zu beobachten.

Es mögen hier einige Bemerkungen über das Vorkommen von *Pirenella picta melanopsiformis* und *Clithon (V.) pictus nivosus* folgen.

Pirenella picta melanopsiformis (Auinger in coll.) Friedberg wurde aus St. Veit a. d. Tr. (NÖ.) beschrieben, wo sie einen ähnlichen hohen Prozentsatz der Gesamtfauna ausmachte, wie in Ettendorf. Sie unterscheidet sich von der typischen Unterart durch ein breites, in sich geknotetes oder gefälteltes Spiralband knapp unter der Nahtlinie, das meist die halbe Höhe mittlerer Umgänge einnimmt. Unter diesem verlaufen 1—2 Spiralstreifen. Diese Form ist relativ leicht wiederzuerkennen. Sie tritt sehr häufig außer in St. Veit auch bei Ritzing im Burgenland (Aufsammlungen von Dr. A. F. Tauber) und an einzelnen Punkten des Florianer Tegels mit *P. floriana* (Hilber) auf. Somit ist das massenhafte Auftreten von *P. picta melanopsiformis* bisher nur aus dem Torton bekannt.

In Verbindung mit *P. picta melanopsiformis* tritt sowohl in St. Veit wie in Ritzing und im Florianer Tegel eine Form auf, die ich als *P. variabilis* Friedberg bestimmen möchte. Sie wird an den in Rede stehenden Fundorten in einer relativ geringen Variabilität angetroffen, obwohl die Zahl der Gehäuse ziemlich groß ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach geht diese Art auf Formen zurück, die im Helvet auftretend als *Pirenella moravica* R. Hörnes bezeichnet werden, deren Gehäuse sind jedoch kleiner und treppenförmig gestuft, der letzte Umgang ist niedriger, die Variabilität der Gehäuse bedeutend größer, nur selten tritt eine Form auf, die sich mit *P. variabilis* vergleichen läßt.

Der Formenbestand von *Pirenella* bei Gamlitz (Labitschberg), Schloß Lechen bei Windischgraz (Coll. im Joanneum Graz) und von Varpalota als oberes Helvet enthält zahlreiche kleinere Arten, die von Hilber (1878) beschrieben wurden. Ihnen fehlt *P. picta melanopsiformis* ebenso wie den oberhelvetischen Schichten im Wiener Becken, z. B. Rückersdorf, Niederkreuzstetten u. a.

Clithon (Vittoclithon) pictus nivosus Brusina wurde aus St. Veit beschrieben. Diese Form ist dort relativ häufig, sie wird in Niederkreuzstetten und Rückersdorf zahlenmäßig durch den stärker gekielten *C. (V.) pictus pachi* (Hörnes) ersetzt.

Im älteren Schrifttum wurden alle Fundorte mit Cerithien im Vindobon des Alpenostrandes als „Grunder Schichten" bezeichnet. Will man als Grunder Schichten eine Cerithienfazies im Vindobon bezeichnen, so darf man mit diesem Begriff keine weitergebenden stratigraphischen Schlüsse verbinden. Grunder Schichten im engeren Sinne wird aber auch für ein älteres Schichtpaket innerhalb des Vindobons (= Helvet) verwendet, im Gegensatz zum „Badener Tegel" einem jüngeren Niveau (= Torton). Eine genauere Analyse der Cerithienfazies des Vindobon am Alpenostrand durch den Verfasser hat jedoch ergeben, daß der Faunenbestand in beiden Niveaus nicht der gleiche ist, und die Cerithienfauna vom Fröhlichbauer bei Ettendorf ist mit Sicherheit jener von St. Veit und damit dem jüngeren Vindobon (= Torton) äquivalent (vgl. Papp [1951].

Die Fauna von Lavamünd, ebenso wie die Vorkommen des nahegelegenen Ettendorf, zeigen mit Ausnahme der *T. lignitarum* nur Formen, die im jüngeren Teil des Vindobon, im Torton des Wiener Beckens vor-

kommen. Charakteristische Formen des Helvets fehlen. Die Vergesellschaftung der Fossilien von der Lokalität Fröhlichbauer bei Ettendorf entspricht jener von St. Veit a. d. Tr. im südlichen Wiener Becken (= Torton), wodurch sich auch eine Gleichaltrigkeit der Schichten von Mühldorf mit jenen von Lavamünd-Ettendorf ergibt.

2. Neue Aufsammlungen.

Eine ausführlichere Beschreibung der Lage und Charakteristik der einzelnen Fundpunkte, die im Rahmen der Neukartierung aufgesucht wurden, soll an anderer Stelle erfolgen (P. Beck-M. S. 70 — S. 80). Hier wäre nur, um den Zusammenhang zu wahren, auf die verschiedenartige Ausbildung der Sedimente und der Fauna hinzuweisen. So zeigten Sande unter einer Austernbank südwestlich vom Fröhlichbauer *Turritella (Haustator) turris badensis* Sacco mit zahlreichen und großen Gehäusen, neben zahlreichen anderen marinen Mollusken.

Im Stollen westlich vom Fröhlichhauer (Tafel IV und VI, Profil D) wurden Proben eines z. T. verhärteten Muschelsandes untersucht, der viele Bruchstücke von Mollusken enthielt, wobei folgende Arten bestimmt wurden:

Lucina miocaenica Micht.
Nassa schönni (R. Hörnes und Auinger)
Pirenella picta melanopsiformis (Auinger in coll.) Friedberg
Cerithium (Pithocerithium) doliolum Brocc.
Natica catena helicina Brocchi
Turritella sp.
Turritella (Haustator) turris Basterot (Spitzenfragmente)
Turritella (Zaria) subangulata Brocchi
Clithon (Vittoclithon) pictus nivosus Brusina
Cardium turonicum Mayer (Splitter)
Acteocina lajonkeireana (Bast.) s. l.
Stenotyrella schwartzi (M. Hörnes) (häufiger)
Rissoa sp. (Bruchstück)
Congeria sp. (eine kleine Klappe)
Balanus sp. Bruchstück
Cytheridea mülleri (Münster)
Cythereis sp.
Rotalia beccarii (Linné) kleine Formen
Elphidium sp. (allochthon?)
Fischreste, Otolithen.

Eine Lumachella vom Ölbach 20 *m* westlich der Brücke (Tafel IV, „L") enthielt Muschellagen vorwiegend aus Splittern kleiner zartschaliger Bivalven, bestehend mit (siehe P. Beck-M., S. 72):

Corbula sp. häufig
Syndosmya sp. (ein Schloß)
Cardium turonicum Mayer (selten nur Splitter)
Rissoa sp. (wenige Bruchstücke)
Hydrobia sp. (wenige Bruchstücke)
Natica sp. (wenige Bruchstücke)
Clithon (V.) pictus (Fer.) ein Bruchstück

Cytheridea mülleri (Münster) (häufig)
Cytherella ? arcuata (Reuss) (selten)
Gen. indet tumida (Reuss) (selten)
Cyprideis aff. *plicatula* (Reuss)
Ditrupa sp. (wenige Bruchstücke)
Rotalia beccarii (Linné)
Elphidium div. sp.
Stacheln kleiner *Echiniden (Spatangiden?)*
Gobius sp.

Diese Fauna hat marinen Charakter, zeigt aber beginnende Auslese euryhaliner Typen. Die Fossilien der Stationen im Hangenden dieser Schichten verdeutlichen die fortschreitende Aussüßung des Gebietes, wobei eine Probe vom Ölbach 150 *m* westlich der Brücke fast ausschließlich neben *Planorbis* eine stark verdrückte *Hydrobia* erkennen ließ.

Die Aufsammlungen in der Umgebung Lavamünd-Ettendorf zeigen in ihrer Gesamtheit besonders deutlich, wie auf relativ kleinem Raum verschiedene Fazies auftreten können. Außer Kalkbrecoien, die auch in ähnlicher Ausbildung am Leithagebirge vorkommen können und eine rein marine Fauna haben, sind Sande, bzw. Konkretionen in Sanden mit mariner Fauna, Pirenellenfazies (z. B. Fröhlichbauer, alte Aufsammlung) oder schon stark ausgesuchte Hydrobienfazies bis zu reinen Süßwasserbildungen mit *Unio* als Leitform vorhanden. Dazu kommen noch Austern und Mytilusbänke, welche das Bild eines bunten Wechsels vervollständigen, wie er in dem Torton Österreichs kaum ein Gegenstück bat.

Fossilfunde im Hangenden der „Mühldorfer Schichten"

Cardiensandstein vom Schröker bei Mühldorf (Tafel I und VII, Profil 1 a).

Aus rotbraunen, hzw. lichtbraunen Sandsteinen liegen Proben vor, die erfüllt sind von Abdrücken, bzw. Steinkernen. Eine Sichtung ergab, daß es sich dabei meist um Schalen zweier Bivalvenarten handelt, die im folgenden näher charakterisiert werden sollen.

Cardium (Acanthocardia) turonicum Mayer.

Zahlreiche Abdrücke und Steinkerne lassen auf ein häufiges Vorkommen dieser Art schließen. Bedingt durch das Sediment und wohl auch durch die Erhaltung kann man Skulptureinzelheiten nur in wenigen Fällen wahrnehmen. Es ist darüber hinaus noch wahrscheinlich, daß die Form an sich skulpturarm ist.

Lucina sp. aff. *Lucina dentata* Basterot.

Ebenfalls häufig sind Schälchen einer kleinen *Lucina*, die nur eine Länge von 8 bis 9 *mm* erreichen. Eine ähnliche kleine *Lucina* kommt auch noch im Sarmat des Wiener Beckens und im Burgenland (Bucht von Ritzing) vor, ebenso in den schon stärker brackischen Konka-Schichten des Oberen Tortons Südrußlands.

Massenhaftes Auftreten von Cardien, in unserem Falle einer marinen Art und kleiner Schalen von *Lucina*, sprechen für einen anormalen Salzgehalt, wie er an den Küsten, von Buchten usw. bei Süßwasserzustrom

aus dem Rückland auftritt, nicht aber direkt für eine Verbrackung in dem Sinn, wie sie sich in der sarmatischen Fauna auswirkt. Die Cardienbänke von Schröker bei Mühldorf gehören demnach noch in die Schichtserie des Tortons.

Der Rückstand von Schlämmproben zeigte verschiedene kleine Schalensplitter und Steinkerne kleiner Gastropoden. Außerdem *Cytheridea mülleri* und einen Zahn eines durophagen kleinen Fisches (*Squatina* sp. nach E. Weinfurter).

Das Vorkommen einer Population von kleinwüchsigen Formen des *C. (A.) turonicum* Mayer spricht ebenfalls für Torton.

Die Faunen im Hangenden des Cardiensandsteins bei Schröker, die Bohrungen N 1 und N 2 bei St. Andrä im Lavanttal (Tafel II), ebenso Bohrung Oppersdorf VI (Tafel I) zeigen in ihrem Fossilbestand eine reine Süßwasserfauna an:

Brotia (Tinnyea) escheri (Brongn.)
Planorbidensplitter
Deckel von Süßwassergastropoden und
Ostracoden des Süßwassers *(Candona* sp.*)*.

Somit scheint der Cardiensandstein bei Schröker die obere Grenze des marinen Tortons darzustellen, wo sich schon eine Reduktion des Salzgehaltes in Verbindung mit herabgesetzter Kommunikation des Beckens mit dem Meere abzeichnet. Weiter im Hangenden folgt Süßwasserfazies bis zum Wirksamwerden der sarmatischen Transgression. Somit erscheint der obere Teil des Tortons im Lavanttal in Süßwasserfazies vertreten zu sein. Dies drängt den Vergleich mit dem Wiener Becken auf, wo das Torton unterhalb der sarmatischen Rissoenschichten regressive Tendenzen und ebenfalls eine starke Verbrackung aufweist.

Fossilfunde im Liegenden der „Mühldorfer Schichten"

In dem Graben westlich Dörfel im Granitztal (Umgebung des Gößnitzer Wirtshauses) ebenso wie auf einem Acker 100 *m* nördlich Brenner (Kote 525) werden Schichten mit

Brotia (Tinnyea) escheri (Brongn.)
Planorbis sp.
Pisidium sp.
Zahlreiche Deckeln von Süßwassergastropoden.
Bruchstücke kleiner Gräten von Süßwasserfischen usw.

beobachtet (Tafel I). Sie zeigen, daß die Schichten im Liegenden des Marins von Mühldorf rein limnischen Charakter haben. Zur Zeit ihrer Ablagerung scheint das Granitztal noch ein abgeschlossenes Becken gewesen zu sein. Erst die Schichten von Mühldorf verdeutlichen, daß infolge einer marinen Transgression das Gebiet zur Randbucht eines Meeres wurde.

II.

Material aus Bohrungen der Lavanttaler Kohlenbergbau G. m. b. H.

Bei den Bohrungen im Rahmen der Aufschlußtätigkeit im Revier St. Stefan (Tafel II und III) niedergebracht, wurden nur sporadisch ver-

wertbare Kerne gezogen. Trotzdem wird eine möglichst vollständige Liste der vorliegenden Bohrproben gegeben, um zu zeigen, daß Schichten mit guter Fossilführung wiederholt beobachtet wurden. Die Bestimmung der Foraminiferen erfolgte hier durch R. Grill (Wien).

Bohrung B 1 Sp.

Teufe 21—24 *m*: *Hydrobia* sp.
Mohrensternia inflata inflata Andrz.

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten, normalbrackisch.

Bohrung B 2 Sp.

Teufe 12 *m*: *Cardium* sp. Splitter
Gobius cf. *preciosus* Prochazka (nach E. Weinfurter)
Elphidium crispum Linné
Elphidium aculeatum d'Orb.
Rotalia beccarii Linné
Cytheridea mülleri Münster
Quinqueloculina sp.

Teufe 24—27 *m*: Fischreste und kleine Zähnchen von ? *Gobio* sp. Deckel von Süßwasserschnecken *(?Bulimus)*.

Charakteristik: 12 *m* Sarmat, Rissoenschichten, normalbrackisch, 24—27 Süßwasserfazies.

Bohrung F 2, Kern.

Teufe 289·5—292·32 *m*: Kleine Fischknochen, Zähnchen von ? *Gobio*, Deckel von ? *Bulimus*.

Teufe 424—427 *m*: *Hydrobia* sp. aff. *H. stagnalis* (Basterot) Kleine Tegelform
Mohrensternia inflata inflata (Andrz.)
Mohrensternia banatica Jekelius
Ervilia dissita dissita (Eichwald)
Syndosmya reflexa (Eichwald)
Cardium janoscheki n. sp.
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Ferussac)
Serpulidae indet.
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Quinqueloculina sp. mehrfach
Triloculina sp. mehrfach
Elphidium sp. selten
Cytheridea mülleri (Münster) selten

Teufe 503·3—504 *m*: Fischreste, verschiedene kleine Zähnchen, Bruchstücke von Schneckendeckeln
Chara escheri (Al. Braun) Unger.

Teufe 529 *m*: Pflanzenhäcksel
Chara escheri (Al. Braun) Unger.

Teufe 289·5—292·32 *m*: Süßwasserfazies.

Teufe 424—427 *m*: Sarmat, Rissoenschichten, Normalbrack.

Teufe 503·3—504 *m*: Süßwasserfazies.

Teufe 529 *m*: Süßwasserfazies.

Bohrung F 3 Kern.

Teufe 373·6—376·4 *m*: Deckel von Süßwasserschnecken, Fischreste (kleinste Knochensplitter), Otolith von *Gobius*
Cyprinidae (Schlundzahn) Süßwasserfazies.

Teufe 404·9—407·2 *m*: Fauna wie vor.

Teufe 424·9—425·8 *m*: *Cardium* aff. *pseudoplicatum* Friedberg
Modiolaria sarmatica Gat.
Modiola sp.
? *Syndosmya* sp.
Elphidium aff. *crispum* (Linné) häufig
Elphidium aculeatum (d'Orb.) selten
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Quinqueloculina sp. selten
Triloculina sp. selten
Cytheridea mülleri Münster.

Charakteristik: Brackwasserfazies des Sarmat.

Teufe 434·4—437·9 *m*: Fischreste (kleine Knochenbruchstücke und Zähne)
Chara sp. ?, *Ch. escheri* (Al. Braun) Unger
Süßwasserfazies.

Bohrung B 4 Sp.

Teufe 31·0—32·0 *m*: *Gobius aff. pretiosus* Procházka
Elphidium reginum (d'Orb.) selten
Elphidium josephinum — aculeatum (d'Orb.) selten
Elphidium aff. *crispum* (Linné) mehrfach
Rotalia beccarii (Linné) mehrfach
Cytheridea mülleri (Münster) und andere Ostracoden
Hemicythere sp. selten

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten, Normalbrack.

Bohrung B 8.

Teufe 40 *m*: Cerithienschill mit *Pirenella picta picta* (Defr.) (Form des unteren sarmatischen Tegels)
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Ferussac) (Form wie im Sarmat des Wiener Beckens)
Ervilia dissita dissita (Eichwald)
Modiolaria sarmatica (Gatuev)
Cardien
Quinqueloculina sp.
Rotalia beccarii (Linné)
Elphidium aculeatum d'Orb.
Elphidium aff. *crispum* (Linné)
Hemicythere cf. *punctata* (Reuss)
Cytheridea mülleri (Münster)

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten, Normalbrack., sehr fossilreich und reiche Foraminiferenführung.

Bohrung B 9.

Teufe 36—39 *m*: Ervilienschill mit *Ervilia dissita* s. sp. *indet.* (Eichwald) (relativ kleine dünnschalige niedrige Form)
Cardien
Elphidium aff. *crispum* (Linné) häufig
Elphidium josephinum — *aculeatum* (d'Orb.) mehrfach
Elphidium sp. häufig
Rotalia beccarii (Linné) mehrfach
Quinqueloculina sp. mehrfach
Triloculina sp. mehrfach
Hemicythere cf. *punctata* (Reuss)
Cytheridea mülleri (Münster).
Krebsreste (selten)

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten Normalbrack., fossilreiche Bivalvenfauna mit reicher Foraminiferenführung.

Bohrung B 12.

Teufe 19·6—20·6 *m*: Fossilarm, nur wenige nicht näher bestimmbare Splitter von Landschnecken.

Bohrung B 13.

Teufe 35—36 *m*: *Mohrensternia inflata inflata* (Andrz.)
Mohrensternia styriaca Hilber
Syndosmya sp.
Cardium janoscheki n. sp.
Pirenella picta picta (Defr.)
Hydrobia sp.
Rotalia beccarii (Linné) (häufig)
Elphidium aff. *crispum* (Linné) (selten)
Quinqueloculina sp. (selten.)

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten, Normalbrack.

Bohrung B 14.

Teufe 18·0—18·30 *m*: *Modiolaria sarmatica* (Gatuev)
Cardien, Replidaenaformen von *C. janoscheki* n. sp. und *C. latesulcum* Münster
Elphidium aff. *crispum* (Linné)
Elphidium aceluatum (d'Orb.)
Rotalia beccarii (Linné)
Cytheridea mülleri (Münster).

Tenfe 50·0—50·80 *m*: Fischreste eines kleinen Fisches
Chara sp. *(?Ch. escheri* [Al. Braun] Unger).

Teufe 50·80—51·80 *m*: *Hydrobia* sp.
Mohrensternia inflata (Andrz.)
Mohrensternia moesia Jekelius
Mohrensternia angulata (Eichwald)
Ervilia dissita dissita (Eichwald)
Modiolaria sarmatica (Gatuev)
? *Cardium vindobonense* (Partsch) *Laskarev* (Splitter).

Bohrung B 16.

Teufe 12·0—13·0 *m*: *Ervilia dissita dissita* (Eichwald)
Replidacnaform von *Cardium vindobonense* (Partsch) Laskarev
Gobius vicinalis Koken
Hydrobia sp.
Elphidium aff. *crispum* (Linné)
Cytheridea mülleri (Münster).

Charakteristik: Sarmat, Rissoenschichten, Normalhrack.

Bohrung B 39.

Teufe 54 *m* bis Ende: Bruchstücke von Gräten kleiner Fische Deckel von Süßwassergastropoden.

Teufe zirka 58 *m*: wie vor. Süßwasserfazies.

Bohrung B 24.

Teufe 27—30 *m*: *Pirenella picta picta* (Defr.) Formtypus des Untersarmats
Kleine Splitter von Cardien
Cytheridea mülleri Mstr. (häufig)
Hemicythere omphalodes (Reuss)
Elphidium aff. *crispum* (Linné)
Rotalia beccarii (Linné) (häufig)
Brackwasserfazies des Sarmats.

Bohrung B 40.

Teufe 59—60 *m*: *Cytheridea mülleri* (Mstr.)
Elphidium sp.
Elphidium cf. *aculeatum* (d'Orb.)
Rotalia beccarii (Linné)
Modiolaria sp. (Splitter)
Cardium sp. aff. *vindobonense* (Partsch) Laskarev
Brackwasserfazies des Sarmats.

Bohrung „W 3", Kern.

Teufe 240 *m*: *Pirenella picta* Defr. (nach Ang. v. Dr. Beck-Mannagetta).

Teufe 259·70—261·50 *m*: *Ervilia dissita* (Eichwald)
Röhrenstück eines agglutinierenden Polychäten
Rotalia beccarii (Linné).

Teufe 271·50—271·60 *m*: Deckel einer Süßwasserschnecke.

Teufe 282·60—282·70 *m*: *Modiolaria sarmatica* (Gatuev)
Mactra vitaliana eichwaldi Laskarev
Syndosmya sp.
Cardium vindobonense (Partsch) Laskarev.

Teufe 282·90—282·95 *m*: (schlechte Erhaltung der Fossilien)
Pirenella sp.
Cardium sp.

Teufe 328·50—328·55 *m*: *Modiolaria sarmatica* (Gatuev) (häufig)
Mohrensternia inflata (Andrz.)
Cardium sp.
bis zur Teufe 328·55 *m* sicheres Sarmat in typischer Ausbildung.

Teufe 472·80—472·90 *m*: *Unio* sp. Süßwasserfazies des Tortons.

Bohrung „B", Kern.

Teufe 89·40—93 *m*: Im Rückstand ziemlich viel Lignit
Pirenella picta Defr. (zahlreiche Splitter)
Clithon (Vittoclithon) pictus (Fer.) (einzelne Bruchstücke)
Modiola sp. (einzelne Bruchstücke)
Cardium sp. (einzelne Bruchstücke)
Gobius sp. (1 Otolith)
Rotalia beccarii (Linné) (zahllose Exemplare)
Elphidium sp. (etwas seltener, sehr kleine Formen)
jüngerer Charakter des älteren Sarmats.

Teufe 111·0—112·5 *m*: Zahlreiche Deckel von Süßwassergastropoden.

Teufe 145·9—165·0 *m*: 0.

Teufe 167·0—179·0 *m*: Splitter von kleinen Fischgräten.

Teufe 179·0—188·0 *m*: *Mohrensternia banatica* Jekelius
Cardium sp. (zahllose kleine Splitter)
Ervilia sp. (wenige Splitter)
Rotalia beccarii (Linné) (nicht häufig)

Teufe 243·80—246·9 *m*: Kleine Splitter von Fischgräten.

Teufe 277·0—282·0 *m*: Kleine Splitter von Fischgräten.

In dieser Bohrung kann Sarmat bis zu einer Tiefe von 188 *m* als sicher nachgewiesen gelten. Diese Bohrung wurde schon vor mehreren Jahren abgeteuft und das Vorhandensein von Foraminiferen im Hangenden des Flözzuges von St. Stefan wurde von A. Winkler-Hermaden und F. Kahler angedeutet.

Die untersuchten Kerne ergaben einen guten Überblick der Makro-, ebenso wie der Mikrofauna. Entsprechend dem Zweck der Bohrungen wurde nur in Flöznähe gekernt, weshalb keine geschlossenen Profile vorliegen. Da jedoch die molluskenführenden Mergel in Flöznähe aufzutreten pflegen, so ergab sich eine relativ große Zahl von verwertbaren Proben.

Die Erhaltung der Mollusken, ebenso wie der Foraminiferen und Ostracoden ist sehr gut, weshalb ihre Bestimmung gesichert erscheint. Das häufige Auftreten von Mohrensternien ist für das Sarmat bezeichnend, vor allem, wenn es möglich ist, eine genauere Determinierung durchzuführen. Rissoen des Brackwassers im Helvet sind von jenen des Sarmats verschieden. Erst an der Wende Torton-Sarmat kommen die genannten Arten zur Ausbildung. Ähnliches gilt für *Ervilia dissita dissita*, die mit Mohrensternien und *Syndosmya reflexa* vergesellschaftet, in den Rissoenschichten des Sarmats aufzutreten pflegt. Die Cardien haben ebenfalls sarmatischen Charakter, vor allem kommt dem *Cardium janoscheki*, einer für Rissoenschichten bezeichnenden Art im Wiener Becken und am Wald-

hof (Thal) bei Graz (= *C. suessi* Hilber non Barbot, Hilber [1897], Tafel 1, Fig. 20) stratigraphischer Wert zu. Die übrigen Mollusken stellen eine Vergesellschaftung dar, die im Sarmat zu erwarten ist.

Die Mikrofauna, Foraminiferen, ebenso wie Ostracoden, zeigen eine Auslese, wie sie im Sarmat des Wiener Beckens immer wieder auftritt. Die Übereinstimmung mit entsprechenden Proben aus dem Wiener Becken ist vollständig. Der Einwand, daß es sich hier nicht um Sarmat, sondern um ein brackisches Marin (Torton oder Helvet) handeln kann, ist zu widerlegen, da in diesen Schichten, die typisch erst im Sarmat entstehenden Arten (z. B. *Cardium janoscheki, Mohrensternia banatica* u. a.) fehlen müßten, um durch andere Arten ersetzt zu sein.

Es muß hervorgehoben werden, daß die Normalbrackfazies des Sarmats, z. B. in Bohrung F 2 und B 14 von fossilführenden Süßwasserschichten begleitet wird. In diesen ist besonders das Auftreten kleiner Fischzähnchen und kleiner Splitter vom Grätenskelett auffallend, die wahrscheinlich von einem kleinen Süßwasserfisch *(? Gobio)* herrühren, außerdem Deckel von Süßwasserschnecken und Oogonien von *Chara*. Der Wechsel zwischen Süßwasserfazies und Normalbrack kann mehrere Male erfolgen.

Die fossilführenden Sarmatproben stammen z. B. aus dem Hangenden der Kohlenflöze, bei der Bohrung F 3 (424·90—425·8 *m*) und B 40 (60 *m*), aber auch aus dem Liegenden. Die Grenze Sarmat-Torton wird daher nicht, wie ursprünglich vom Verfasser angenommen wurde, von dem Kohlenflöz von St. Stefan gebildet, sondern befindet sich zirka 80 *m* tiefer (W. Petrascheck).

Weitere Aufschlüsse im Revier St. Stefan

Querschlag im Hangenden des Hangendflözes St. Stefan-Ostfeld.

Zahlreiche Splitter von größeren Landschnecken (*?Helicidae indet.*) und Pupidae (auch Mündungsteile)

Limax sp.

Chara escheri (Al. Braun) Unger

? Gobio sp. Zahlreiche Zähne und Bruchstücke von Gräten.

Charakteristik: Süßwasserfazies.

4 *m* Liegend Liegendflöz Mareiner Feld Strecke 7, Bremse 16

Pseudochloritis gigas Pfeffer

Unmittelbares Hangend des Liegendflözes,

Sprung U 1 Mareiner Feld

Zahlreiche Deckel von Süßwasserschnecken

(*Bulimus* oder *Bythinia*)

Fischgräten und Fischschuppen

Planorbis sp.

Chara escheri (Al. Braun) Unger

Liegendes des Liegendflözes im oberen Dachbergschotter, 50 *m* O Heidschuster, SO Sulzer südlich Jakling.

Limax sp.

Splitter von Landschnecken.

Liegendes vom Liegendflöz bei St. Stefan:

Chara meriani (Al. Braun) Unger.

Ettendorf, nördlich Lavamünd

Schlämmrückstand einer Probe 3 *km* nordwestlich von Ettendorf (nördlich Lavamünd), Fossilzeichen, Blatt Unterdrauburg, H. Beck [1929]; Tafel I).

Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi (M. Hörnes)
Hydrobia suturata andrusovi Hilber
Caspia (Caspia) microtesta n. sp.
Mohrensternia inflata (Andrz.)
Mohrensternia banatica Jekelius
Pirenella picta (Defr.)
Acteocina lajonkaireana lajonkaireana (Bast.)
Cardiinae div. sp. (kleine Splitter)
Modiolaria sarmatica (Gat.)
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Fer.)

Dieses fossilreiche Vorkommen deckt sich vollkommen mit jenen, die in den Bohrungen als Sarmat erkannt wurden. Es befindet sich in Schichten, die sich über marinem Miozän (Torton von Lavamünd und Ettendorf) befinden.

Die reiche Mikrofauna einer Probe aus dem gleichen Gebiet zeigte häufig:

Cytheridea mülleri (Münster)
Cytherella ? crystallina (Reuss)
Cyprideis sp.
Hemicythere ? notata (Reuss)
Rotalia beccarii (Linné) (häufig)
Elphidium aff. *crispum* (Linné) (selten)
Elphidium sp. (mehrfach) u. a. m.

Material Dachberg

Liegendtone des Quarzschotters aus Werdenbach (= Höfer [1892], S. 324, Hangende Tonzone K, Tafel II, „DB").

Durch die freundliche Unterstützung von Herrn Dr. F. Kahler gelang es, das von Penecke bestimmte Originalmaterial zu bekommen, welches Höfer (1892), S. 324, erwähnt. Es werden aus Tonen im Liegenden von Quarzschottern, die bei einer Bohrung in 56—58 *m* Tiefe angefahren wurden, erwähnt:

Cerithium plicatum Brug.
Neritina picta Fer.
Odostomia Schwartzi M. Hörn.

Die Etikette der vorliegenden Tonprobe trägt die entsprechenden Artnamen, wie auch den Vermerk des Finders Herrn Ing. Seeland. Es ist desbalb ziemlich sicher, daß es sich um die gleiche Probe handelt, die einst Penecke und Höfer vorgelegen hat. Durch Schlämmen eines kleinen Bruchstückes dieser Tonprobe konnte eine auffallend individuenreiche Mikrofauna festgestellt werden, so daß wir folgende Arten angeben können:

Pirenella picta picta (Defr.)
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Fer.)
Gobius aff. *pretiosus* (Prochazka)

Rotalia beccarii (Linné)
Elphidium aff. *crispum* (Linné)
Hemicythere omphalodes (Reuss)
Cyprideis sp.

Schon Höfer war 1892 das Vorkommen eines „*Cerithium plicatum*" aufgefallen, die bekanntlich im Wiener Becken mit dem Burdigal erlischt, in Schichten, die sich mindestens „800" *m* über dem Mühldorfer Schlier befinden. Die neuerliche Bestimmung ergab, daß es sich jedoch um eine Art handelt, die mit der typischen *Pirenella picta* zu identifizieren ist, u. zw. von jenem Typus, wie er in den sarmatischen Rissoenschichten, z. B. am Waldhof bei Wetzelsdorf, angetroffen wird. Das gleiche gilt für *Clithan (Vittoclithon) pictus pictus*, der hier in einer für das Sarmat geläufigen Form auftritt.

Odostomia schwartzi wurde mit den nur Spiralreifen tragenden Anfangswindungen der *Pirenella picta* verwechselt, letzteren fehlt allerdings die für „*Odostomia schwartzi*" bezeichnende Spindelfalte. Die Mikrofauna enthält eine Vergesellschaftung, die für das Sarmat bezeichnend ist. Besonders hervorzuhehen ist das sehr häufige Vorkommen des Ostracoden *Hemicythere omphalodes* (Reuss), die eine nur im Sarmat vorkommende Art repräsentiert.

Nach diesen Befunden, ebenso nach der Lagerung, besteht kein Zweifel, daß es sich auch hier um sarmatische Schichten handelt, die an sich also seit langem bekannt waren, deren Fossilbestimmungen seit Penecke aber nicht revidiert wurden, obwohl Dreger (1907, S. 86) das Alter der marinen Schichten schon als Badener Tegel anführt und für den Ton mit lignitischen Braunkohlenflözen von St. Stefan ein sarmatisches Alter andeutete.

Wie aus der Korrelation der Proben mit sarmatischer Fauna und deren Vergleich mit dem Sarmat vom Dachberg hervorgeht, treten die Vergesellschaftungen mit *Pirenella picta* (Defr.) am Dachberg, bzw. in Bohrung B 24, 27—30 *m*, Bohrung „B", 89·40—93 *m* und Bohrung „W" 3, 240 *m* auf. Es handelt sich dabei um relativ höhere Straten als jene die *Mohrensternia*, *Syndosmya* und *Modiolaria* geliefert haben. Der Charakter der *Pirenella picta* deutet jedoch noch auf älteres Sarmat im Sinne der Gliederung im Wiener Becken.

Somit wäre im Lavanttal, wahrscheinlich bedingt durch bathymetrische Änderungen, in dem an sich kleinen Becken ein tieferes und ein höheres Niveau im älteren Sarmat zu unterscheiden.

Ergebnisse

Die Untersuchung des Fossilmaterials aus dem Jungtertiär des Lavanttales ergab, daß Sarmat in guter Fossilführung an mehreren Orten vorkommt, u. zw. im Revier St. Stefan, nördlich Ettendorf und am Dachberg. Es entspricht faziell den Rissoenschichten im Wiener Becken.

Sowohl die fossilreichen, marinen Schichten von Mühldorf wie auch die z. T. unter Süßwassereinfluß abgelagerten Schichten bei Lavamünd-

Ettendorf ergeben eine Einstufung in das jüngere Vindobon (= Torton), als gleichaltrige Bildungen des Badener Tegels und seinen Äquivalenten im Wiener Boden.

Im Liegenden der fossilreichen marinen Schichten von Mübldorf befinden sich limnische Bildungen (Granitztal), ebenso im Hangenden (Dachberg, Bohrungen St. Andrä). Sowohl im Torton, wie im Sarmat, wurde damit das Lavanttal zu einer Randbucht des Mittleren Donaubeckens. Dadurch wird die Tertiärserie dieses Gebietes in eine Position gerückt, durch die Fragen der Rekonstruktion der Ausdehnung des Meeres im Miozän aufgeworfen werden. Nach den paläontologischen Befunden, Ausbildung der Formen, Zusammensetzung der Mollusken- und Mikrofauna, müssen sowohl im Torton, wie im Sarmat aus dem Gebiet des Lavanttales Verbindungen zum Mittleren Donaubecken bestanden haben. Diese setzen allerdings noch zu Beginn des Obermiozäns einen ganz anderen Charakter der Morphologie des Westrandes der Grazer Bucht voraus, wie in der Gegenwart.

Das Torton im Wiener Becken, ebenso wie im Lavanttal, hat eine Faunenausprägung, die unbedingt eine Verbindung mit einem Weltmeer voraussetzt. Weder für das Torton im Lavanttal, noch für das Torton des gesamten Mittleren Donaubeckens sind derartige Verbindungswege in der Gegenwart zu erkennen. Wenn man jedoch die starken Änderungen in der Morphologie des Gebietes zwischen Lavanttal und Grazer Bucht berücksichtigt, die eine derartige Verbindung voraussetzen [1]), so wäre wohl zu erwägen, ob aus dem SW des Mittleren Donaubeckens nicht eine Verbindung in den Adriatischen Raum bestanden haben könnte. Eine derartige Hypothese setzt aber noch eingehende faunistische Untersuchungen voraus, ebenso eine gründliche Untersuchung anderer möglicher Verbindungswege, schließlich sichere Angaben über die jungtertiäre Orogenese der südlichen Alpen und nördlichen Dinariden, so daß diese Erwägungen nur als Hinweise aufgefaßt werden mögen, die sich aus den hier getroffenen Feststellungen unmittelbar ergeben.

In der hervorragenden Beschreibung des Sarmats von Gleichenberg durch A. Winkler-Hermaden (1913), wurde ein Unter-, Mittel- und Obersarmat unterschieden. Das Untersarmat bei Gleichenberg ist vorzüglich in Ervilien- und Syndosmyenfazies entwickelt. Die Molluskenfauna des Mittelsarmats von Gleichenberg ist jedoch schon bedeutend höher entwickelt als jene, die wir im Lavanttal beobachten konnten und ist demnach jünger.

Im Grazer Becken, faunistisch vollständig mit der Sarmatfazies aus dem Lavanttal übereinstimmend, ist das Vorkommen vom „Waldhof" (zirka 4 *km* westlich Wetzelsdorf bei Graz) zu nennen. Dieses Sarmatvorkommen liegt ziemlich isoliert auf den alten Gesteinen der Beckenumrahmung und muß seinerseits mit dem basalen Sarmat, eben den Rissoenschichten im Wiener Becken, verglichen werden. Das Sarmatvorkommen vom „Waldhof" ist somit nicht nur das faunistisch, sondern auch räumlich und lagemäßig ähnlichste mir bekannte Sarmatvorkommen des Grazer Beckens, mit dem das Sarmat vom Lavanttal verglichen werden kann.

[1]) Die Konstruktion einer Meeresverbindung des Lavanttales nach Süden und Südosten stößt auf die gleichen Schwierigkeiteu.

Schrifttum

Beck, H., Kieslinger, A., Teller, F., Winkler, A. (1929): Geologische Spezialkarte Unterdrauburg. Geol. B. A. Wien.

Beck-Mannagetta, P. (1950): Schichtfolge und Tektonik des Tertiärs des unteren Lavanttales. Anzeiger Österr. Akad. d. Wiss. Wien.

Beck-Mannagetta, P. (1952): Über die heutige Kenntnis des Tertiärs im unteren Lavanttale (Kärnten). Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft C.

Dreger, J. (1907): Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. Verh. Geol. R. A. Wien.

Friedberg, W. (1911—1928): Molluska miocaenica Poloniae Gastropoda, Lemberg.

Hilber, V. (1879): Neue Conchylen aus den mittelsteirischen Mediterranschichten. Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 79.

Hilber, V. (1897): Die sarmatischen Schichten vom Waldhof bei Wetzelsdorf. Mitt. Naturw. Vereins. f. Steiermark.

Höfer, H. (1892): Das Miozän bei Mühldorf in Kärnten. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 42.

Hörnes, M. (1856 und 1870): Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. Geol. R. A. Wien, Bd. 3 und 4.

Hörnes, M. und Auinger, M. (1879): Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. Mediterranstufe. Abh. Geol. R. A. Wien.

Kahler, F. (1933): Über die Verbreitung kohlenführenden Jungtertiärs in Kärnten. Verh. Geol. B. A. Wien.

Lipold, M. V. (1854): Die tertiären Ablagerungen im Lavantthale Kärntens. Jahrb. Geol. R. A. Wien, S. 889—891.

Papp, A. (1950): Über die Einstufung des Jungtertiärs im Lavanttal. Anzeiger d. Österr. Akad. d. Wiss. Wien.

Papp, A. (1951): Über die Altersstellung der Schichten von Liescha bei Prevali und Lobnig. Car. II, S. 62—64, Klagenfurt.

Papp, A. (1951): Über Verbreitnng und Entwicklung von ... Sitzber. d. Österr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. (im Druck).

Penecke, K. A. (1886): Bemerkungen über das Miozän von Lavamünd. Jahrb. naturhist. Landesmus. Kärnten, S. 1—8.

Petrascheck, W. (1924): Die Kohlengeologie der österreichischen Nachfolgestaaten. Verlag für Fachliteratur Wien, S. 190—193.

Sieber, R. (1936/37): Die miozänen Potamididae, Cerithidae usw. Festschrift Embrik Strand, Riga.

Sieber, R. (1938): Über Anpassung und Vergesellschaftung miozäner Mollusken des Wiener Beckens. Palaeobiologica 6, Wien.

Sieber, R. (1949): Die Turritellidae des niederösterreichischen Miozäns. Anzeiger der Österr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.

Sieber, R. (1950): Die mittelmiozänen Crassatellidae, Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. Anzeiger der Österr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.

Stefanovic, B. (1950): Sur les coquilles perforés des mollusques du Sarmatien usw. Annal. Géol. de la Péninsule Balkanique, 18.

Weinkauff, H. (1867): Die Conchylien des Mittelmeers, ihre geographische und geologische Verbreitung. Kassel.

Winkler-Hermaden, A. (1937): Das Miozänbecken des unteren Lavanttales. Zentralbl. f. Min. usw., Abt. B, S. 101—108 und 113—129.

Winkler-Hermaden, A. (1943): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär in F. X. Schaffer: Geologie der Ostmark. Verlag Deuticke Wien, 1. Auflage.

Winkler-Hermaden, A. (1952): Ebendort, 2. Auflage.

Zur Mikrofauna der Mühldorfer Schichten

von Rudolf Grill

Die Untersuchung des Lavanttaler Jungtertiärs nach Mikrofaunen erschien im Hinblick auf die in den letzten Jahren im Wiener Becken und im Alpenvorland auf mikropaläontologischer Basis erzielten feinstratigraphischen Arbeitsergebnisse als ein lohnendes Unternehmen. Auch im Grazer Becken sind die Forschungen in vollem Flusse und lassen wertvolle Ergebnisse erwarten. Dies ist umso wichtiger, als ja anzunehmen ist, daß die mikrofaunistischen Beziehungen zwischen Grazer Becken und Lavanttaler Tertiär noch inniger sind, als sie auf Grund der vorliegenden Untersuchungen zwischen diesem und dem Wiener Becken festgestellt wurden.

Untersucht wurden 16 Proben der Mühldorfer Schichten (Abb. 2 und Tafel VII, Profil 1 und 1 a), deren Entnahmestellen und nähere Charakteristik der Beschreibung von Dr. Beck-Mannagetta, der die Aufsammlungen vornahm, zu entnehmen ist. Die Proben A—K liegen in einem Profil und sind vom Hangenden ins Liegende angeordnet, wie der genannte Autor die Beschreibung vornimmt und dadurch einen leichten Vergleich mit dem alten Höferschen Profil (1892) ermöglicht. In einer eigenen Kolonne werden die beiden Proben Luftschutzstollen und Sautratten angeführt, deren Lagebeziehung zum Profil ebenfalls aus S. 45 zu entnehmen ist. Schließlich scheint als letzte die neue Fundstelle von Mühldorfer Schichten auf, das Material von den Regulierungsarbeiten bei Mettersdorf.

Die aufgefundenen Foraminiferenarten sind in der Tabelle festgehalten. Daraus ist wohl auf den ersten Blick zu entnehmen, daß die Mikrofauna der Mühldorfer Schichten als reich zu bezeichnen ist. Die Liste enthält 65 Arten, wozu noch einige kämen, von denen nur wenige und gänzlich unzulängliche Bruchstücke vorlagen. Eine Reihe von Formen tritt in verschiedenen Proben ausgesprochen häufig auf, andere wiederum sind durchwegs nur selten vertreten. Die Fauna zeigt im allgemeinen auch guten Wuchs. Im einzelnen weisen die Proben in der faunistischen Zusammensetzung Verschiedenheiten auf, denen mehr als lokale Bedeutung zukommen mag.

Probe A im Hangenden des Profils im Gemmersdorfer Bach (Abb. 2), Ostende desselben, stammt aus einem Sand und die Foraminiferenfauna ist besonders gekennzeichnet durch *Elphidium flexuosum*, das sich in den anderen Proben des Profils nicht findet. Dazu kommt *Nonion commune-boueanum*, *Rotalia beccarii*, *Eponides schreibersi*, *Cibicides dutemplei* und *C. lobatulus*, nebst einigen selteneren Arten. Es liegt also, verglichen mit den tieferen Proben, eine verarmte Fauna vor, welche die Verflachung des Beckens widerspiegelt und wohl auch auf leicht brackische Einflüsse schließen läßt.

Tabelle II
Tabelle der gefundenen Foraminiferen

	Profil im Gemmersdorfer Bach											Luftschutzstollen	Sandgruben	Mettersdorf
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K			
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)			h	h		+	s	h		+	s	s	h	h
Textularia ex gr. *agglutinans* d'Orb.			+	+		+	+	h	s		s		+	
Bigenerina nodosaria d'Orb.							s							
Martinottiella communis (d'Orb.)				+		s		s					s	s
Quinqueloculina pulchella d'Orb.							+							
Quinqueloculina agglutinans d'Orb.			s	s		s	s	s		s	s		+	
Triloculina sp.			s	s			s			s	s			s
Reste von *Triloculina* und *Quinqueloculina*		s	s									s	s	
Spiroloculina berchtoldsdorfensis Karr.						s		s		s			s	s
Spiroloculina excavata d'Orb.							s							
Robulus inornatus (d'Orb.)												s		
Robulus cultratus Montf.							s	s			s			
Robulus calcar (Linn.)					s			s						
Robulus spp.			s	s	s	s	s		s	s		s	+	
Planularia sp.							s							
Marginulina behmi Rss.					s		s		s				s	s
Dentalina emaciata Rss.							s		s					
Dentalina scabra Rss.							+							
Dentalina bifurcata d'Orb.							s							
Dentalina communis d'Orb.							s							
Nodosaria pyrula d'Orb.							s		s					
Lagena sp.							s							
Guttulina austriaca d'Orb.			s	+		+	+	+	s	s	s		+	s
Globulina gibba d'Orb.				s			s	s	s	s	s	s		
Glandulina laevigata d'Orb.				s		s							s	
Nonion commune-boueanum (d'Orb.)	+		h	h	+		s	+	s	+	+	s	h	h
Nonion soldanii (d'Orb.)				+	s	h	+							
Nonion granosum (d'Orb.)	s													s
Elphidium flexuosum (d'Orb.)	+											+		
Elphidium sp.		s												
Nodogenerina consobrina (d'Orb.)							+							
Bulimina elongata d'Orb.			h	+		+	h	+	+	+	+	+	+	+
Bulimina affinis-pupoides d'Orb.			+	s	s	+	+	+	s				+	s
Bulimina pyrula d'Orb.			s	s										
Bulimina buchiana d'Orb.								+	h					
Virgulina schreibersiana Cz.	s		+	+		+	+	+	+	+	s	s	+	h
Bolivina dilatata Rss.			+	s	s	+	h							s
Bolivina ex gr. *limbata* Brady							s	+	+	+	+	s		h
Reussella spinulosa (Rss.)														s
Uvigerina aff. *pygmaea* d'Orb.					s	+	+	s		+	+			
Uvigerina bononiensis Forn.			+	+									+	s
Valvulineria complanata (d'Orb.)					s	+	s	+	+		s			s
Gyroidina soldanii (d'Orb.)			+		s	+	s	+	+	s			s	
Eponides aff. *schreibersi* (d'Orb.)	+			s								+		+
Rotalia beccarii (Linn.)	+	h	h	b			s					h	h	h
Siphonina reticulata (Cz.)						+	+	s	s					
Cancris auriculus (F. u. M.)				s		+	s	+					s	s
Amphistegina haueriana d'Orb.												s		
Ceratobulimina haueri (d'Orb.)				s					s				+	

	Profil im Gemmersdorfer Bach											Luftschutzstollen	Sautratten	Mettersdorf
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K			
Cassidulina sp.														s
Allomorphina trigona Rss.								s						
Chilostomella ovoidea Rss.								s						
Pullenia sphaeroides (d'Orb.)				+					h				+	
Globigerina triloba Rss.			s	s	+	h	+	h	h	+	+	s		+
Globigerina bulloides (d'Orb.)	s												s	
Globigerinella sp.			+			h		+						
Orbulina universa d'Orb.			s	s		+								
Anomalina rotula d'Orb.							s			s				
Anomalina austriaca d'Orb.			s											
Cibicides ex gr. *dutemplei* (d'Orb.)	+		h	h	+		s	h	+	+	+	h	+	h
Cibicides ungerianus (d'Orb.)				s	+	s	+	+	+	+	+		s	
Cibicides pseudoungerianus Cushm.			+											
Cibicides lobatulus (W. u. J.)	+											s		
Cibicides boueanus (d'Orb.)								+	+			s		s

h = häufig + = mittlere Häufigkeit s = selten

Im Glimmersandstein der Probe B fand sich nur *Rotalia beccarii* reichlich, die hier kleinwüchsig ist und einen glasigen Erhaltungszustand aufweist.

Verglichen mit Probe A weist Probe C, die, wie auch die tieferen Proben, aus Mergeln stammt, einen reichen Artenbestand auf. Die Sandschaler sind mit *Spiroplectammina carinata* üppiger Wuchsform reichlich vertreten, dazu treten grobagglutinierende Textularien. Die Buliminidae sind mit verschiedenen Arten von *Bulimina*, mit *Virgulina*, *Bolivina* und *Uvigerina* reichlich vorhanden. Globigerinen treten auf und besonders sei auch auf die *Orbulina universa* hingewiesen. Dazu gesellen sich einige häufige Arten, die auch in der Probe A aufscheinen. Noch reicher ist ein Teil der folgenden tieferen Proben. Unter den Sandschalern sei speziell noch auf *Martinottiella communis* gewiesen. In der Probe G fallen die großen Quinqueloculinen, sowie das im Vergleich zu den anderen Proben nicht ganz so seltene Auftreten von Lageniden (Dentalinen, Nodosarien) auf. Von den Polymorphiniden ist *Guttulina austriaca* in den tieferen Proben teilweise ziemlich häufig. Die Rotaliiden sind mit einer Reihe von Arten vertreten. Unter den Chilostomelliden tritt *Pullenia sphaeroides* in einer Probe häufig auf, *Allomorphina* und *Chilostomella* dagegen nur selten. Von den Globigeriniden ist vorzüglich *Globigerina triloba* in vielfach ausgesprochen großwüchsigen Exemplaren vertreten. Unter den Anomaliniden sind neben *Cibicides dutemplei* am häufigsten *C. ungerianus* und *C. boueanus*. In dieser auszugsweisen Übersicht über die Tabelle sei nur noch das fast gänzliche Fehlen der *Rotalia beccarii* von Probe E an abwärts vermerkt. Diese Art ist nur in den Proben A—D häufig und geht mit *Cytheridea mülleri* zusammen.

Von Probe C an abwärts liegt also eine arten- und individuenreiche marine Vergesellschaftung vor, wobei C und D noch Flachwasserformen in größerer Menge enthalten. Die allertiefsten Faunen lassen wieder einen gewissen

ärmeren Bestand erkennen, und zwei Proben, die das vorliegende Profil nach W fortsetzen, also weiterhin ins Liegende führen, enthalten praktisch keine Mikrofossilien. Im Rückstand fanden sich nur reichlich Fischreste. Es sind dies zwei als „Mühldorf", SW-Ende des Profils „Liegender Schiefer" und als „Fischschiefer" ausgewiesene Punkte.

Überblickt man die Faunenfolge des vorliegenden Profils nochmals als ganzes, so ist festzustellen, daß über praktisch mikrofossilfreien Fischschiefern ein Komplex folgt, der reiche marine Foraminiferenvergesellschaftungen birgt, deren oberer Teil in die verarmte und wohl auch leicht brackische Flachwasserfauna der Probe A überleitet.

In einer Fußnote zu seiner Arbeit über den geologischen Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten führt J. Dreger (1907) eine von R. J. Schubert bestimmte Mikrofauna aus einem „entkalkten Tegel von Mübldorf" an, die sich nur aus agglutinierenden Foraminiferenarten zusammensetzt, „*Ammodiscus, Haplophragmium, Trochammina, Batysiphon*". Schubert denkt an einen selektiven Erhaltungsvorgang und meint, daß „vor der Entkalkung mit großer Wahrscheinlichkeit eine reicbe Foraminiferenfauna von der Fazies des Badener Tegels eingeschlossen gewesen sein dürfte". Es ist sehr auffällig, daß sich in den von uns untersuchten Proben die angeführten Genera überhaupt nicht fanden, geschweige denn ausschließlich. Aucb konnten wir keine Beobachtungen machen, die auf Entkalkung hinweisen würden. Vielleicht ist bei der seinerzeitigen Aufsammlung eine Probenverwechslung unterlaufen.

Bevor stratigraphische Vergleiche mit benachbarten Becken gezogen werden, soll noch kurz auf die weiteren mikroskopischen Einschlüsse der von uns untersuchten Proben, sowie auf die restlichen drei auf der Tabelle vermerkten Punkte eingegangen werden. Ostracoden sind in einer Reihe von Proben nicht selten vertreten. Durch K. Turnovsky wurden folgende Arten bestimmt:

Cytheridea mülleri (Münster) (Punkt A, C, D)
Cythereis asperrima (Reuss) (Punkt J)
Cythereis hystrix (Reuss) (Punkt C, H, I)
Cythereis plicatula (Reuss) (Punkt C)
Pterygocythereis cornuta (Römer) (Punkt C)
Hemicythere angulata (Reuss) (Punkt C)
Hemicythere sp. (Punkt A)
Cytherella dilatata (Reuss) (Punkt B, F, H, I)
Bairdia arcuata (Reuss) (Punkt C)
Cytherella crystallina (Reuss) (Punkt C, F)
Candona sp. (Punkt G)
? *Leptocythere* sp. (Punkt F, G).

Diese Formen sind auch aus dem Torton des Wiener Beckens bekannt. *Cytheridea mülleri* findet sich dort besonders im unteren Sarmat und im oberen Torton. Sie ist eine typische Begleitform der *Rotalia beccarii*. Im Mühldorfer Profil ist sie in den Proben A, C und D häufig vertreten, in denen auch die erwähnte Foraminifere auftritt. Von den anderen Formen sind *Cythereis asperrima* und *Pterogocythereis cornuta* nach K. Turnovsky eher untertortonisch. Beide finden sich nicht selten in typischen Aufschlüssen des Badener Tegels. *Cythereis asperrima* ist in Probe J häufig

vertreten. Ansonst sind die Ostracodenfunde nur als spärlich zu bezeichnen, die *Cytherella dilatata* in Probe H noch ausgenommen.

Häufig sind Seeigelreste zu finden, zum allergrößten Teil Stacheln, aber auch einzelne Reste des Hautskeletts. Sie dürften sich zum größten Teil auf Spatangiden beziehen, die als Schlammbewohner auch sonst in den feinklastischen Ablagerungen der österreichischen Tertiärbecken reichlich vorkommen. Fischotolithen fanden sich besonders reichlich in den Proben G und H. Schließlich sei noch das seltene Auftreten von Bryozoen und unter den Pteropoden von *Spirialis* in pyritisiertem Erhaltungszustand erwähnt.

Die Probe vom Luftschutzstollen bei der Hleunig-Mühle hat manche Ähnlichkeit mit der Probe A des Profils. *Elphidium flexuosum* vor allem ist in mittlerer Häufigkeit vertreten, *Rotalia beccarii* ist häufig, ebenso *Cibicides dutemplei*, während *Eponides schreibersi* in mittlerer Häufigkeit und *Cibicides lobatulus* selten vorkommen. Es sind aber auch einige Arten vorhanden, die in Probe A fehlen. Jedenfalls dürfte der Punkt in die hangenden Teile des Profils einzuordnen sein. Bemerkt sei noch das sehr seltene Auftreten von *Amphistegina hauerina*. Unter den Ostracoden findet man *Cytheridea mülleri* häufig, in mittlerer Häufigkeit *Cythereis plicatula* und selten *Hemicythere angulata*. (Bestimmungen von K. Turnovsky).

Die Probe Sautratten führt die reiche marine Mikrofauna, wie sie aus dem Profil schon bekannt gemacht wurde. Sie liegt im Hangenden des Tuffes und gliedert sich als solche auch dem Profil gut ein. Bemerkenswert ist besonders, daß *Rotalia beccarii* häufig ist. An Ostracoden ist *Cytheridea mülleri* vorhanden, sowie *Cythereis asperrima* und *Cytherella dilatata*.

Auch die Probe Mettersdorf führt die reiche Mikrofauna. Hingewiesen sei auf die Häufigkeit von *Rotalia beccarii* und auf *Eponides schreibersi*. Es sei noch bemerkt, daß sich nur in dieser Probe *Reussella spinulosa* und *Cassidulina* fanden.

Obwohl es naheliegen würde, zunächst nach mikrofaunistischen Beziehungen zwischen dem Lavanttal und dem Grazer Becken zu suchen, sei doch zunächst nach dem Wiener Becken Ausschau gehalten, da im gegenwärtigen Zeitpunkte nur von dort ausreichende mikrostratigraphische Daten vorliegen. Unschwer erkennt man die reichen marinen Vergesellschaftungen des Lavanttales als tortonisch und die Fragestellung kann eigentlich nur lauten, ob Hinweise für die genauere Fixierung der Mühldorfer Schichten innerhalb des oberen Mittelmiozäns vorhanden sind. Es muß auffallen, daß in den Mühldorfer Schichten ausgeprägte Faunen, wie sie im Wiener Becken im unteren Torton, in der Lagenidenzone, entwickelt sind, fehlen. Wie schon weiter oben erwähnt, ist diese Familie nur recht spärlich vertreten und auch die wenigen Formen weisen vielfach nur ein dürftiges Größenwachstum auf, ganz im Gegensatz zur Lagenidenzone des Wiener Beckens. Es erinnern die reichen Faunen der Mühldorfer Schichten am ehesten an die foraminiferenreichen Schichten des mittleren Tortons des Wiener Beckens, die auch „Zone mit *Spiroplectammina carinata*" genannt werden. (R. Grill, 1941, 1943, 1948.) Auffällig ist, daß auch im Lavanttal im Hangenden brackische Schichten folgen, die im Wiener

Becken im oberen Torton ihr Analogon finden könnten, mit seinem Reichtum an *Rotalia beccarii*, *Elphidium crispum*, *E. flexuosum*, *Cibicides lobatulus*, *Cytheridea mülleri*. In diesen angedeuteten Parallelen würde ein zeitweise ähnlicher Entwicklungsgang der beiden Becken seinen Ausdruck finden. Selbstverständlich soll dies nur als ein ganz allgemeiner Hinweis gewertet werden, und es soll nicht versucht werden, Torton-Zonen des Wiener Beckens ohne weiteres auf das Lavanttal zu übertragen. Es erübrigt sich daher auch das Eingehen auf Einzelheiten. Generelle Tendenzen aber mögen festgehalten werden, denn diese spiegeln doch regionale Geschehnisse wider. Wir finden dies in der Feinstratigraphie des Sarmats bestätigt. Die Mikrofaunen des untersuchten Sarmatanteils des Lavanttales weisen unverkennbar denselben Charakter auf, wie er denjenigen des Untersarmats im Wiener Becken eigen ist. Zu den charakteristischen Elphidien gesellt sich reichlich *Cytheridea mülleri* nebst weiteren Ostracoden. Leider liegt kein Material aus dem höheren Sarmat vor. Im steirischen Becken ist Obersarmat mit reichlich *Nonion granosum* entsprechend der Zone mit *Nonion granosum* im Wiener Becken (R. Grill l. c.) durch K. Nehert (1951) bekannt gemacht worden, und in der Zwischenzeit durchgeführte eigene Aufsammlungen erbrachten auch Untersarmat mit ähnlichen Faunen, wie sie im Wiener Becken entwickelt sind. Weitere Vergleiche sind bei Mehrung des Materials bestimmt zu erwarten.

Aus dem Grazer Becken liegt in der Erdölbohrung Mureck 1 bei Gosdorf das einzige, nach neueren Gesichtspunkten mikropaläontologisch durchgearbeitete Bohrprofil vor. Bis etwa 534·0 *m* Tiefe wurden hier marine Schichten durchfahren. Möglicherweise gehört der alleroberste Teil des Profils noch dem Untersarmat an. Bei der angegebenen Teufe wurden Süßwasserbildungen angefahren, die von A. Winkler-Hermaden als Eibiswalder Schichten angesprochen werden. In ihnen wurden bei 1188 *m* die Bohrarbeiten eingestellt. Die Spülproben bis 70 *m* führen *Cibicides lobatulus*, der im Wiener Becken im unteren Sarmat und im oberen Torton häufig auftritt. Im Mühldorfer Profil wurde die Art aus der Probe A, also der stratigraphisch höchsten, angegeben. Die von etwa 70 bis 450 *m* Tiefe festgestellten marinen Foraminiferenfaunen weisen Verschiedenheiten auf, die über den lokalen Bereich hinaus wieder Ausdruck regionaler Vorgänge sein mögen. Von etwa 260 *m* abwärts sind neben zahlreichen anderen Foraminiferen die Lageniden mit einer Reihe von *Robulus* und *Dentalina*-Arten, weiters mit *Nodosaria*, *Marginulina*, *Frondicularia* und der charakteristischen *Vaginulina* aff. *margaritifera* nicht selten vertreten. Einzelne Formen zeichnen sich durch besonders üppiges Wachstum aus. Unter den Sandschalern fällt *Bathysiphon taurinensis* durch Riesenformen auf. Im höheren Teil des marinen Profils treten alle die genannten Formen weitgehend zurück, die Artenzahl wird erheblich geringer, wenn auch einzelne Proben durchaus noch einen reichen Individuenbestand haben, z. B. reich an Globigerinen sind. In den Proben von etwa 70 bis 100 *m* schließlich tritt *Bolivina dilatata* teilweise reichlich hervor, weiterhin *Cibicides lobatulus*, *C. boueanus*, *Cassidulina* nebst einigen anderen Kalk- und Sandschalern. Eine ähnliche Tendenz, wie sie den Faunenfolgen des Tortons im Wiener Becken eigen ist, ist unverkennbar. Wieder finden sich die reichsten Vergesellschaftungen, für die besonders die Lageniden, die charakteristischen Formen des Badener Tegels, kennzeichnend sind, in den tieferen Partien

des Profils und die ausgesprochenen Flachwasserformen dominieren in den obersten Teilen desselben. Nochmals sei aber auf das Fehlen der so ausgeprägten Faunen mit reichlich Lageniden in den Proben aus den Mühldorfer Schichten des Lavanttales hingewiesen. Keine davon weist den faunistischen Charakter des tieferen Marinanteils der Sonde Mureck 1 auf, die hier als ein gut bekauntes Profil des benachbarten steirischen Beckens etwas eingehender behandelt wurde.

Angeführtes Schrifttum:

Dreger, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten Verh. Geol. R. A. 1907.

Grill, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. Öl und Kohle, **37**, 1941.

Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. R. Amt f. Bodenforschung. Zweigst. Wien, **6**, 1943.

Grill, R.: Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Internat. Geol. Congress „Report of the Eigtheenth Session, Great Britain, 1948", Teil 15.

Höfer, H.: Das Miozän von Mühldorf in Kärnten. Jahrb. Geol. R. A. **42**, 1892, Wien 1893.

Nebert, K.: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär südwestlich Hartberg (Oststeiermark). Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, **96**, 1951.

Die Verteilung der Schwerminerale

von **Gerda Woletz**

Die vorliegende Notiz stellt einen Versuch dar, tertiäre Schichten, die in einem kleinen, abgeschlossenen Becken abgesetzt wurden, nach ihrem Schwermineralinhalt zu ordnen.

Die Analysenergebnisse der von P. Beck aufgesammelten Kartierungsproben sind in der Tabelle IV zusammengestellt und in der Skizze (Abb. 1) übersichtlich eingetragen. Die Analysenergebnisse eines Bohrprofils (F 1, Tafel III) gibt Tabelle III wieder.

Die Bohrung F 1 durchteuft nach Beck Unterpannon, Sarmat und reicht bis tief ins Obertorton. Das Schwermineralspektrum zeigt in den obersten 180 *m* viel Granat, reichlich Zoisit und Epidot, daneben Turmalin, Staurolith, Disthen und selten Hornblende. Von 213 *m* ab nimmt der Granatgehalt noch zu (bis 90%), auch Staurolith fällt mehr auf, hingegen treten Zoisit, Epidot, Disthen und Hornblende zurück.

Tabelle III.

Bohrung F_1	OP	BC	ÜD	GR	RU	ZI	TU	AP	BR	TI	ZO	EP	ST	DI	HO
84·0— 85·0 *m*	4	2	94	71	1		6	3			13	2	2	1	1
117·0—119·0 *m*	4	2	94	68	2		8	2		1	9	3	2	4	1
132·0—133·0 *m*	29	4	67	59			16			1	12	4	2	5	1
178·5—179·0 *m*	16	3	81	68	1		7	+		+	13	4	+	2	4
213·0—214·0 *m*	10	1	89	78	+		4			+	6	8	3	+	
293·8—294·8 *m*	19	2	79	82	1		1	+		+	5	2	2	4	2
334·0—336·0 *m*	10	3	87	85			5	+			2	2	4	1	1
457·7—458·6 *m*	26	5	69	86			3	1			2	1	2	3	2
530·9—531·3 *m*	28	18	54	83	+		+	4				2	8	2	
626·0—627·0 *m*	48	34	18	82			6	4					8		
724·2—724·7 *m*	99	+	1	+		+							+		
831·5—832·1 *m*	20	8	72	92			3	1					3	1	
929·7—931·0 *m*	95	1	4	++										+	
1008·8—1010·4 *m* ...	100														
1086·4—1089·4 *m* ...	23		77	87	1		2	4					6		

Erklärung der Abkürzungen in den Tabellen:

OP	= Opake Körner	AP	= Apatit
BC	= Biotit + Chlorit	BR	= Brookit
ÜD	= Übrige durchsichtige Minerale	TI	= Titanit
GR	= Granat	ZO	= Zoisit
RU	= Rutil	EP	= Epidot
ZI	= Zirkon	ST	= Staurolith
TU	= Turmalin	DI	= Disthen
		HO	= Hornblende

Tabelle IV.

		OP	BC	ÜD	GR	RU	ZI	TU	AP	BR	TI	ZO	EP	ST	DI	HO
1213	F 1, 84—85 *m*	4	2	94	71	1		6	3			13	2	2	1	1
1239	B 1, 21—24 *m*	12	+	88	67	7	+	+			1	8	8	4	4	+
1240	B 2, 12 *m*	40		60	73	5		2	+		+	7	5	+	6	+
1241	B 8, 40 *m*	19		81	69	4		1			1	17	2	3	3	
1242	B 13, 35—36 *m*	47		53	59	11	+	3			+	14	5	4	2	+
1231	Sulzer Stollen, Liegend Sand	21	4	75	67	10		5	1	1	1		1	5	9	
1227	BN 1, 23·5 *m*	21	10	69	73	3	1	3	2			1	4	9	3	1
1228	BN 2, 26·8 *m*	32	1	67	69	6	3	5	2		2	2	1	6	4	
1243	NW Prag, S St. Margarethen	31	+	69	71	3	1	+					5	2	18	
1244	Hügel östlich Siegelsdorf	14	+	86	87	2	2	3	1					4	1	
1250	Fröhlich, Zobersberg, nördlich Winkling	11	+	89	86	6		2					+	5	+	
1248	Westlich Hasenflüchter, nördlich St. Andrä	11	+	89	72	12	1	3	7				+	3	2	
1247	Sandgrube Messensach	16	1	83	83	6	2	1						6	2	
1232	Lavant-Regulierung, Stufe Mettersdorf	56	+	44	86	2	+	2	2		+	1	1	+	5	
1230	Glimmersandstein östlich Hleunig-Mühle	2	+	98	86	4		1	+		2		+	+	6	
1229	Schröker, Hohlweg nördlich Mühldorf	65	1	34		30	3	34		+		+		3	29	
1233	Bohrung St. Paul-Kollnitz, 9—10 *m*	6		94	63	3	+	1	1			3	5	+	2	21
1234	St. Paul-Kollnitz, 29 *m*	25		75	56	+		+	1			1	3	+	1	37
1235	St. Paul-Kollnitz, 37 *m*	34	+	66	42	3		1	+		1	2	4	+		46
1236	St. Paul-Kollnitz, 56 *m*	33	1	66	50	1		+	+			1	8	+	+	39
1249	Nördlich Brennerkreuz, westlich Schönweg	68	2	30	35	8	4	1	5		3	11	13	1		19
1246	Schildberg, Windischgrutschen	77		23	12	16	53	3	16							
1237	Plestätten Hangend des Flözes, südlich der Bahn	9	1	90	64	7	+	4	1		1	9	2	1	4	7
1238	Höhle unterhalb Fröhlichbauer	3		97	57	5	1	3	1		1	20	3	1	6	2

Dieselbe Zusammensetzung wie die obersten Schichten aus der Bohrung F 1 zeigen die Proben aus den Ausbißbohrungen 1, 2, 8, 13 (Tafel II) und ähnlich auch Probe 1231 aus dem Sulzer Stollen. Die beiden Proben aus N 1 und N 2 (Tafel II und Abb. 1) lassen sich mit den in F 1 zwischen 300 und 450 *m* liegenden Schichten vergleichen (Zoisit abnehmend, Staurolith zunehmend). Ein tieferes Stockwerk (Obertorton, Dachbergschotter bis Hattendorfer Sandstein) sollen die Proben 1243, 1244, 1250, 1248, 1247 vertreten. Sie sind mit ihren hohen Granatzahlen bei Fehlen von Zoisit den unteren Schichten der Bohrung F 1 vergleichbar. Bei Probe 1243 fällt ein größerer Disthengehalt auf; er könnte — es handelt sich hier um den am weitesten im N gelegenen Punkt — auf lokale Einschüttung zurückzuführen sein. Die Schwermineralspektren der Proben 1232 und 1230 ähneln einander sehr; sie unterscheiden sich von den vorher besprochenen nur geringfügig durch fast vollständiges Fehlen von Staurolith.

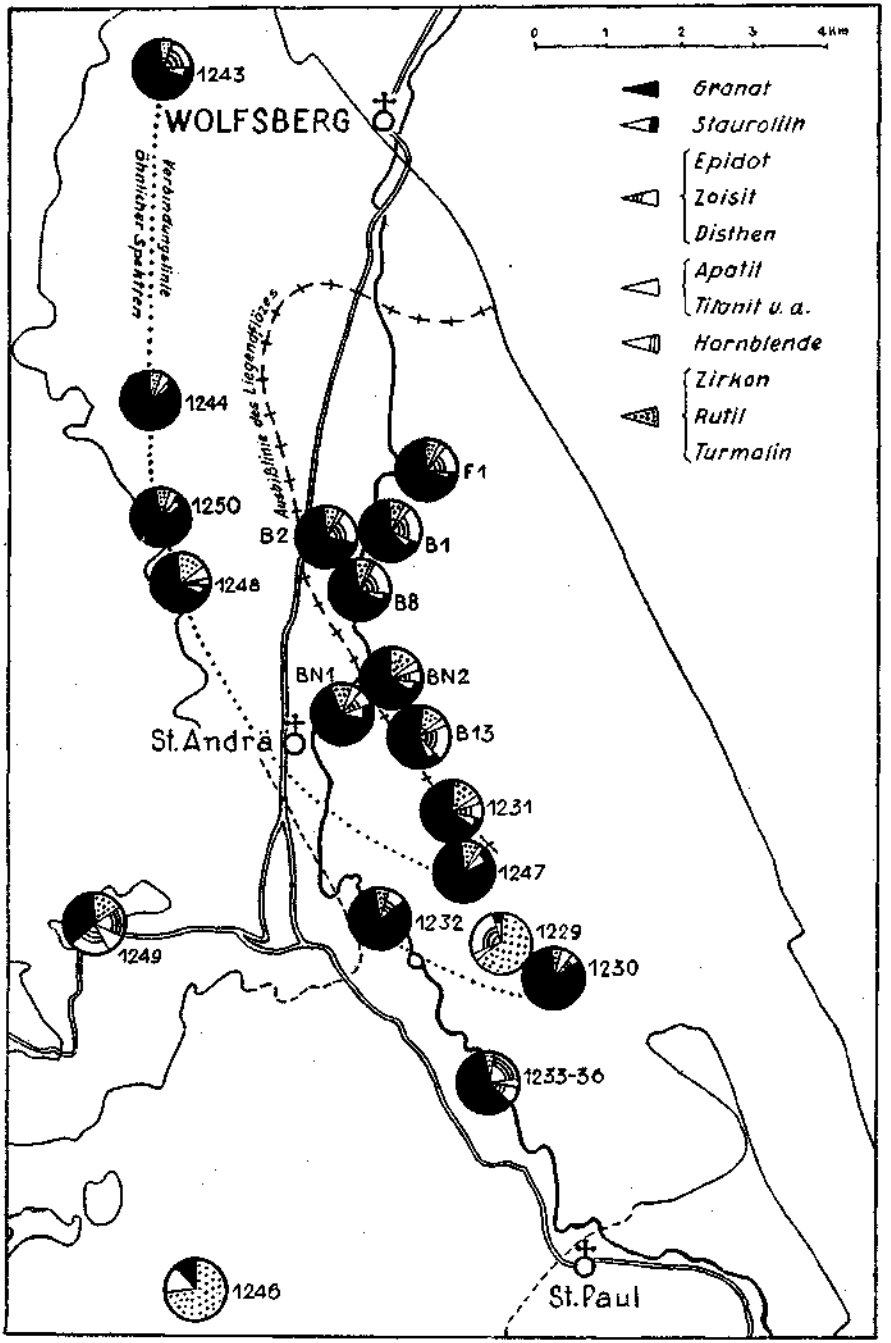


Abb. 1 Die Verteilung der Schwereminerale im Tertiär des unteren Lavanttales von G. Woletz

Probe 1229 stammt aus dem Hohlweg bei Schröker, nördlich Mühldorf. Es ist ein weißer Quarzsand, nach den Aufnahmen von Beck aus dem Hangenden des Mitteltortons. Dieser Sand hat einen von den bisher untersuchten Proben des Lavanttales stark abweichenden Schwermineralinhalt: Granat fehlt vollkommen, Staurolith ist sehr wenig vorhanden und das Spektrum wird hauptsächlich von Rutil, Turmalin und Disthen bestimmt. Dieses Schwermineralspektrum, das bisher noch mit keinem anderen aus dieser Gegend verglichen werden kann, läßt allein keine Schlüsse auf die Stellung dieses Sedimentes zu.

Eine weitere Provinz vertreten die Proben aus der Bohrung St. Paul-Kollnitz (Tafel I) und die Probe 1249 (nördlich Brennerkreuz, westlich Schönweg). Hier fällt der hohe Gehalt an grüner Hornblende neben den in höheren Schichten schon immer beobachteten anderen Schwermineralen auf.

Das Oberhelvet (bis Untertorton) aus dem Granitztaler Becken ist nur durch eine einzelne Probe von der Windischgrutschen (Nr. 1246) vertreten; es ist durch hohen Zirkongehalt, daneben Rutil, Apatit und Granat charakterisiert.

Zwei Gesteinsproben aus dem Ettendorfer Becken, von Plestätten und aus der Höhle unterhalb Fröhlich-Bauer (Nr. 1237 und 1238) zeigen ein Spektrum mit zirka 60% Granat, daneben auffallend Zoisit, Disthen und Hornblende. Dieses Schwermineralspektrum läßt sich mit keinem der bisher aus der nördlichen Mulde bekannten Spektren vergleichen.

Die Zahl der Gesteinsproben aus dem Tertiär des Lavanttales, die auf ihren Schwermineralgehalt untersucht worden sind, ist nur gering, aber man sieht schon aus den wenigen Analysen, daß die Schwermineralführung der Ablsätze vorwiegend durch die kristallinen Schiefer des Beckenrahmens bestimmt wird. Auf Grund geringfügiger Unterschiede im Schwermineralspektrum ist es jedoch möglich, einzelne Provinzen auseinanderzuhalten.

Die geologische Bedeutung der Verteilung der Schwereminerale

von P. Beck-Mannagetta

Die Probenwahl für die Untersuchungen galt folgenden Fragen: Wie äußert sich der Sedimentationsumschwung im Kuchler Horizont (siehe P. Beck-M. S. 67, Tabelle V) im Schwereminerabild? Läßt sich der (vermutliche) Sedimentzug Dachbergschotter-Hattendorfer Sandstein (siehe P. Beck-M. S. 55) in der Schwereminerabführung in gleicher Weise verfolgen? Wie verhält sich das Profil der Tiefbohrung F 1 zu den Tagesaufschlüssen? Sind (ähnliche) Proben aus den anderen Teilen des Beckens grundsätzlich unterscheidbar?

Hinsichtlich der ersten Frage, deren Bestätigung durch diese Methode am ehesten zu erwarten war, zeigten die Schwereminerabspektren keine Unterschiede; der Einzugsbereich für die Herkunft der Schwereminerale ist gleich geblieben.

Für die zweite Frage konnte die Schwereminerabanalyse eine vollkommene Bestätigung der Ergebnisse der Aufnahmsgeologie geben (Abb. 1). Der Einfluß des benachbarten Grundgebirges äußert sich, wie erwartet, in der Probe 1243 im N.

Auch mit den unteren Proben der Bohrung F 1 (Tafel III) herrscht Übereinstimmung mit der Schwereminerabführung der Proben des Dachberg-Hattendorfer Zuges bis zur tiefsten Kernprobe in 1089 *m*. Das Zurücktreten bis Fehlen der empfindlicheren Schwereminerale Zoisit, Epidot, Disthen und Hornblende weist vermutlich auf die größere Transportweite der Ablagerungen hin; eine Bestätigung der Sedimentherkunft aus dem S und SO, die auf anderem Wege erreicht wurde. Die Probe 1243 zeigt an, welches Schwereminerabild von den basalen Schottern zu erwarten wäre.

Somit deckt sich die Mineralprovinz Dachberg — Hattendorf — untere Proben der F 1 weitgehendst mit dem als oberes Torton (OT Tafel V) ausgeschiedenen Komplexe, dessen Abgrenzung vom Untersarmat ohne Faunen nicht möglich erscheint. Weitere, eingehendere Untersuchungen in der Hinsicht wären von bergmännischer Bedeutung.

Die beiden zirka 3 *km* auseinanderliegenden Aufschlüsse (Probe 1230 und 1232) der Mühldorfer Schichten (siehe P. Beck-M. S. 44 und Abb. 2) stimmen gut überein.

Die letzte Frage ist derzeit zu bejahen, doch die geringe Probenzahl gibt keinen klaren Überblick. Der auffallende Hornblendegehalt könnte von Grünschiefern stammen (Probe 1233—1236).

Die Ergebnisse des ersten Versuches einer Aufgliederung der Sedimente im Lavanttaler Becken nach ihrem Schwereminerälgehalt würden eine weitere Untersuchung auf breiterer Basis sehr wünschenswert erscheinen lassen.

Die Geologie des Tertiärbeckens

von **P. Beck-Mannagetta**

Inhalt

		Seite
1.	Gliederung	43
2.	Die Mühldorfer Schichten	44
3.	Der Dachberg	48
4.	Der Saualpen-Ostrand	51
5.	Die Schönweger Mulde	58
6.	Sedimentation in der St. Stefaner Flözmulde	59
7.	Das Ettendorfer Becken	70
8.	Die Andersdorfer Mulde	80
9.	Die Granitztaler Schichten	82
10.	Tektonik des Saualpen-Ostrandes	90
11.	Tektonik der St. Stefaner Flözmulde	91
12.	Tektonik der Andersdorfer Mulde	95
13.	Lagerung und Beziehung zum Untergrund	95
14.	Beziehung des Lavanttaler Tertiärs zu den benachbarten Becken	98
15.	Literatur	100

1. Gliederung

Im Raume von Wolfsberg bis Lavamünd sind im Tertiär zwei in Sedimentation und Tektonik klar trennbare Bereiche zu unterscheiden: 1. Die Muldenzone und 2. die Granitztaler Schichten. Beide Bereiche erscheinen vollkommen selbständig und dringen nur wenig ineinander vor. Zeitlich ist der erstere Teil der jüngere und stärker tektonisch beanspruchte. Als Berührungszone kommt nur der durch jüngere Ablagerungen fast völlig verdeckte Streifen im Liegenden der Mühldorfer Schichten in Frage, der südlich St. Andrä über südlich Mühldorf bis südwestlich Farrach von den Phylliten im NW zur Gosau im SO herüberstreicht. Die Ostgrenze wird durch eine schmale Barre von Gosaugesteinen zwischen Farrach und Weinberg gebildet (Tafel I, V und VII). An der NO-Grenze unterteufen die oberen Schichten des Granitztaler Tertiärs die Fischschiefer im Liegenden der marinen Mühldorfer Schichten. Wie weit die Granitztaler Schichten noch in die Muldenzone gegen N hereinziehen, ist nicht bekannt. Im gesamten Bereich der St. Stefaner Mulde konnten die Mühldorfer Schichten nicht nachgewiesen werden. Erst ganz im S im Ettendorfer Becken treten diese verkümmert und faziell abweichend wieder zutage.

Die Muldenzone zerfällt in einen breiten Nordteil, der St. Stefaner Mulde und einen engen Südteil, der Andersdorf-Ettendorfer Mulde. Diese beiden Abschnitte unterscheiden sich vielmehr in tektonischer als in sedimentärer Hinsicht (Tabelle V). Die Grenze wird man zwischen dem Raum südlich Maria Rojach und Ragglbach (Kaltenwinkelgraben) im O annehmen können.

2. Die Mühldorfer Schichten

Höfer (21) beschrieb ein Profil durch den „Mühldorfer Schlier", das mit den heute aufgeschlossenen Schichten größtenteils zu vergleichen ist. Das Höfersche Profil reicht von zirka 85 *m* östlich der Hleunig-Mühle (Mühlenzeichen auf der topographischen Karte, 250 *m* östlich Mühldorf am Gemmersdorfer Bach; siehe Kartenskizze, Abb. 2) mit der Schichte 1 von O gegen W entlang der Anrisse am Südufer des Baches fortschreitend bis zum Westende der Aufschlüsse zirka 300 *m* westlich der Mühle. Leider sind von dem 20 (13) Schichten umfassenden Sedimentpaket durch spätere Verrutschungen nur noch ein geringerer Teil aufgeschlossen, die mit den Angaben Höfers verglichen werden und deren Fauna mikropaläontologisch von R. Grill (S. 29) untersucht wurde. Das Profil läuft im spitzen Winkel zum generellen Streichen der Ablagerungen mit 45°, so daß die von Höfer auf 370 *m* Länge angegebene Aufschlußreihe ein Schichtpaket von nur 85 *m* Mächtigkeit (Höfer: 78·5 *m*, Kahler: 80 *m*) umfaßt. Die weiteren Tertiäraufschlüsse im Gemmersdorfer Bach gegen NO haben nach meinen Untersuchungen keine Fauna mehr geliefert. Die liegenden Ton- und Mergelschiefer (L und M), die auch an der Straße zirka 400—500 *m* südlich Mühldorf zur Straßengabel nach Maria Rojach zu aufgeschlossen waren, sind mit einer alleinigen Fischfauna und Pflanzenresten bereits Süßwasserablagerungen. Somit umfaßt das von Höfer und Grill gegebene Profil den gesamten marinen Komplex, der sowohl im Hangenden als auch im Liegenden von Süßwasserschichten begrenzt wir.

Gegen den Dachberg zu bildet der Cardiensandstein (siehe A. Papp, S. 17) knapp oberhalb Schröker die hangendste, marine Schichte in einer Fazies, wie sie im Profil des Gemmersdorfer Baches gegen O nicht mehr angetroffen wird. Der Cardiensandstein (5) bildet eine Lumachellenbank zirka 50 *m* im Hangenden der obersten marinen Schichte (A) des Profils; im Hohlweg zur Dachbergkuppe treten gleich oberhalb der Lumachelle glimmerreiche, weiße (siehe G. Woletz, Tabelle IV, 1229) und streifenweise rostrote Sande auf, in denen in einer, der zu einem ortsteinähnlichen, dunkelbraunroten Sandstein verfestigten Lage eine *Brotia (Tinnyea) escheri* (Brongn.), nach A. Papp, als Abdruck gefunden wurde. Damit sind diese Ablagerungen zwischen den unteren Quarzschotterlagen der Dachbergschotter und der Cardienbank bei Schröker als limnisch dem hangenden Komplex zuzurechnen. Auch aus der Fortsetzung der Tertiäraufschlüsse im Gemmersdorfer Bach gegen O bis zu den Dachbergschottern mit Mergeln, die im südlichen Nebenbach von Lindhof her 25 *m* vor der Mündung in den Gemmersdorfer Bach aufgeschlossen sind, ergibt sich für die Zwischenschichten eine gleichgroße Mächtigkeit.

Sehr wichtig war es, daß durch die Baggerarbeiten für die Lavantregulierung zur Fundierung der Staumauer 400 *m* nördlich der Lavantbrücke, westlich Mettersdorf, wiederum die Mühldorfer Schichten (7) in typischer Ausbildung zutage gefördert wurden. Falls die Brunnen von Maria Rojach wirklich bis zu marinen Mergeln hinabreichten, wäre die Verbreitung der Mühldorfer Schichten auf eine Länge von 4 *km* (3 *km* sicher) nachgewiesen und ihr Herantreten direkt an den Kristallinsporn südlich St. Andrä anzunehmen.

Der Grenzverlauf zwischen den Granitztaler Schichten und der St. Stefaner Mulde ist klar zu ziehen und die wahre Mächtigkeit der Schichten des Dachbergprofils von Höfer verringert sich von 1030 *m* nach Winkler (woran dieser bereits zweifelte) bis auf 550 *m* zwischen Kuchler Horizont und Mühldorfer Schichten; auch dieses Höfersche Profil läuft nämlich im spitzen Winkel von durchschnittlich 40° (von 20° im N bis 70° im S) zum allgemeinen Streichen der Schichten, woraus sich ebenfalls die Mächtigkeit von zirka 85 *m* für die marinen Mühldorfer Schichten ergibt.

Übersicht über Sedimentation und Tektonik im Tertiär des unteren Lavanttales von P. Beck-Mannagetta

		St. Stefaner Mulde	Dachberg	Granitztal	Andersdorf-Ettendorfer Mulde	Sedimentation	Tektonik	Nachbargebiete (Grazer Becken nach Winkler 1951)
Alluvium	Jung-	Terrasse 0—3 *m* über der Lavant, Moore, Lehme, Blockströme und Schotterplatten	Terrasse von 0—3 *m* über der Lavant, Lehme	Talalluvionen, Gehängeschutt	Blockströme, Terrassen bis zu 5 *m* über dem Talniveau, Rutschungen	Blockschotterströme, Schotterfächer und Schwemmkegel, Stauseesedimente und Torfmoore, Lehmbildungen, Terrassenschotter, Morphogenese der kristallinen Randgebirge, Anlage und Verlagerung der Wasserläufe, Grundwasser usw.	Hebung der Randgebirge (asymmetrisch), Senkung der Mulde, bedeutende Bachverlegungen, kleine Brüche, offene Klüfte, Bergstürze, Erdbeben, Thermen und Mineralwässer, tektonische Höhlen und Höhlenbildung durch Auslaugung in Marmor, Kalk und Dolomit	Morphologische Zyklen, Terrassenbildungen
	Alt-	Terrassen 3—12 *m* über der Lavant, Lehme, Torf, Blockströme, Schotterfächer und -kegel	Terrassen 3—15 *m* über der Lavant, Schotterfächer	Terrassen von 5—15 *m* Höhe, Schotterkegel	Terrassen von 5—20 *m* Höhe über der Lavant, Schotterströme, Schotterfächer			
Diluvium	jüngeres Würm	Stauseesedimente, Niederterrasse 440—430 *m* Höhe, Schotterkegel, Torf, Lehm, Brodelböden, Blockströme (auf der Koralpenseite), Mächtigkeit 10—30 *m*	Niederterrasse (Lavantschotter), 430—440 *m* Höhe, Schotterkegel, Lehm, Blockschotterströme	Stauseesedimente, Niederterrasse in 430 bis 440 *m* Höhe, 20—40 *m* mächtig, Schotterfächer	Niederterrasse mit Unterstufen in 430—440 *m* Höhe, bis 84 *m* mächtig, Stauseesedimente, Schotterströme, Schotter und Lehm östlich des Burgstallkogels ?			
	älteres bis Riß	Terrassenschotter in 470—460 *m* Höhe, Lehm und Schotterstreuung auf dem Tertiär der Saualpenseite, alter Schotterfächer des Arlingbaches, feine Schotter und Sande südwestlich St. Andrä und westlich Frumrach in 510—520 *m* Höhe (südlich Burgstallberg in 570 *m* ?)	fehlt ?	? Schotterreste in 470 *m* Höhe westlich Kollnitz	Bergsturz des Burgstallkogels			
Pliozän	Pont ?	Schotter der Wölch ? (Nach Winkler) 300 *m* mächtig	Reidebener Schotter bis über 100 *m* mächtig, Quarz- und Blockschotter (kristallin mit Lehm vom Dachberg, zirka bis 15 *m* mächtig, bis 520 *m* Höhe	fehlt	Lehm, Sand und feine Quarzschotter N Gauge ?		Hebung des Gebirgsrandes, Senkung der Becken, große Brüche, Lavanttaler Störung (Kiesl.), Abbeugung des Kristallins	
		Diskordanz	Diskordanz	Basalt von Kollnitz (Winkler)	Diskordanz	starke Diskordanz	Faltung	Weitendorfer Basalt ?
	Unterpannon	kalkfreie Sande, Schotter und Tone mit seltenen Lignitschmitzen, Süßwasserfazies ohne Fauna, bis über 400 *m* mächtig — Obere Süßwasserschichten	Schotter, Sande, Tone, kalkfrei, Süßwasserschichten ohne Fauna, über 400 *m* mächtig, obere Süßwasserschichten	fehlt	Sande, (Schotter) und Tone, kalkfrei, mehr als 100 *m* mächtig, Süßwasserschichten ohne Fauna	Schotter, Sande und Tone, kalkfrei, obere Süßwasserschichten	Auftauchen der kristallinen Umrahmung, Koralpe vor allem	Kapfensteiner Schotter, Unterpannone Schichten
Sarmat	Oberes	Kuchler Horizont, Oberbank, Tone, Sande, Mergel, Unterbank, 16—28 *m* mächtig, Süßwasserfazies	Kuchler Horizont, Süßwasserfazies, Tone, zirka 20 *m* mächtig	fehlt	Andersdorfer Flöze, Mergel und kalkfreie Sande, 16 *m* mächtig, Süßwasserablagerungen	Süßwasser-Transgression mit Lignitbildung	Abtrennung vom brackischen Sarmatsee im Osten	Transgression
	Mittleres	Diskordanz	Diskordanz	fehlt	Diskordanz ?	Diskordanz	Kippung der Schichten um 3° gegen NO, nach Schäringer	Sarmato — carinthisches Delta, 30 *m* mächtig, Diskordanz
	Unteres: höheres	Pirenellenfazies zirka 30—40 *m* mächtig	Pirenellenfazies, zirka 20 *m* mächtig		Mergel mit Kohle, über 100 *m* mächtig mit Normalbrack-Fauna der Rissoenschichten	Mergel und Sande, selten Tone, Rissoenschichten, Elphidienzone, brackische Transgression aus dem O, Verzahnung im S mit Schotter, Phosphorite, Diatomeenschiefer, St. Stefaner Flöze, Totzer Flöz, *Pseudochloritis gigas* PF. — Dachbergschotter	Senkung der Südalpen	Untersarmat von Waldhof bis Doblbad (Kaiserwaldterrasse, Clar)
	Unteres: tieferes	Mergel und Sande, wenig Schotter (kalkig) mit Normalbrack- und Süßwasserfaunen, Phosphorite (Wolf) und Diatomeenschiefer 225 *m* — Hangendflöz 3—0 *m* mächtig, Mergel usw. 30—34 *m* mächtig bis 110 *m* — Liegendflöz 2·2—1·7 *m* mächtig, Mergel usw. 30—45 *m* mächtig mächtig — Totzer Flöz 0·15—1·00 *m* mächtig — Elphidienf. / Rissoen	Mergel, vertaubte Kohle, Quarzschotter mit kalkalpinen Geröllen, Normalbrack- und Süßwasserfaunen, zirka 150 *m* mächtig, Dachbergschotter aus dem Südosten, Rissoen- und Elphidienfaunen im N	fehlt	Quarzschotter mit kalkalpinen Geröllen (Dachbergschotter)		Aufragen der Südalpen	Rissoenschichten mit Flözen, Transgression nach Papp
Torton	Oberes	Mergel, Oppersdorfer- und Siegelsdorfer Flöze, dünnblättrige Tone und Mergel, Hattendorfer Sandstein in Dachbergschotter übergehend: Quarzschotter mit kalkalpinen Geröllen 700—450 *m* mächtig, Diskordanz — Untere Süßwasserschichten	Mergel, Sandsteine, Dachbergschotter, Quarzschotter mit kalkalpinen Geröllen (unten ohne diese), Süßwasserfauna, 400 *m* mächtig	fehlt	Dachbergschotter, zirka 60 *m* mächtig Blättrige Tonmergelschichten mit Blattabdrücken und Süßwasserfauna, zirka 100 *m* mächtig, Quarzschotter kalkfrei, Flöze, Brandschiefer, zirka 20 *m* mächtig, Hydrobienmergel	Schotter aus dem S verzahnt mit Hattendorfer Sandstein und blättrigen Tonmergeln und lokalen Flözbildungen, Aussüßung, Regression	Abtrennung vom Mittelmeer durch Hebung der Südalpen, ? Kippung gegen NO, schwache Diskordanzen	Regression aus dem weststeirischen Becken, Leithakalk ? Sattnitzkonglomerat ? Diskordanz ?
	Mittleres	Quarzschotter (kalkfrei) NW St. Andrä ? / Diskordanz / St. Margarethener Blockschutt, Schotter nördlich und südlich von Thürn, Schichten von Schönweg (?), als basale Blockschotter, 400—0 *m* mächtig, obere Granitztaler Schichten, Süßwasserschichten, (Schotter der Wölch ?) — Mühldorfer Schichten bei Mettersdorf, hochmarin	Cardienbank Mühldorfer-Schichten mit tortonen Turritellen, hochmarin, *Spiroplectammina* Zone, Dazittuffe, zirka 85 *m* mächtig, unten: dünnschichtige Süßwassermergel mit Fischen und Blattabdrücken, zirka 150 *m* mächtig ?	(Mühldorfer Schichten bereits im Tertiär wieder abgetragen) (dünnschichtige Süßwassermergel südlich Mühldorf)	Cardienmergel Lumachellen, Blättermergel, Austern- und Mytilusbänke, fossilreiche Sande, Cerithiensande, Turritellen, Unionenbänke mit *Brotia*, Tuffe, 10—15 *m* mächtig; Quarzschotter (kalkig) mit Austernbänken, fossilreiche Breccien und Konglomerate, basaler Blockschutt und Sande, 10—15 *m* mächtig, marine Faunen mit Süßwassereinfluß	(Am Saualpenrand noch ortsnahe Sedimente); kalkreichere, feinere Sedimente, Mergel mit lokaler Umlagerung des Untergrundes, Tuffe, marine Transgression aus dem Süden	Diskordanz Tortontransgression mit Senkungen im S und N	Florianer Tegel, Pölser Mergel, Fauna von Wetzelsdorf, Leithakalke, Tuffe Foraminiferentone von Penken ?
	Unteres		Granitztaler Schichten Konglomerate, Sande, Mergel mit Kohle Blockschotter des Pichlingkogels und Herzogberges, Süßwasserablagerungen, zirka 300 *m* mächtig	Granitztaler Schichten Sande, Schotter, Konglomerate, Tone, Mergel mit Kohle, im Liegenden Blockschotter aus Kristallingeröllen im NW (Pustritzer Schotterschlauch), im S aus „Grödener" Sandstein, kalkalpine Bergsturzmassen an der Basis; in der Mitte aus Phyllit- und Diaphthorit-, sowie „Grödener" Geröllen, bis über 800 *m* mächtig, Süßwasserablagerungen	fehlt	Blockschotter, basale Lokalschotter am Saualpenrand und im SO Pichlingkogel-Herzogberg, kalkarme Sande und Mergel mit Kohle. In der Muldenmitte feinere Süßwasserschichten	Einmuldung des Lavanttaler Beckens in NNW—SSO-Richtung	Schwanberger Schotter, Hasreiter Sande, basale Blockschotter des Florianer Tegels
Oberes Helvet		fehlt ?				Blockschotter vorwiegend aus NW, feinere Schotter aus W, Blockschotter aus S und O ? Vorwiegend kalkfreie Sande, Tone, Konglomerate, Mergel mit Kohle in der Muldenmitte, vorwiegend ortnahe Sedimente, spärliche Süßwasserfaunen	? Aufrichtung des Nordrandes der St. Pauler Berge ? Einmuldung des Granitztaler Beckens in O—W-Richtung	Kreuzbergschotter und Urler Blockschutt mit Schlier, Zwischenserie

Auf eine ehemals weitere Verbreitung der Mühldorfer Schichten gegen SW kann man nach Kahler (24, 26) aus dem alten Fund eines gefritteten Turritellensandsteins in dem Tuff- oder Schlotbreccien des Kollnitzer Basaltes schließen. Das Auftreten von Turritellenschichten im Granitztal, das von Kahler (26, 27) nach einer alten Museumsprobe angedeutet wird, scheint mir unwahrscheinlich und die Fundortsbezeichnung „Windisch Grutschen" möchte ich anzweifeln. Aus den Granitztaler Schichten sind derzeit nur reine Süßwasserfaunen bekannt (siehe unten [7] S. 82) und die ganze Sedimentationsfazies spricht nicht für die Möglichkeit hochmariner Zwischenlagen mit einer breiten Verbindung zum Meer, wie es die Ausbildung der Mühldorfer Schichten nach A. Papp und R. Grill erfordert.

Das Streichen der Mühldorfer Schichten läßt sich, abgesehen von den ± ungenauen, direkten Schichteinmessungen, viel sicherer aus dem Verlauf des Dazittuffes von dem Fundort im Gemmersdorfer Bach (29) zum Auftreten desselben in der Sautratten am Osthang von Mühldorf — es war bereits auch dort Höfer bekannt — ermitteln, wobei man einen Wert von 103° erhält; auch die direkten Messungen pendeln um O—W herum. Das Streichen der Mühldorfer Schichten östlich Mühldorf weicht daher beträchtlich vom Streichen der Dachbergschotter besonders im Nordteil des Dachberges mit 160° ab. Die marinen Schichten bei Mettersdorf streichen angeblich NW—SO und fallen 15° NO, was auch aus der Lage zum Mühldorfer Vorkommen erklärlich erscheint. (Leider habe ich selbst den Mettersdorfer Anschluß nicht mehr gesehen.) Das Einfallen der Mühldorfer Schichten gibt Höfer mit 18° an. Die Tufflage fällt mit 25—28° gegen N ein und im allgemeinen sind die Schichten am Gemmersdorferbach um einige Grade stärker aufgerichtet als im Gebiet des Dachberges. Im Nebenlauf bei Lindhof fallen die Mergel zirka 25° ein (Tafel I).

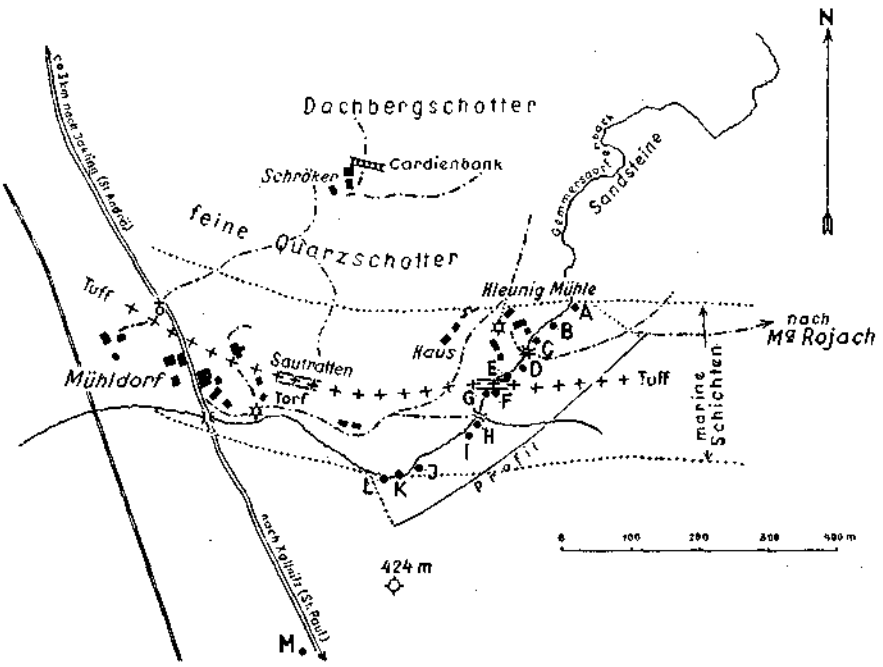


Abb. 2. Lageskizze des Profils im Gemmersdorfer Bach

Als eine tektonische Besonderheit beschreibt Höfer am Westende der Aufschlußreihe (Schichte 20) eine sanfte Antiklinale, wobei seine Ausdrucksweise manche Unklarheiten offen läßt. Tatsächlich kann man auch heute noch beobachten, daß der zirka 30 *m* lange Aufschluß des Westendes auf der Südseite des Gemmersdorferbaches bei seinem Anfang im O zirka 20° gegen S einfällt, in der Mitte unruhig schwebend liegt, um am Westende schwaches Nordfallen zu zeigen. Dieser antiklinale Charakter ist aber eindeutig als Abrutschung der ganzen Scholle an der typischen, steilen Kerbe mit Pingen ähnlichen Mulden als Abrißstelle zirka 10—15 *m* südwärts im Gehänge trotz des starken Bewuchses jetzt noch zu erkennen. Als Gleitfläche dienten vorzüglich jene plattigen Fischschiefer, die Höfer (Schichte 20) bereits kannte. Westwärts von der Straße, zirka 400 *m* südlich Mühldorf, neigen ähnliche Schichten etwas gegen W herab, da die Gehänge gegen die Lavant zu westwärts gerichtet sind.

Anders sind die Erscheinungen zu deuten, die man weiter ostwärts im Gemmersdorfer Bach vorfindet. Die stark verfestigten Sande und Konglomerate zirka 150—200 *m* nordöstlich der Hleunig-Mühle fallen nur ganz schwach gegen N ein, oder liegen schwebend bis 5° gegen S einfallend. Hier kann es sich um eine Auswirkung der Kreuzschichtung im Tertiär handeln. Da jedoch in diesen Ablagerungen keine Fossilien gefunden wurden (außer einem Seeigelstachel, der am ehesten als umgelagert zu betrachten ist), kann es sich möglicherweise auch um eine stärker verfestigte Sandbank des hangenden Diluviums handeln (?). Die sicher tertiären, oben erwähnten Dachbergschotter bei der Bacheinmündung fallen mit den Mergeln einwandfrei 15° gegen N. Die Mergel, die im Bachbett gegen Lindhof aufgeschlossen sind, fallen sogar 20—25° gegen N, wobei diese Schichten ± in der streichenden Fortsetzung des oben genannten Sandes liegen. Somit scheint die Existenz einer Antiklinale in den Mühldorfer Schichten, die zu weiteren tektonischen Konsequenzen Anlaß gäbe, sehr in Frage gestellt (siehe R. Grill, S. 30, sowie Abb. 2).

Die Schichten 1. und 2. von Höfer stimmen mit dem hangendsten Aufschluß A überein. Sie sind grobsandig, glimmerreich und erinnern kaum an einen typischen Schlier. Die Makrofauna wäre nicht so arm, wie Höfer angibt, besonders Turritellen kommen auch in größerer Anzahl vor. Weiters wurden durch E. Weinfurter bestimmt:

Callionymus sp.
Xenodermichthys catulus Schubert.
Gobius sp. (gerollt).
Gobius vicinalis Koken.

Die dritte Schichte könnte bereits mit dem feinkörnigen Glimmersandstein B übereinstimmen, der keine Makrofauna besitzt. Die Quarze sind sehr fest verkittet mit den spärlichen Mikrofossilien. Nach den Untersuchungen von Woletz (S. 38) ist er sehr reich an Schwereminerallen.

Die 4. Schicht fand ich nicht mehr aufgeschlossen.

Für 6. und 7. erachte ich den Aufschluß C, 15 *m* östlich der Brücke, maßgeblich, der sehr reich an Makro- und Mikrofauna ist und wirklich schlierartiges, feinsandig-mergeliges Bindemittel besitzt. Der Aufschluß ist kaum 4 Schritte breit und liegt in einer Abrutschung (östlich der Brücke, die zu Höfers Zeit nicht bestanden haben mag).

Die 8. Schichte ist nicht mehr aufgeschlossen.

Die 10. oder 12. Schichte könnte dem Aufschluß D, 40 *m* westlich vom Stadl, westlich der Mühle entsprechen, doch ist dort keine hangende Sandsteinlinse bekannt.

Zum Aufschluß E, hangend des Tuffes, gehört sicherlich die 14. Schichte, worauf Kahler (29) bereits hinwies. Die heutige Aufschlußlänge ist zirka 6 Schritte vom Liegenden des Tuffes gegen das östliche Hangende:

30 *cm* auf feinen, dunkelgrauen, biotitreichen Tuff folgt ein
15—20 *cm* grober, schwarzgrauer, sehr biotitreicher Tuff, der in einen
20—25 *cm* feinen, grauen Tuff langsam übergeht.

Die Grenze zum folgenden, groben, weißen bis hellgrauen Tuff ist zu dem feinen, liegenden Tuff eigenartig buchtig verzahnt und verquickt, wie wenn der neue Aschenregen auf ein leicht verdrückbares, schlammiges Relief der älteren Aschenerruption abgelagert worden wäre. Der grobe, weiße Tuff, auch mit gegen oben zu immer spärlicheren, idiomorphen Biotitblättchen wird bald feinkörniger ohne scharfe Grenze und nimmt grauweiße bis gelbliche Farbtöne an. Bis 2 *m* wird diese Tufflage mächtig ohne Fossileinschlüsse. Dem Entgegenkommen Herrn Prof. Dipl.-Ing. H. Zeohners verdanke ich die folgende Analyse des Tuffes, deren Probe vermutlich diesem oberen Teil entnommen wurde:

Trockenverlust	4·50%
Glühverlust	6·70%
Al_2O_3 und Fe_2O_3	12·59%
CaO	2·60%
MgO	0·98%
Na_2O und K_2O (Rest)	4·39%
SiO_2	68·24% SiO_2 alkalilöslich 28% (geschätzt)
Summe	100·00%

Gegen das weitere Hangende sind spärliche Fossilreste einer Makro- und Mikrofauna (E) zu beobachten, die nach einer mit verdünnter HCl nicht brausenden, hellgelbbraunen, feinen, tuffitischen Masse liegen. Das weitere Hangende ist leider nicht aufgeschlossen. Bereits Höfer weist in diesem Zusammenhang auf den Fundpunkt bei Mühldorf selbst (siehe bei R. Grill „Sautratten" Tabelle II, S. 30) hin, wo dieser Tuff wieder zutage tritt, ohne die dunkelgrauen Teile im Liegenden, die vielleicht nicht mehr aufgeschlossen sind. Dort ist das Hangende sehr fossilreich.

Die Probenpunkte F, bis 110 *cm* und G 140—340 *cm* im Liegenden des Tuffes, blieben bei Höfer unberücksichtigt, da sie vermutlich nicht aufgeschlossen waren. Direkt im Liegenden bis 30 *cm* und zwischen F und G schaltet sich eine grobsandige, glimmerreiche Lage von 30 *cm* ein, die vollkommen fossilfrei sind.

Die Schichte G ist ein sehr feiner, grauer, mit Wasser schwach blähender Mergel mit einem außerordentlichen Fossilreichtum. Wie R. Grill (S. 31) hinsichtlich der Mikrofauna hinwies, zeigen sich gerade in dieser Probe vor allem die Nodosarien. Ostracoden fehlen vollkommen, denn die eine *Candona* sp. halte ich für sekundär eingeschwämmt, zur Bestätigung der etwas abweichenden Faunengesellschaft findet man nach E. Weinfurter nur Otolithen, die aber häufig, von *Otolithus (? Xenodermichthys) catulus* Schubert, der im Torton des Wiener Beckens für tieferes Wasser charakteristisch sein soll; darauf weisen eben auch die anderen Faunen hin.

Von den Aufschlüssen H und I, beim Steg und 15 *m* westlich vom Steg nach Maria Rojach, war Höfer nur einer in der 16. Schichte bekannt gewesen; die reiche Mikrofauna zeigt an, daß die Bezeichnung „versteinerungsleer" zu Unrecht gegeben wurde, während die 18. Schichte Höfers vermutlich mit der Schichte J zusammenfallen könnte. Papp gibt aus der Schichte H noch

Dentalium sp.
Turritella sp.
Cardium sp.
Ditrupa sp.

sowie Otolithen und Echinodermen an. Auf den Steg nach Rojach bezog auch Höfer seine Fundortsangaben. Aus der Schichte J bestimmte E. Weinfurter noch:

Scopelus pulcher (Prochazka),
Argentina fragilis Prochazka.

Die Schichte K, Westende des Tertiärs, steht aufschlußmäßig in lückenlosem Zusammenhang mit den Proben „Mühldorf SW-Ende des Profils, liegende Schiefer" und „Fischschiefer, N K. 424 *m*" (L), die dasselbe abgerutschte Schichtpaket betreffen, das Höfer als 20. Schichte anführte.

Diese Fischschiefer sind dunkelbraun, papierdünn und brechen in größere Platten. Leobener Studenten (Dipl.-Ing. R. Tenschert) fanden in einer Lage zur Gänze erhaltene Skelette von Fischen. Diese Tonschiefer enthalten manchmal auch kleine Knöllchen von Phosphoriten, die mit den Phosphoriten im Hangenden des Hangendflözes von St. Stefan nicht zu vergleichen sind. Eine andere Besonderheit liegt in einer Bänderung der Schiefer mit einer 2—5 *mm*, insgesamt etwa 3 *cm* mächtigen Lage, aus feinkörnigem, dichtem, weißem Material, das mit HCl nicht braust. Vielleicht handelt es sich wiederum um eine Tuffeinlagerung, wie in den hangenden Tonschiefern des Ettendorfer Beckens (S. 71). Der Verdacht auf Diatomeengehalt wäre zu prüfen.

Im weiteren Liegenden waren an der Straße von Mühldorf nach Kollnitz unter diluvialen Schottern tertiäre Mergel (M), der Abb. 2, S. 45, aufgeschlossen, die in dünnblättrige, meist handflächengroße, papierdünne, grauweiße Platten zerfallen; diese enthalten Fischknöchelchen und -skeletteile sowie gut erhaltene, limonitische Pflanzenabdrücke, die durch (W. Berger) bestimmt wurden.

Glyptostrobus europaeus Brongn.
cf. Myrica lignitum Ung.
Cinnamomum scheuchzeri (Heer) Fr. (sehr zahlreich)
Phragmites sp.

Im weiteren Abstand folgen dann im Liegenden erst die Granitztaler Schichten (4,55).

Wie aus der Beschreibung der Mikrofauna durch R. Grill hervorgeht, zeigt die Tuffeinschaltung einen Umschwung in der Fauna an, der sich nicht durch die lokale Verarmung innerhalb der Tuffschichte abzeichnet, sondern auf eine weiträumige Faunenänderung mit *Rotalia beccarii* (Linné) und *Cytheridea mülleri* (Münster) hinweist, die den liegenden Schichten fehlen. Der Fossilreichtum kann auf geringe Lagen beschränkt innerhalb der großen Änderung infolge gröberer Sedimentierung (allein?) völlig auslassen (zwischen F und G), oder bis auf wenige Kümmerformen zurücktreten (C). Der Aushub von Mühldorfer Schichten bei Mettersdorf erreicht vielleicht nur das Hangende des Tuffes, da in diesen Proben die beiden Formen gefunden wurden, falls man so weite Gleichstellungen vornehmen darf. Die Mikrofauna und das Sediment des Luftschutzstollens nördlich der Hleunig-Mühle (Abb. 2) könnten nach R. Grill mit der Zone A am besten verglichen werden. Zwischen Tuff und Stollen wurden beim Hausbau (1951) harte, konkretionäre Kalkmergel angetroffen, die im Profil des Gemmersdorfer Baches nicht aufscheinen; da sie sich nicht schlämmen lassen, lieferten sie keine Mikrofauna und als einziges Makrofossil wiesen sie nur unregelmäßig verteilt eine *Tellina* sp. (nach A. Papp) auf. Die Faunengesellschaft, die starke Abrollung und Bruchstückbildung gerade der größeren Makrofossilien (über 2 *cm*) weisen auf eine postmortale Anreicherung der Fossilien zu Lumachellen im Luftschutzstollen hin.

Sämtliche Fundpunkte des Profils, die mit der Höferschen Schichtfolge weitgehend übereinstimmen (A = 2, B = 3?, C = 6. oder 7., D = 10. oder 12., E = 14., H oder I = 16., J = 18.? und L = 20., da die Schichten 5., 9., 11., 13., 15., 17. und 19. als „Überdeckung" für einen stratigraphischen Vergleich ausfallen), sind nach R. Grill rein faziell in die Profile des mittleren und oberen Tortons des Wiener Beckens einzureihen. Die Bezeichnung „Schlier" für ein tortones Schichtpaket stark wechselnden Sedimentcharakters ist meiner Meinung nach nicht angebracht und besser durch „Mühldorfer Schichten" als Lokalbezeichnung zu ersetzen.

3. Der Dachberg

Schon innerhalb der Mühldorfer Schichten treten im Gebiet des Tuffes mehrfach Verarmungszonen auf, die gegen das Hangende eine regionale Erscheinung werden und bereits vor der brackischen Cardienbank das reine Marin verdrängten. In den ± eisenschüssigen Sandsteinen, Sanden und Quarzschottern nördlich Schröker liegen die ersten Süßwasserbildungen vor, die über den ganzen südlichen und westlichen Dachberg bis Jakling innerhalb der mehrfachen Linsen von Dachbergschottern und -mergeln anhalten (Tabelle V).

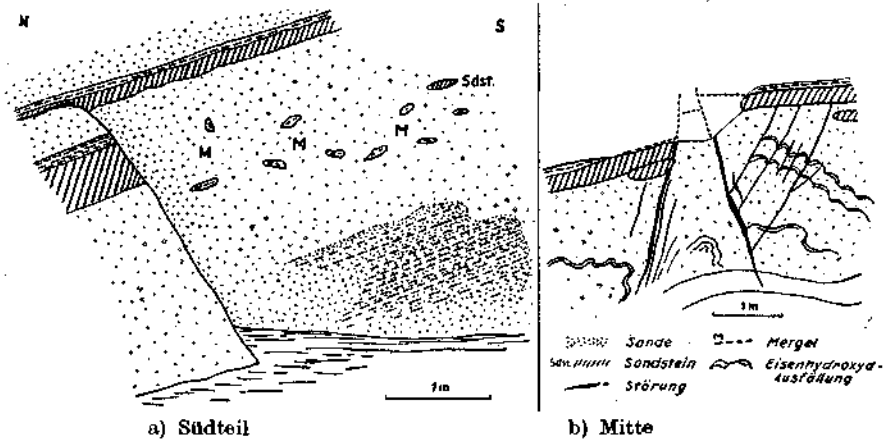
Die konkretionären Sandsteine mit Pflanzenabdrücken in der Schottergrube Messensach und die kleine Süßwasserfauna zirka 200 *m* südöstlich Sulzer (5) bewiesen dies. A. Papp konnte aus den sehr schlecht erhaltenen Formen folgende erkennen:

Helix sp.
Planorbis sp.
Limax sp. Bruchstücke.

In den Luftschutzstollen nördlich Sulzer wurde im Tonmergel ein zirka 1 cm^3 großer Knochensplitter eines Wirbeltieres; ein 3 *mm* langer Gliedmaßenknochen (nach E. Thenius) mit auffallend großem Innenhohlraum und großem Foramen (vielleicht einem kleinen Flugtier zugehörig?) und Fischgräten gefunden.

Die obersten Lagen der Dachbergschotter gehören bereits dem Untersarmat an. Der Nachweis der Existenz des St. Stefaner Liegendflözes ist bisher nur im nördlichen Dachberggebiet gelungen, so daß die Untergrenze des Sarmats weiter südwärts nicht mit Sicherheit festzustellen ist. Die alte Fossilstufe aus dem Dachberg-Bohrloch (siehe A. Papp S. 25, Tafel II, DB [21]) im N beweist, daß auch noch das obere Untersarmat mit Sicherheit vorhanden ist. Der Kuchler Horizont als höheres Sarmat ist durch den ganzen nordöstlichen Dachberg zu verfolgen (6, 7, 43). Die ins Unterpannon eingereihten Hangendschichten findet man im Mosinger Wald in einigen Kuppen anstehend. Auch diese fallen gegen O, bzw. NO ein. In dieser Weise liegt uns heute das Profil des Dachberges vor, das noch den besten Einblick in die gesamte Schichtfolge des Muldentertiärs trotz der faziellen Abweichungen gewährt. (Siehe Profil I und I a auf der Tafel VII, nach S. 92).

Zu der von Höfer (21) und Winkler (55) beobachteten Schichtfolge ist nur weniges hinzuzufügen. Den besten Einblick in die Sedimentation gewährt die zirka 40 *m* hohe Schottergrube nördlich Messensach (gerade am Kartenrand): siehe Abb. 3 a und b.



a) Südteil b) Mitte

Abb. 3. Sandgrube Messensach

Die Sande und Schotter dieser Grube weisen auf einen lebhaften fluviatilen Transport des klastischen Materials hin. Besonders der Südteil zeigt interessante Details (Abb. 3): Die kreuzgeschichteten Sande zeigen im unteren Teil eine größere Mergellage, die im S von den Sanden mit scharfer Grenze unregelmäßig angefressen ist, in ihrem Nordende immer sandiger wird und langsam in die gleichen Sande übergeht, die sie im S angefressen haben. Die Kreuzschichtung ist durch gröberen Sand auf größerem Raum angezeigt. Im oberen Teil der Sande liegen unregelmäßig begrenzte Schollen bis ovale Geschiebe von Mergel

(„M" Abb. 3a), die der ehemaligen Fortsetzung der Mergelbank entsprechen können. Ein mürbes Sandsteingeschiebe „Sdst" weist darauf hin, daß auch dünne Sandsteine sich damals innerhalb der Mergelschichten gebildet hatten.

Gegen oben wird dieses Schichtpaket durch einen sehr harten, 0·5 *m* bis über 1 *m* mächtigen, konkretionären Sandstein abgeschlossen, in dem häufig guterhaltene Blattabdrücke mit ± limonitischen Häuten zu finden sind. Einige konnte Dr. W. Berger dankenswerterweise bestimmen:

cf. *Alnus kefersteini* Ung.
Populus latior A. Br.
Populus balsamoides Göpp.
Platanus aceroides Göpp.

Weitere Blattabdrücke liegen dank der Sammlertätigkeit Dr. H. Böchers im Kärntner Landesmuseum. Im Hangenden begleitet diesen Sandstein eine 10—20 *cm* mächtige Lage feiner Mergel, die dünnschichtig, mit Pflanzenhäcksel lebhaft durch Bitumina gebändert, stellenweise in weiße Süßwasserkreide-Bildungen von wenigen Zentimetern übergehen.

Weiter im Hangenden wird dieser Zug einheitlicherer Sedimentation durch immer gröbere, stets lebhaft kreuzgeschichtete Sande mit Quarzschotterlagen abgelöst, die in ungleich großen, unregelmäßigen, stets gegen N gerichteten Fächern ineinandergreifen. Kalkgerölle sind in diesen zirka 17 *m* mächtigen Komplexen selten und die gröberen, einheitlicheren Quarzschotterlagen sind in dem unteren Teil der Sandgrube bereits abgebaut. Gegen oben werden die Sande wieder feiner und die Kreuzschichtung gibt sich durch verschiedene Ockerfärbung zu erkennen. Dieses Sandpaket wird gegen oben durch eine 1·2—1·5 *m* mächtige Grobsandbank mit Quarzgeröllen gleichmäßig abgeschnitten, die mit scharfer Diskordanz viel flacher (zirka 7° statt 12—22°) gegen NNO einfällt. Unscharf schließen unregelmäßig gekörnte, lebhaft kreuzgeschichtete Sande, Schotter und mächtigere Mergellagen an. Diese Schotter führen viel häufiger Kalk-, Porphyrit- und Kieselschiefergerölle, neben Gneis, Quarzit und den über 90% betragenden Anteil an Quarzgeröllen. Derzeit (1950) hat die Sandgrube eine Höhe von 38 *m* erreicht (Tafel II).

Dieser prächtige Aufschluß lehrt uns hinsichtlich der zirka 550 *m* betragenden Schichtfolge des Dachberges folgendes:

Nicht nur die Geröllgesellschaft, sondern auch die Schotterfächer der Dachbergschotter weisen auf eine Einschüttung aus dem S hin (55) durch im Kleinen lebhaft pendelnde Flüsse. Diese Schotterfächer reichen von Meter- bis Hektometer-, wenn nicht Kilometer-Dimension und werden von feinen, mergeligen Sedimenten (Luftschutzstollen nördlich Sulzer, nördlich Messensach) bis einige Meter Mächtigkeit oftmals uneinheitlich unterbrochen. Es ist daher kein Schichtpaket auf längere Strecken anhaltend mit Sicherheit zu verfolgen, sondern man wird im Dachberggebiet eine Folge von zirka 4 bis 6(?) großen Schotterlinsen annehmen müssen, die einander im Streichen und Fallen der Schichten ablösen. Die Sedimentation ging mit vielfach wechselnden Umlagerungen vor sich, so daß ein „diskordantes Ineinandergreifen" der gröberen in die feineren Ablagerungen in der gleichen Größenordnung anzunehmen ist. Innerhalb der einzelnen, großen Schotterfächer, sowie der gesamten Dachbergschichten kann gegen das Hangende zu eine Zunahme der Kalk- (30, 43, 55) und anderen Nicht-Quarzgeröllen festgestellt werden, die auf der Ostseite des Dachberges in einem Aufschluß bis Kindskopfgröße erreichen (vermutlich derselbe, den Winkler [55] beschrieb). Diese Größe erreichen aber nur einige dunkle, mergelige und dichte, lichtgraugrüne Kalke und Quarzite, während die Quarzite (Kieselschiefer), besonders die kristallinen Gneise, bzw. Granite? und anderen Gerölle unter Hühnereigröße bleiben. Die große Masse der Gerölle (über 60%) nehmen auch hier stets die Quarzschotter ein. Östlich Messensach haben auch mürbe Sandsteine eine größer Verbreitung. Gegen den hangenden Kuchler Horizont werden die Schichten

feinkörniger und Ablagerungen mit brackischen Faunen wären zu erwarten, wenn nicht dieser obere Sedimentabschnitt fast ganz unter einer ausgedehnten, altpleistozänen Lehm- und Schotterdecke verhüllt wäre (10, 55).

4. Der Saualpen-Ostrand

Von diesem stratigraphischen Profil des Dachberges zeigt die nordöstlich anschließende Mulde bedeutsame Abweichungen, die durch die Wechselwirkung zweier aus entgegengesetzten Richtungen erfolgenden Sedimentationen erklärt werden kann (Tabelle V).

Bereits nordwestlich von St. Andrä, bei Ober-Agsdorf (7), transgredieren feine Quarzschotter; ebensolche findet man nördlich vom Wiedergrießer weiter im N vom Grundgebirge nur durch eine dünne Haut von Basis-Blockschutt der nächsten Umgebung getrennt. Diese Quarzschotter sind kalkfrei im Gegensatz zu allen Schichten des Dachberges und führen außer Gneisquarziten und Quarziten auch typische, schwarze Kieselschiefergerölle oder Hornsteine (sehr selten). In Korngröße und Geröllgesellschaft weisen sie auf einen weiten Transport hin und lassen sich (bis auf das Bindemittel) am besten mit den unteren Dachbergschottern (55) vergleichen.

Durch einen Kristallinsporn nordöstlich Schloß Kollegg getrennt, läßt sich das Tertiär südlich Winkling gut verfolgen: Am Waldrand im W tritt Blockschutt auf, den ich für basale Lagen halte; hierauf ist gegen O eine wenig mächtige Sandsteinlage aufgeschlossen (ähnliche Sande treten mit Quarzschottern bereits ostwärts Kollegg auf); unter der Lehmkappe ragen vor allem am Süd- sowie am Nordhang Quarzschotter als Fortsetzung der Quarzschotter (3), die vom Wiedergrießer nach N ziehen, hervor. Eine Schottergrube westlich der Quellfassung, 200 *m* etwa westwärts Hasenflüchter (abgebrannt) schließt die Quarzschotter in stellenweise konglomeratischer Verfestigung auf. Das gelblich-weiße, sandig-glimmerige Bindemittel ist sehr kalkreich und unter den Quarz- und Quarzitgeröllen kann man öfters Kalkgerölle aus kalkalpinem Material finden; ebenso (etwas seltener) sind Porphyritgerölle vorhanden. Unter den mesozoischen Geröllen kann man so wie auf dem Dachberg verschiedene Arten unterscheiden: Dichte, graugrüne, helle Kalke (Dachsteinkalk?); tonige, dunkle, blaugrüne, auch gebänderte Kalke (Muschelkalk oder Raibler?); glimmerige, rostrote Sandsteine (Werfener?); sie erreichen meist Nuß- bis Eigröße, die Quarzite werden auch selten faustgroß. Gneisgerölle sind selten. Die Schichten streichen N—S und fallen 20° gegen O ein. Die Gehängemulde im O bei der Quellfassung bildet eine scharfe Grenze gegen die hangenden Tonmergel, die im Keller des kleinen Hauses im NO gut aufgeschlossen waren; eckig brechend; plattig, mit seltenen Pflanzenabdrücken streichen sie 160° und fallen zirka 10° gegen ONO ein. Knapp südlich Hasenflüchter in einer Leitungsrinne zum Neubau sind dünnschichtige, blättrige Mergel aufgeschlossen, die NO streichen und zirka 10° gegen SO einfallen (falls sie nicht verrutscht sind). Nördlich des kleinen Hauses, nördlich des Hauptweges auf dem Rücken, wurden durch einen Brunnen für Neubauten graue, blättrige Mergel mit zahlreichen Pflanzenabdrücken aufgeschlossen. W. Berger bestimmte folgende Fossilien:

Glyptostrobus europaeus Brongn.
Salix sp.
cf. *Laurus* sp.
Cinnamomum scheuchzeri (Heer) Fr.
Phragmites sp

Nördlich Winkling greift wieder ein kleiner Kristallinsporn ins Tertiär ein. Gegen Norden in Zobersberg sind kreuzgeschichtete Kalksandsteine, im Südgehänge auch Quarzgerölle (Lesesteine) häufig zu finden. Diese Quarzschotter und Sandsteine sind die Fortsetzung der oben beschriebenen Quarzschotter gegen N. Gegen den Kristallinsporn zu sind im Acker auch Basisschotter zu finden. Im Hohlweg westlich Fröhlichbauer (Zobersberg) fallen die Sandsteine, die hier eine größere tektonische Mächtigkeit erlangen, 30° gegen O ein; beim Stall und der südlichen Mistgrube 15—20° gegen W (3); auf dem Rücken ostwärts Fröhlichbauer ist aus den Sandsteinlagen auf den Feldern wieder östliches Einfallen zu erschließen. In diesen Sandsteinen, die sich im Süden mit den Quarzschottern verzahnen, bestand vor Jahrzehnten eine Schotter- oder Sandgruba im N des Rückens, die jetzt völlig verwachsen ist, und wo der Sandstein nur aus den Auswürfen eines ausgedehnten Fuchsbaues zu erkennen ist. Weiter gegen O, nordwestlich Ober-Aigen, soll der Brunnen des Bauern Weinzettl (Weinzierl?) im untersten Teil in Kohle stehen. An

dem Steig auf dem Abhang gegen S sind die gleichen, dünnblättrigen Tonmergel aufgeschlossen, in denen außer spärlichen Pflanzenabdrücken Fischreste und Otolithen gefunden wurden; E. Weinfurter führt von diesem Fundort folgende Arten an:

Gobius n. sp. 1
Gobius n. sp. 2
Gobius n. sp. ähnlich *Gobius dorsolobatus* Weiler
Gobius sp. aff. *pretiosus* Prochazka
Cypriniden-Schlundzähne, Jugendformen von *Gobiidae indet.*
Bruchstücke von Süßwasserschnecken.
(Eine Arbeit hierüber liegt druckreif beim Autor.)

Es sind das die gleichen Schichten, wie bei Hasenflüchter; auch hier zeigen sie das abweichende NO-Streichen und 15° Einfallen gegen SO (vermutlich verrutscht). Die Kuppe im O wird durch eine Kalksandsteinlage gebildet, die weiter gegen O dünnschichtiger wird und mit sandigen Mergeln abwechselt, bis sie westlich Unter-Aigen unter dem Diluvium verschwindet.

Weiter im N zwischen Schaißbach—Thürn—Lann—Rosenfelder verdecken jüngere Schichten das Tertiär bis zum Kristallinrand. Im Hohlweg südwestlich Thürn gegen W sind unter feinen Quarzschottern und Sanden die großblockigen Basisschotter (3) gut aufgeschlossen. Die Fortsetzung der Sandsteine von Zobersberg bilden wahrscheinlich die Konglomerate und Sandsteine, die den Hügel südöstlich Siegelsdorf aufbauen. Die Gerölle der festen Konglomerate bestehen aus Quarz und kristallinem Material; Kalkgerölle fehlen hier bereits. Das Bindemittel dieser Härtlinge ist stark kalkig. Gut aufgeschlossen ist das Liegende der Sandsteine im Reisbergerbach (3, 42, 52). Es besteht aus Mergel verschiedenster textureller Ausbildung, die NW streichend 35—55° (im Westende) gegen NO einfallen. Auch die Konglomerate nördlich Lann fallen 30—40° gegen NO ein. Besonders erwähnenswert ist in der Gesteinfolge eine größere Bank eines Kalkmergels, der dünklere Flecken aufweist, so wie es für manche mesozoische Gesteine bezeichnend ist. Analoge Mergelbänke sind als Härtlinge in den Bohrungen in verschiedenen Niveaus des Sarmats und Tortons angetroffen worden (F 4 in 348 *m*, stark zertrümmert und steilgestellt in einer ähnlichen stratigraphischen Position; W 3 in 228 *m*, 238 *m* und 271—273 *m* im Untersarmat, sowie im Andersdorfer Bach usw. [S. 82, Tafel III].

Von Siegelsdorf erwähnt Zwanziger (59) einen alten Schacht um 1881 herum von über 250 *m* (?) Tiefe und beschreibt eine Flora dieser Schichten mit Cypridinenmergel; abweichend von der älteren Darstellung des unproduktiven Schachtes erwähnt Petrascheck (43) eine Bohrung, die in 64 *m* Tiefe Kohle und 96 *m* das Grundgebirge angefahren haben soll. Das wäre die einzige Bohrung im Lavanttal, die den kristallinen Untergrund erreichte!

Nordöstlich des Schlosses Thürn, das auf dem größten Kristallinsporn in die Tertiärfolge hereinragt, tritt bei den neuen Siedlungshäusern wieder Kalksandstein in den Brunnen auf, der zirka 30° gegen NO einfällt. Mit einer Neigung von 45° gegen NO treten am Rücken neben dem Pflanzengarten der Landwirtschaftsschule dünnschichtige Kalksandsteine nahe an das Kristallin (Marmor) heran. Im kleinen Bacherl nördlich Schloß Thürn sind kalkfreie, feste, glimmerreiche Sande angerissen, die 25° gegen NO einfallen. Die zirka 8 *m* tiefen Brunnen der beiden Bauern im N des Bacherls sollen unter der diluvialen Lehmhaut im Blättermergel stehen. Alle diese Schichten sind in diesem Raum von einer mächtigen Lehmschwarte mit einzelnen bis 1 m^3 großen Quarzblöcken bedeckt, deren Abgrenzung von den Schottern weiter im W bis unterhalb „Konrad" unsicher verläuft. Nur letztere Blockschotter sind die nach Winkler (55, 57) basalen Lagen des liegenden Tertiärs.

Im Hohlweg westlich Primus treten grobe Sande (kalkfrei) und Kristallinschotter auf, die flach (bis 15°) gegen O einfallen. Ob diese Schichten den Basisschottern angehören, scheint mir noch unsicher.

Die Alluvionen des breiten Tales von der Lausing bis St. Marein stellen einen wichtigen, tektonischen Trennungsstreifen zwischen dem oben beschriebenen Tertiärgebiet und seiner nördlichen Fortsetzung dar. Basale Blockschotter, vorwiegend aus Pegmatitgrus sind beim Stall des Dullbauer aufgeschlossen; sie gehen rasch in ± kalkige Sandsteine und tonige Mergel über, in denen ein Kohlenflöz um die Mitte des vorigen Jahrhunderts beschürft wurde. Die Schichten fallen 28—20° gegen O (3) ein. Weiter gegen SO folgen auf der Südseite des Rückens in mehrfachem Wechsel Tonmergel verschiedenster Ausbildung, auch mit Blattabdrücken und mürbe Kalksandsteine, wobei erstere stark überwiegen. Das Einfallen der Schichten wird gegen SO zu immer flacher und beträgt in den

Sandsteinen ostwärts Weissenau um 5—7°. Die Rücken und Flächen (3, 7) sind durch eine dichte Lehmbedeckung und Blockschotterüberstreuung ganz überzogen, so daß im Ostteil nur im Graberl westlich Reinfelsdorf und im eingestürzten Luftschutzkeller südwestlich Altendorf das Tertiär herauskommt; bei letzterem Aufschluß fallen die gebankten, sandigen Mergel abweichend zirka 5° gegen SW ein, was man nicht auf eine Verrutschung zurückführen kann.

Durch die ausgedehnten Schotterfächer des Arlingbaches getrennt, tritt sicheres Tertiär erst wieder nördlich Hattendorf zutage. Südöstlich Sterner, nördlich Pollheim, findet man am Hang westlich des Bauern weiße und braungraue, teilweise sehr glimmerreiche, stark kreuzgeschichtete, kalkfreie Quarzsande ähnlich denselben von Primus (S. 52) und Lannacher im S, die 12—32° gegen SO einfallen und vielleicht doch mehr mit den diluvialen Schottern in Beziehung stehen. Die Lehm- und Schotterbedeckung verhindert auch weiter gegen N über Mages bis nördlich Tretzbauer alle Einsicht ins liegende Gebirge.

Nordwestlich Hattendorf treten wieder ± kalkige Sandsteine auf, die dort nach dem Berichte Kieslingers (35) in alten, längst verfallenen Brüchen abgebaut wurden. Durch das Tal des Pollingbaches unterbrochen findet man auf dem langen Rücken von Rotheider bis Neudau die gesamte Tertiärserie wieder: Die basalen Blockschotter (55), die nördlich St. Margarethen bis westlich Wolfsberg ihre größte Ausdehnung erlangen, sind im Hohlweg von St. Margarethen gegen SW zum Rotheider prächtig aufgeschlossen. Sie fallen zirka 30° gegen SO ein, jedoch weiter gegen SO verflacht das Einfallen rasch. Gegen SW scheinen die Schotter durch eine Störung gegen das Kristallin begrenzt zu sein. Auf dem Rücken nordwestlich Prag wird das Sediment rasch feinkörniger, sandiger und toniger und wird in der Ziegelei südwestlich St. Margarethen abgebaut (für eine diluviale Schichte scheinen mir die dortigen Lehme doch etwas zu mächtig; oder handelt es sich um eine junge Ausfüllung im Bereich der NO streichenden Störung nördlich des Tretzbauers?). Westlich Prag und gegen NO tritt eine Folge von glimmerigen Sanden, Sandsteinen und Konglomeraten (kalkfrei bis kalkarm) auf (s. G. Woletz, S. 38, Probe 1243), wobei letztere zahlreiche Kristallingeschiebe bis Eigröße und in einer kleinen Sandgrube am Hauptweg auch umgelagerte, sandige Tonbrocken bis über Kopfgröße führen. Hierauf folgen Tonmergel mit feinen Sandsteinlagen wechselnd und südlich der Kapelle (Maria im Walde) eine mergelige Sandgrube mit zahlreichen Blattabdrücken (52). Hievon bestimmte W. Berger:

Cinnamomum scheuchzeri (Heer) Fr.
Phragmites sp.

Die Schotter bei Prag ziehen weiter gegen SW über den Pollingbach bis 200 *m* ostwärts Tretzbauer.

An der Straße nach Hattendorf sind am Rande die bunt wechselnden Tonmergelfolgen gut aufgeschlossen: In den verschiedenen Oxydationsfarben des Eisens wechselnd findet man in Rhythmen bald auf Zentimeter bis auf Meter Mächtigkeiten einander ablösend, mehr sandige, mehr tonige, mehr mergelige graue Schichten in bunter Folge. An Versteinerungen konnte ich nur spärliche Fischreste feststellen. Von der Höhe K. 522 *m* ziehen sowohl nach O, wie gegen Hattendorf eine Anzahl feinkörniger Kalksandsteinbänke mit wenigen Blattabdrücken, die als Härtlinge diese Kuppe bilden. Weiter gegen O scheinen Tonmergel und Sandsteine sich noch mehrfach zu wiederholen, doch ist unter der Lehmbedeckung nichts mehr zu erkennen. Alle diese Schichten fallen einheitlich mit 15° (Prag K. 522 *m*) gegen O bis 25° (Maria im Walde) gegen SO ein.

Die Blockschotter nördlich St. Margarethen sind durch Hohlwege mehrfach gut aufgeschlossen. Der Schotterbestand weist auf eine Herkunft aus dem Kristallin der Saualpe hin. Im O jedoch findet man Blöcke jener kataklastischen Gneisquarzite, wie sie für das westliche Gipfelgebiet der Koralpe typisch sind (11), wenn sie auch keine Paramorphosen von Disthen nach Andalusit enthalten. Die Flöze der Oppersdorfer Bohrungen (9) sind von feineren, tertiären Kristallinschottern überlagert. Es wäre durchaus denkbar, daß im weiteren Liegenden die basalen Blockschotter erscheinen könnten (27, 55). So wäre auch die Möglichkeit zu prüfen, ob die isolierten Riesenblöcke von Paramorphosenschiefern am Ausgang des Höllergrabens, die für ihre Ablagerung vom heutigen Relief abweichende Flußläufe verlangen, dem Reidebener Blockschutt, oder den basalen Schottern am Sau- bis Koralpenrand zuzurechnen wären, wie es aus der Muldenform des nördlichen Lavanttaler Tertiärs erklärbar wäre.

Diese geringen Aufschlußreihen am Ostende der Saualpe gestatten uns doch einen wesentlichen Einblick in die sedimentären und tektonischen

Verhältnisse des Tertiärs im Liegenden der St. Stefaner Flöze. Zwei verschiedene Sedimentfolgen treten hier, wenn auch durch Übergänge verbunden, scharf aneinander: Ganz am Rand zum Kristallin eine gegen S immer lückenhafter verbreitete und geringer mächtige Schotterhaut von ortsnahem Blockschutt, der mit kalkfreien Sanden und Tonen in Verbindung steht. Diese werden überlagert von einer Tonmergelserie mit (Kalk-)Sandsteinen, die gegen S in kalkige Quarzschotter und Konglomerate übergeben und die kalkfreien Basisschotter verdrängen (12). Zweimal treten die basalen Blockschotter stärker auf: Nördlich von St. Margarethen, um gegen SW bei Pollheim einer dünnen Schutthaut zu weichen, und nach dem breitem Störungsraum südlich Lausing in den Blockschottern nördlich Thürn, von denen gegen S zu in gleicher Weise nur gelegentlich eine basale Schuttlage zu beobachten ist. Diese Erscheinungen sprechen für die anfängliche Sedimenteinfüllung in einen Raum mit starken Reliefunterschieden, die auf die jüngeren, kalkreicheren Ablagerungen keinen Einfluß mehr ausübten, sondern bis dahin bereits völlig ausgeglichen waren. Entsprechend den beiden basalen Blockschottergebieten treten nur in den von diesen getrennten, hangenden Sandsteinen die Kristallinschotter bei Prag und östlich Siegelsdorf auf. Das weist darauf hin, daß zwar das Zufuhrgebiet bereits weitgehend abgetragen und gegen NW zurückverlegt war, das Talsystem der klastischen Zufuhr dagegen noch die gleichen Einzugrichtungen im oberen Torton besaß. Sonst scheint nur im N und NO das Relief noch weiterhin eingewirkt zu haben, während es sich gegen NW weit in diese Richtung zurückverlegte, immer mehr von den aus dem S her zuströmenden Ablagerungsmassen verdrängt.

Im N (Bohrung Neudau F 4, Tafel III) wechsellagern diese Schotter bereits mit kalkreichen Sanden und Mergeln. Hierauf folgt eine Serie von Tonmergeln und Sandsteinen, die bisher bis 80 *m* im Liegenden des Liegendflözes (S. 60) nur spärliche Süßwasserfossilien und Pflanzenreste geliefert hat.

In dieser Schichtserie wurden noch an anderen Stellen spärliche Süßwasserfossilien in Bohrungen gefunden, bzw. Bohrungen abgeteuft:

Die Bohrung F 4 (Neudau) nach W. Fischak und H. Schwenk, durchteufte von zirka 350 *m* bis 500 *m* im Liegenden des Liegendflözes alle Schichten bis tief in die Kristallinschotter hinein, die dem St. Margarethner Blockschutt (52) entsprechen (Tafel III). Die Schotter erreichen nicht mehr ganz die Korngröße wie am Tertiärrand und wechseln mit mächtigen Lagen kalkiger Sande und seltener Mergel. In 686·49 *m* Tiefe wurde die Bohrung innerhalb einer feinkörnigeren Schichte eingestellt, ohne das basale Kristallin zu erreichen. Nur in der Teufe von 204—206 *m* wurden Fischknöchelchen und -schuppen gefunden (Süßwasserformen, Tafel III).

Die Bohrung N 1, St. Andrä, im kalorischen Werk (westlich Siebending), siehe Tafel II, ergab nur wenige unbestimmbare Molluskensplitter in 11·8 *m* Tiefe und in 23·5 *m* nichtverwertbare Reste nach A. Papp (S. 18).

Die Bohrung N 2, St. Andrä, im kalorischen Werk (westlich Siebending), siehe Tafel II, ergab in 13·9 *m* Tiefe Splitter von Deckeln einer Süßwassersohnecke und Splitter eines Ostracoden *(Candona ?)*; in 19·6 *m Candona* sp. und sehr kleine Splitter von ? Süßwasserschnecken; in 26·8 *m* ein auffallend gezeichneter Deckel einer Süßwasserschnecke und wenige kleine Splitter anderer Süßwasserschnecken (Bestimmungen durch A. Papp, S. 18).

Von der Bohrung Ober-Aigen OA (Tafel I) liegen keine Proben mehr vor. Hinsichtlich der Bohrungen B 10 und B 19 siehe Tafel II, Profil 2.

Die Bohrung F_1 (Großedtling) lieferte keine Faunen, weshalb sie nur sedimentpetrographisch von G. Woletz (S. 37, Tabelle III) ausgewertet wurde. Der tiefere Teil von 80 *m*

im Liegenden des Liegendflözes bis zur Endteufe von 1100·70 *m* betrifft das Schichtpaket des Sandalpenostrandes im Gegensatz zur Auffassung von 1949 (10).

Von den alten Oppersdorffer Bohrungen ist kein Material vorhanden. Auf der Halde kann man häufig in Brandschiefern Splitter und Abdrücke von *Planorbidae* findet. nach A. Papp in verschiedenen Größen der Altersstufen finden.

In der Bohrung Oppersdorff VI (O VI, Tafel I) wurden in 50—51 *m* Relativ große Deckel einer Süßwasserschnecke *(Bithynia?)* und Fischzähne, in 128—129·1 *m* Splitter von *Planorbis* und anderen Gastropoden, in 123—126 *m* und 132—134 *m* Tiefe Splitter von *Planorbidae* und Landschnecken *(Klikia?)* gefunden (Bestimmung durch A. Papp, S. 18).

Eine Seichtbohrung südlich der Lavantbrücke von St. Andrä soll außer auf Mergel und Schwimmsande auch auf Sande mit kleinen Quarzgeröllen und ein Braunkohlenflöz gestoßen sein. Leider wurden die Bohrkerne vorzeitig weggeworfen und durch ein unbrauchbares Bohrprofil ersetzt, das im Tertiär nur „festen Tegel mit Braunkohlen" angibt. Vermutlich handelt es sich um eine Fortsetzung des unteren Teiles der Dachbergschotter.

Der Kalkgehalt der Schichten nimmt gegen das Hangende immer mehr zu, während die mehr tonigen Blättermergel stets im Liegenden überwiegen (Bohrung F_1, Tafel III). Das wichtigste Element für die Sedimentgeschichte dieses Abschnittes sind aber die Sandsteine, Konglomerate und Schotter. Leider ist kein Sandsteinzug einheitlich durch die ganze Mulde zu verfolgen, dennoch entsprechen sie sicher geschlossenen Perioden gröberer Einschüttung und geben in ihrer Geröllgesellschaft Auskunft über die Beschaffenheit der Abtragungsräume. Die Gerölle von Prag des Hattendorfer Rückens stammen aus dem Kristallin. Der Eselsdorfer Rücken besitzt keine geröllführenden Schichten; die Gerölle des Siegelsdorfer Rückens stammen aus dem Kristallin und sind von weiter her verfrachtet. Über die Herkunft der Schotter von Zobersberg bis östlich Kollegg gibt die Schottergrube westlich Hasenflüchter Auskunft: Es handelt sich hier um Schotter, die einen weiten Weg mitgemacht hatten und die teilweise aus den südlichen Kalkalpen stammen. Diese Schotter sind also im wesentlichen bereits dem nahen Untergrund ortsfremd. Auf den Transport von Sedimentstoff aus dem S weist auch der Kalkgehalt der Sandsteine hin, der von S gegen N im Durchschnitt auffallend abnimmt. Die Quarzschotter sind im Südteil bedeutend stärker vertreten und nehmen gegen S an Mächtigkeit zu, im Gegensatz zu den Basisschottern, die im N einige 100 *m* mächtig werden, im S aber stark zurücktreten.

Alle diese Beobachtungstatsachen sprechen dafür, daß in dem unteren Teil der St. Stefaner Flözmulde nach einer intensiven Blockschotterführung aus nahegelegenen Räumen des W und NW die Sedimentationsrichtung wechselte und von S her ein lebhafter Transport von Geschieben einsetzte, der mit der feinen Sedimentation (Kalkgehalt) bis in den nördlichsten Teil der Bucht vordrang und sich dort auch mit gröberen Sedimenten der kristallinen Umrahmung mengte. Im Südteil herrschte also bis 3 *km* nordwärts St. Andrä der Transport aus dem S absolut vor.

Vergleicht man die Ablagerungen des Westrandes der St. Stefaner Mulde mit dem oben gegebenen Dachbergprofil (S. 49), so erkennt man gerade in den Quarzschottern die Verbindung beider Ablagerungsräume, wie dies bereits früher H. Beck (3) dargestellt hat. Die Aufschlüsse an der Westseite lassen ein Verfolgen der Schichten im Streichen zu, während auf dem Dachberg die Schichten ± senkrecht hiezu im Einfallen aufscheinen. Daß diese Quarzschotter nordwestlich St. Andrä den Dachbergschottern (vor allem den unteren) entsprechen, ist auch daran zu erkennen, daß sie genau

die streichende Fortsetzung der Dachbergschotter zum Kristallinrand hin darstellen. Die lückenlose Verbindung ist leider unter jüngeren Ablagerungen östlich St. Andrä verborgen. Das Nordende dieser Quarzschotter-Sedimentation aus dem S ist etwa an der Linie Winkling—Klein Rojach—Wolkersdorf erreicht, die weiter gegen O noch nicht bekannt ist. Da die Schotter nördlich Winkling, östlich Klein Rojach und westlich Wolkersdorf (siehe Tafel II, Profil 2, Bohrung 10 und 19; W 1 und W 3, sowie F 3 und Tafel III) verschiedenen Höhenlagen im stratigraphischen Niveau entsprechen, kann man annehmen, daß ganz allgemein die Schotterzufuhr aus S innerhalb dieses Zeitraumes ± gleichmäßig angehalten hat. Damit stimmen auch die gleichen Korngrößen der Quarzschotter des Westrandes der Mulde mit denen des Dachherges überein. Als Übergang der Sedimentation von Basisschotter zu Dachhergschotter sind die kalkfreien Quarzschotter von Ober-Agsdorf und Wiedergrießer aufzufassen.

Eigenartig ist die Zunahme der Sedimentmächtigkeit von S gegen N. Ungefähr kann man die Mächtigkeit aus der Entfernung des Kristallinrandes von dem Liegendflöz der St. Stefaner Mulde bestimmen; durch Störungen unbekannten Ausmaßes ist das aber im Nordteil sehr erschwert. Als Mächtigkeitsprofil im S nehme man am günstigsten die Linie Mettersdorf—nördlich Messensach bis 50 *m* unter der hypothetischen Fortsetzung des Liegendflözes als Oberkante des oberen Tortons. Diese Linie quert die Schichten ± senkrecht zum Streichen und das Liegendflöz nähme hier noch ein Streichen von zirka 160° (340°) ein. Weiter im S, etwa Schröker-Dachherg-Liegendflöz (etwa das Höfersche Profil [21], S. 319), haben wir keinen Anhaltspunkt für den Verlauf des Liegendflözes und abweichende Streichrichtungen. Führt man beide Berechnungen unter Annahme eines gleichmäßigen Einfallens von zirka 17° durch, so erhält man für den Dachherg zirka 400 *m* Mächtigkeit (zusätzlich 150 *m* bis zum Kuchler Horizont); für Mettersdorf—Messensach 410 *m* (+ 150 *m* bis zum Kuchler Horizont). Nimmt man als Profillinie Zobersdorf—Mareiner Bohrloch (M) mit 15° Einfallen an, so käme man erst auf 470 *m* Mächtigkeit; auf der Linie Primus—Weissenau—Mareiner Gesenk mit 10° Einfallen (wegen des durchschnittlich geringeren Einfallens) erhält man 570 *m*. In der Muldenachse etwa NW—SO von Webertoni (Rainer der Karte)—Pfaffendorf—St. Thomas—NW-Ende des Liegendflözes erhält man, 10° Einfallen, etwa 1000 *m* Mächtigkeit. Wenn auch die letzteren Werte hypothetisch sind, die durch die Abbeugung am Kristallinrand und den vielen unbekannten Störungen ganz unsicher werden, also nur Minimalwerte darstellen, so zeigen diese schon deutlich die Zunahme der Sedimentmächtigkeiten von S gegen N.

Vergleicht man diese Art der Sedimentzunahme gegen N mit der Zunahme des Mittels zwischen Liegendflöz und Kuchler Horizont bis zur Muldenachse von S gegen N nach Schäringer (48), so erhält man vom Dachberg zur Bohrung Großedling $G = F_1$ fast eine Verdoppelung des Zwischenmittels, weiter nach N zur Bohrung „B" bei St. Stefan sogar das 2·5fache (ohne Berücksichtigung des Fallwinkels!). Daraus konnte Schäringer eine kontinuierliche Diskordanz der Unterbank des Kuchler Horizontes errechnen. Auch wir erhalten vom Dachberg bis zur Muldenachse eine Verdoppelung der Sedimentmächtigkeit bei aller Vorsicht, daraus könnte man gleichfalls eine diskordante Auflagerung der Quarz-

schotterablagerungen auf ihren Unterlagen erschließen. Fehlen doch im N jegliche Anzeichen einer Fortsetzung der Mühldorfer Schichten, so daß deren streichende Fortsetzung gegen NW an das Südostende des großen Kristallinspornes südlich St. Andrä stoßen müßte. Die Quarzschotter nordwestlich von St. Andrä liegen dem kristallinen Untergrund ganz scharf auf und die rapide Abnahme der Blockschotter gegen S würde eine hinreichende Erklärung dadurch finden, daß die von S kommende Sedimentation diese Basisschotter teilweise aufgearbeitet und nur im N übriggelassen hätte, wo die Einschüttung aus NW und N viel kräftiger und andauernder entgegenwirkte. Bereits die oberen Mübldorfer Schichten haben den Untergrund aufgearbeitet, wie die zahlreichen Kohlegerölle in ihnen zeigen, die nur aus den oberen Granitztaler Schichten stammen können; Stücke von Eigröße sind keine Seltenheit (Luftschutzstollen nördlich Hleunig-Mühle). Quarzschotter und Kalkgerölle fehlen diesen völlig. Wenn Höfer solche unterhalb Schröker angibt, so liegen diese bereits im Hangenden der marinen Mühldorfer Schichten, oder sind von oben her verschleppt. (Auf der Karte Tafel I sind alle Schichten direkt im Hangenden des Marin als Dachbergschotter eingetragen.)

Nimmt man also eine schwache Diskordanz der Dachbergschotter auf ihrer Unterlage an und rechnet mit einer teilweisen Gleichzeitigkeit der nördlichen Kristallinschotterführung, so ist man genötigt, den gesamten Schichtkomplex zwischen der Cardienbank der Mühldorfer Schichten bis 80 *m* (50 *m*) unter dem Liegendflöz als untere Süßwasserschichten (Tabelle V) des oberen Tortons, den brackischen Schichten bis zum Kuchler Horizont, sowie dessen limnischen Hangenden gegenüberzustellen. Damit wären die basalen Blockschotter als Vertretung im N, bzw. Basis der Mühldorfer Schichten und sowie diese ins mittlere, hzw. untere Torton zu stellen, aber können nicht mit den ganz gleichartigen Blockschottern der Granitztaler Schichten im Liegenden des Marins vollkommen gleichaltrig sein. Sie kommen auch aufschlußmäßig mit ihnen nicht in Berührung, wie das Weiterstreichen der Mühldorfer Schichten über Mettersdorf hinaus beweist. Die Möglichkeit, die Basisschichten der St. Stefaner Mulde als Äquivalente der Mühldorfer Schichten zu betrachten, möchte ich aus obigem Grunde hintanstellen, da hiefür keine Beobachtungstatsachen sprechen.

Man kann sich diese Beziehungen des Nordteiles zum Dachberggebiet ähnlich vorstellen, wie auf Abb. 3 a S. 49 die Mergel in der Schottergrube Messensach, die im S mit scharfer Grenze von den Schottern angefressen werden, im N selbst sandiger werden und in die Hangenden, diskordanten Schotter ohne Grenze übergehen. Sicherlich ist die Mergelbank etwas älter als die Schotter, doch gehören beide Schichten einem Sedimentationsakt höherer Ordnung an. Ebenso verhalten sich die basalen Ablagerungen zu den Mühldorfer Schichten und Dachbergschottern, sowie zu den Kalksandsteinen: Jene sind sicher älter als diese, aber dennoch gehören beide einem zeitlichen Sedimentationsrhythmus an, der etwas vor den Mühldorfer Schichten eingeleitet wird und somit mit dem unteren Torton beginnen kann. Der geringen Diskordanz fiel aber gegen N zu das Marin zum Opfer. Es wäre demnach naheliegend, die Diskordanz der Dachbergschotter mit einer Kippung der Mulde gegen NO und Aufwölbung des Rückens St. Andrä—Maria Rojach in Zusammenhang zu bringen, analog der Kippung an der Basis des Kuchler Horizontes gegen NO. Man würde dann

als Kippungsachse eine Linie (Gärtnerkogel?)—Mühldorf—Lavant—Burgstallberg—Pöllingbach annehmen können, die teilweise mit jener Linie zusammenfällt, durch die der Muldenbereich von den Granitztaler Schichten getrennt ist. In der Umstellungszeit zur Lavanttaler Mulde erfolgte der breite, marine Einbruch, der nur aus dem S gekommen sein kann. Eine Knickung gleicher Richtung scheint entlang einer Linie westlich Ettendorf das südliche Ettendorfer Becken mit marinem Torton von der nördlichen Andersdorfer Mulde abzutrennen.

Innerhalb der unteren Süßwasserschichten kam es zu wiederholten Malen zu kleinen Kohlebildungen, die jedoch keine eigentlichen Grundflöze (27) darstellen, noch sich durch das ganze Becken als einheitlicher Vermoorungshorizont zusammenschließen lassen. Auf der Saualpenseite kann man vermutlich zwei solche Bezirke auseinanderhalten, die durch ein ± stärkeres Zwischenmittel von Tonmergel und Sandsteinen getrennt sind: 1. Der untere Horizont von (Ober-Aigen)—Siegelsdorf—Bachbauer—Lausing; 2. der obere Horizont Ober-Aigen—Weissenau. Einem dieser beiden Horizonte ist auch das Oppersdorffer Flöz (9, 27) zuzuzählen, das zweifelsohne tief im Liegenden des Liegendflözes einzureihen ist. So wie diese Horizonte, die möglicherweise noch unterteilt werden könnten, wären auch die Sandsteinzüge zu verbinden: Zobersberg—Siegelsdorf—westlich Eselsdorf—Hattendorf, K. 522 *m* und Unter-Aigen, K. 482 *m* bis 400 *m* östlich Weissenau—(600 *m* westlich St. Jakob?); doch ist eine solche Verbindung noch sehr unsicher. Die Kohlebildungen sind, wie die vermutlich sehr geringen Mächtigkeiten (maximal 1 *m*?, meist nur bis 40 *cm*) beweisen, in seichten Pfannen abgelagert worden, die dem Verlauf des heutigen Gebirgsrandes auffallend parallel laufen.

Nur die Oppersdorffer Flöze sind ihrer größeren Mächtigkeit wegen vielleicht in einer Tiefenrinne ± der späteren Lavanttaler Störung folgend abgesetzt worden. Im Vergleich zur alten Oppersdorffer Bohrung I (9) konnte die neue Bohrung (O VI, Tafel I, bzw. B 41 des Bergbaues, nach W. Fischak) zeigen: Die Begleitschichten der Flöze beider Bohrungen bestehen aus sandigen Mergeln mit Einstreuungen von Geröllagen; das Flözchen der O I in 43 *m* Tiefe wurde von der Bohrung O VI in 51 *m* Tiefe angetroffen; der Kohlenhorizont der O I wurde in 107 *m* Tiefe, in der O VI in 117 *m* Tiefe erreicht; wenn auch die Mächtigkeiten der Kohlebänke schwanken, so weisen die Bohrungen doch Bänke bis zu 2·5 *m* in beiden Bohrungen auf; der Fossilinhalt der Halde des Oppersdorffer Schachtes (siehe A. Papp, S. 18, [52]) stimmt mit dem Fossilinhalt der Bohrung O VI (S. 18) völlig überein. In 134 *m* Tiefe wurde die Bohrung O VI eingestellt, ohne den Kohlenhorizont mit Sicherheit zur Gänze durchörtert zu haben. Auf dem Hattendorfer Rücken als nördlichsten, sowie auf dem Rücken vom Hasenflüchter als südlichsten fehlen bisher außer Blattabdrücken alle Anzeichen von Kohleführung.

5. Die Schönweger Mulde

Die Ablagerungen der Schönweger Mulde lassen sich am besten den Basisschichten der St. Stefaner Mulde anschließen. Östlich Schönweg treten Blockschotter aus der nächsten Umgebung mit Phyllit- nnd Diaphthorit-Geröllen auf. Nördlich Schönweg geben diese Basisschotter in feinere Quarz- und Phyllitschotter über, die sich am Nordrand bis in den

Zwickel zwischen Lamm- und Renkerbach verfolgen lassen. Gegen SW gehen sie in feinkörnige, kalkfreie Schichten aus Sanden und Tonen über, in denen gelegentlich auftretende, absätzige Braunkohle-Flöze beschürft wurden. Selten findet man im Hohlweg gegen N eine zirka 10 *cm* mächtige, dichte Kalkmergelbank, oder feinkörnige Kalksandsteine mit Blattabdrücken (23). Es sind diese Schichten reine Süßwasserablagerungen, nicht wegen der Blattabdrücke *Cinnamonum scheuchzeri* (Heer) Fr., nach W. Berger, allein, sondern auch wegen der Fischreste und zahlreichen Schneckendeckel (Bithynien?, Bestimmung durch A. Papp, S. 18). die man 100 *m* nordwärts des Kreuzes K. 525 *m* finden kann.

Den Granitztaler Schichten kann man diese Sedimente nicht anschließen, da dort solch ein gleichmäßiges Feinerwerden der Korngrößen rasch von einer neuerlichen Schüttung groben Schotters abgelöst wird. Dagegen gleichen die Basisschichten beim Wiedergrießer ganz den Ablagerungen des Schönweger Tertiärs. Da diese Schichten südwestlich der Kippungsachse (siehe oben) liegen, sind sie von der Abtragung durch die Diskordanz der Dachbergschotter verschont geblieben. Die Südgrenze des Schönweger Tertiärs bildet eine zirka 100° streichende, saigere Störung, die einige Zeit lang im Acker zirka 80 *m* südwärts K. 525 *m* aufgeschlossen war. Durch die Straßenarbeiten am Brenner wurde die Störung sowie die Sedimentfolge neuerlich kurz aufgeschlossen:

Zirka 120 *m* südwestlich K. 525 *m* trennt die Störung zirka 100° streichend und steil nordfallend die Phyllite im S von den Phyllitschottern ab. Die Schotter werden bis faustgroß in einem tonig-sandigen, dunkel-ockerigen Bindemittel; durch Rutschungen und Quellaustritten ist dieser zirka 4 *m* mächtige Schotter verstellt. Die Schotter gehen gegen NO rasch in sandige, glimmerreiche, braune Tone mit Pflanzenresten über. Sie wechseln mit grauen Lagen, streichen 30°, fallen NW 25°. Eine kleine, senkrechte Störung streicht NW—SO. Die Tone waren mit etwa 20 *m* Mächtigkeit in spitzem Winkel zur Straße aufgeschlossen und gehen weiter im O in den Verwitterungslehm über. Eine dünnschichtige Lage im O (zirka 80 *m* südwestlich K. 525 *m*) streicht 60° und fällt NW 25°. Neben dem Brennerkreuz (K. 525 *m*) ist im Aufschluß eine Störung zu beobachten, die 165° streicht und 45° gegen O einfällt.

Völlig abgetrennt von diesem Becken, aber vielleicht auf die Verbindung zu den Basisschottern von Ober-Agsdorf und Wiedergrießer hinweisend, findet man im Sattel nördlich Kogler, südlich des Burgstallberges, südwestlich St. Andrä lehmige Sande und Quarz-, Phyllit- und etwas Kristallinschotter, die selten Faustgröße erreichen (8). Durch ihre hohe Lage von zirka 570 *m* kann man in ihnen jedenfalls einen Tertiärrest sehen.

Die gesamte Mächtigkeit der Ablagerungen der Schönweger Mulde wird etwa über 100 *m* betragen.

Ob die Ziegelei auf der Granitztaler Seite tertiäre Tone der Schönweger Mulde oder diluviale Lehme abbaut, ist eine offene Frage, so wie bei der Ziegelei südlich St. Margarethen (siehe S. 53); möglicherweise liegt auch hier eine schichtenlose Füllung einer größeren O—W-Störung vor.

Die Stellung des isolierten Sedimentrestes im S des Judenbaches ist unsicher. Im Gegensatz zur Schönweger Mulde fallen die Schichten hier gegen O schwach ein; älteres diluviales Alter wäre denkbar.

6. Sedimentation in der St. Stefaner Flözmulde

Auf die Ablagerungen der unteren Süßwasserschichten, die man nach den stratigraphischen Ergebnissen ins obere Torton (Tabelle V) stellen muß,

folgen im Hangenden mergelige, sandige Schichten einer immer gleichmäßigeren Sedimentation der gleichen Zeitperiode auf weite Räume. Für die feinkörnigeren Schichten sind ganz flache Landaufragungen mit gleichmäßiger Sedimentzufuhr kalkiger, meist glimmerreicher Sande, die mit Mergeln mit nur geringen, tonigen Zwischenlagen abwechseln anzunehmen. Die Bohrungen Marein (M), Wolkersdorf I und III (W_1 und W_3), Großedling ($G = F_1$), (Tafel III und VII), geben über diesen einförmigen Sedimentationsraum der Mulde Auskunft. Kohlehäcksel und spärliche Pflanzenabdrücke sind bisher aus diesen Schichten bekannt, in denen die dünnschichtige Ausbildung mehr zurücktritt. Gegen S gehen die Ablagerungen in die Dachbergschotter und ihre mergelige Zwischeulagen über.

Zu Abschluß dieser Ablagerungszeit, die keine groben Sedimente aus dem NW mehr aufweist, tritt eine weitgehende Vermoorung ein, die als unterstes Flöz der St. Stefaner Mulde durch die Bohrung Priel (P) (Tafel II) beim Gasthof Totzer zuerst im Liegenden des Liegendflözes entdeckt wurde (Totzer Flöz). In der Bohrung Priel (P) besaß es 40 *cm*, Marein (M) 45 *cm*, Großedling ($G = F_1$) nur 20 *cm*, Wolkersdorf II (W_2) = F_2 (Tafel III und VII, nach W. Fischak und H. Sohwenk) fast 100 *cm*, in der Bohrung W_3 wird es nur durch etwa 20 *cm* Brandschiefer vertreten, und weiter gegen S tritt es in der F_3 (K) mit starken Brandschiefermitteln über 1 *m* mächtig auf; nördlich St. Stefan wurde es in der B 40 (Tafel II) mit 15 *cm* Mächtigkeit festgestellt. Dieses Flöz zeigt durch seine regionale Verbreitung einen im Meeresniveau oszillierenden Muldenraum als erstes St. Stefaner Flöz an. In den Schichten zwischen Totzer und Liegendflöz wurden außer in F_3 (K)- (siehe A. Papp, S. 24) nur Süßwasserablagerungen bekannt, die sich in der gleichen Fazies bis in den Kuchler Horizont hinein erstrecken und auch in gleicher Ausbildung bis in die Granitztaler Schichten verfolgt werden. Eine einzige, abweichende Fazies wurde nur in der W_3 zirka 100 *m* im Liegenden des Liegendflözes (also höchstes Obertorton) erbohrt, die aus einer fast 12 *cm* mächtigen Unionenschichte (siehe A. Papp, S. 23) mit massenhaft Fischresten und angeblich auch großen Ostracoden (nach W. Klaus) besteht.

Durch marine Fossilien knapp im Liegenden des Totzerflözes (B 40, siehe A. Papp, S. 22) ist das Auftreten untersarmatischer Faunen auch im Liegenden des Liegendflözes gesichert. Hiezu kann man mit größter Wahrscheinlichkeit auch die Foraminiferenfunde Petraschecks (43) in der Bohrung Marein (M) stellen, die 80 *m* im Liegenden des Liegendflözes gemacht wurden (Tafel III). Dadurch haben sich Funde untersarmatischer Faunen im Lavanttal für eine genauere Einstufung des Horizonts in bezug auf die St. Stefaner Flöze leider als unbrauchbar erwiesen. Deshalb darf man nicht mehr die Ausbißlinie des Liegendflözes als Grenze Torton-Sarmat wählen (12, 39), sondern wird diese zirka 80—50 *m* tiefer, ins Liegende des Liegendflözes rücken. Dadurch fallen auch die Funde von *Pseudochloritis gigas* Pf. (27, 40) bis 4 *m* im Liegenden des Liegendflözes innerhalb des Untersarmates als eine spezielle Süßwasserfauna. Auch in der Bohrung F_3 (K) wurden zwischen dem Liegend- und dem Totzerflöz eine typische Untersarmatfauna (A. Papp, S. 20) im Dachbergschotter gefunden.

Weitere wesentliche Schwierigkeiten in dieser Frage verursachen die ungeklärten Verhältnisse im Liegenden des Liegendflözes südlich der

Behelfsanlage (Tafel II). Da die Bohrung B 8 nur taube Schichten antraf, so vermutete man, daß das Liegendflöz etwas ostwärts von B 8 ausbeiße. Das Drehen des Liegendflözes gegen SW bei der Behelfsanlage führte zur Abteufung der B 39, die interessanterweise erst in 55 *m* Tiefe ein unbauwürdiges Flöz von zirka 1 *m* Mächtigkeit antraf. Der Ausbißverlauf ist jedoch bisher das einzige, was auf die Deutung dieses Flözes als Liegendflöz hinweist; denn weder in B 39 noch in B 8, die eine untersarmatische Normalbrackfauna in 40 *m* Tiefe lieferte (A. Papp, S. 20), sind Anzeichen eines vertaubten Hangendflözes, wie weiter im N (B 1, 2, 3, 5, 9), noch auch des Totzerflözes vorhanden. Die Art der Vertaubung des Liegendflözes im S durch die Verzahnung mit den Dachbergschottern (B 13, 14, 16, 17, Tafel III unten) ist von der des Flözes der B 39 ganz verschieden. Eines scheint jedoch sicher, daß südlich der Behelfsanlage ein nicht unbedeutender Verwerfer von NW hereinzieht. Das Flöz der B 39 stellt einen beachtlichen, liegenden Kohlehorizont dar, der auch nicht mit dem Totzerflöz zu vereinen wäre. Daß Flöze keine sichere, stratigraphische Grenze bilden, ist in ihrer zeitlich und räumlich verschiedenartigen Ausdehnung und Entstehung leicht erklärbar, wie dies Petrascheck (45) an dem Beispiel der Verbreitung von Tuffen und Flözen im Fohnsdorfer und Köflacher Revier mit eindrucksvoller Klarheit zeigen konnte.

Über das Liegendflöz, in dem der Hauptabbau des St. Stefaner Bergbaues umgeht, ist mehr bekannt. Seine Ausbißlinie ist durch Flachbohrungen vom nördlichen Dachberg, östlich von Jakling, bis nördlich St. Stefan erforscht. Es hat trotz bereichsweise stärkeren Schwankungen mehr xylitischer bald mehr dichter duritischer Ausbildung eine weithin anhaltende, gleichmäßige Mächtigkeit von 1·80 bis 2·20 *m*. Im NW hat Schäringer (47, S. 211) aufrechte Wurzelstöcke von 1·3 *m* Durchmesser und bis zirka 1 *m* Höhe beschrieben und abgebildet, die durch ein Zwischenmittel von der hangenden Kohle getrennt sind. Dieses Zwischenmittel umläuft in bizarren Windungen den Wurzelstock so, daß es ober dem Stock ganz ausdünnt bis zum völligen Fehlen, während es neben diesem zur normalen Dicke von 6 bis 10 *cm* anschwillt. Die hangende Kohle umfließt auch den Wurzelstock infolge tektonischer Anpressung; zirka 50 *cm* oberhalb desselben zieht sie bereits gleichmäßig ohne Störung durch. Im O fehlt dem Liegendflöz jegliches Zwischenmittel oder Lettenbestege, erst zirka ab der Lavant westwärts tritt ein Zwischenmittel von 10 bis 20 *cm* auf. Im südlichen Mareiner Feld treten eine verschiedene Anzahl von Lettenbestege (3—9) besonders gegen den Ausbiß zu auf. Südlich der Behelfsanlage zeigen die Bohrungen eine deutliche Zunahme des Zwischenmittels und ein leichtes Aufspalten des Flözes an, das nach den Bohrungen B 14, 16, 17 im nördlichen Dachberg ganz unregelmäßig wird und vertaubt (Tafel III unten).

Diese Vertaubung gegen S steht in engstem Zusammenhang mit der Vergröberung der begleitenden Schichten (B 10 und 19), die über Grobsande in die oberen Dachbergschotter übergehen. Wie die Bohrung Kragelsdorf ($K = F_3$) zeigt, ist weiter im O etwa in gleicher geographischer Höhe ein Vertauben des Flözes nicht bekannt, da in dieser Bohrung das Liegendflöz in voller Mächtigkeit angetroffen wurde. So wie in B 10 und 19 wurden erst im Liegenden des Liegendflözes feste Sande und Schotter als Vertretung der Dachbergschotter angefahren. Vor allem in B 14, 16

und 17 treten diese auch weiter im Hangenden auf. Die nördlichsten Spitzen der aus dem S kommenden Schottersedimente sind in der Bohrung W_3 in gleicher stratigraphischer Position angefahren worden.

Ganz abweichend verhält sich das „Liegendflöz" in B 39 (S. 60); diese auffallende Mächtigkeitsabnahme läßt sich in keiner Weise befriedigend mit den anderen Ausbißbohrungs-Ergebnissen vergleichen. Darüber gäbe eine neuerliche Bohrung im O von B 39 zwischen B 8 und B 7 Aufschluß. (Siehe Tafel II, in der beiden Möglichkeiten der Ausbißlinie des Liegendflözes Rechnung getragen wurde.)

Im NO von St. Stefan am nördlichen Rotkogel, südwestlich St. Johann, tritt eine rasche Mächtigkeitsabnahme des Flözes bis auf 1 *m* (ähnlich der B 39?) ein. Über eine eigenartige Erscheinung aus der Mareiner Grube berichtet Schäringer (47, S. 26), die ich hier wörtlich wiedergebe:

„Die in den Jahren 1946 und 1947 durchgeführten Streckenvortriebe im Raume südlich und südöstlich Köglwirth durchfuhren eigenartig gebaute, schmale Streifenbereiche des Liegendflözes, die in paralleler Anordnung und ungefähr W-O orientiert in Abständen von durchschnittlich 30 *m* aufeinanderfolgen. Das bemerkenswerte der Erscheinung liegt darin, daß es sich nicht um normale Flözverbeulungen kleinen Ausmaßes handelt (wobei die Hangendschichten die schwachen Wallungen des Flözes mitmachen), sondern um 8—12 *m* breite, aber langgestreckte Einmuldungen der Flözmasse in das Liegende. Dabei erscheint die ober der Flözmasse geschaffene Hohlform durch einen nur hier auftretenden, weißen, feinsandigen Letten ausplombiert, über welchen der normale Hangendmergel erst diskordant und mit dem in dem in diesem Gebiete üblichen Streichen und Fallen auflagert. Die nachstehende Ulmaufnahme mag diese eigenartige Lagerungsform typisieren.

Diese nur in diesem Grubenteil auftretenden Erscheinungen finden eine zwanglose Erklärung nur in der Weise, daß noch zur Zeit der miozänen Waldmoorbildung schmale, langgestreckte Eintiefungen der Moorsubstanz stattfanden (durch Hohlraumbildungen an der Basis des Moores), in denen sich sofort der feinsandige Letten sedimentierte, bevor noch die weitflächige Überflutung des Waldmoores stattfand (Sedimentation des Hangendmergels)."

Entlang von NW—SO-Klüften findet man häufig Auswaschungen und Auskolkungen im Ausbißbereich des Nordwesten, die jedoch nichts mit den oben geschilderten Formen zu tun haben.

Die Ausdehnung des Liegendflözes gegen O ist durch den Koralpenabbruch rein tektonisch begrenzt und nicht mehr zu erfassen. Die Vertaubungen des Flözes im NO und ausgedehnt im S, die Einschwemmungen aus dem W im südlichen Mareiner Feld und die Begrenzung des abbauwürdigen Liegendflözes weisen darauf hin, daß das Lavanttaler Becken im Untersarmat in keiner Weise dem heutigen Umfang ähnelte, sondern zirka senkrecht zur derzeitigen Erstreckung sein Muldentiefstes hatte, und daß sich die Vermoorung gegen O über die Koralpe hinweg ausdehnte, bzw. entwässerte. In gleicher Weise ist eine Qualitätsverbesserung der Flöze gegen O feststellbar, die nicht auf eine tektonische Beeinflussung durch die Sprünge allein zurückzuführen ist, sondern im Sedimentären liegt. Diese Gestalt des Beckens ist nicht plötzlich erworben worden, sondern sie war durch die stärkere Hebung der südlichen Kalkalpen nach dem breiten, marinen Einbruch ins Lavanttal in Zusammenhang mit der oben erwähnten Kippung um eine NW-Achse bereits im oberen Torton vorhanden, doch besitzen wir keinen so ausgedehnten Aufschluß, der das klar zeigen könnte.

Direkt im Hangenden des Liegendflözes folgen noch Süßwasserablagerungen mit dünnschichtigen Tonen, die vermutlich Diatomeen enthalten, mit Fischresten und Süßwasser-Schneckendeckeln. Zwischen Hangend- und Liegendflöz sind bisher noch keine brackischen Faunen bekannt geworden. Konnte man in der Mächtigkeitsabnahme des Liegendflözes gegen NO noch den Einfluß einer näher gelegenen Küste vermuten, so ist weiter im Hangenden nichts mehr davon zu bemerken.

In regelmäßigem Abstand von 32 bis 35 *m* folgt das Hangendflöz, das nur östlich der Lavant vom Bergbau St. Stefan abgebaut wird. Es zeigt an, wie rasch sich die Sedimentationsbedingungen in der flachen Küstenebene auch auf weitem Raum hin ändern können. Schäringer (47, S. 194) gibt ein sehr instruktives, graphisches Bild von der Abnahme der Mächtigkeit des Hangendflözes gegen W. Vom Kuchler Sprung (O *m* der Abh. Schäringers) bis zur Lettenkluft hat es konstant 3 *m*; westwärts derselben bis zur Eisenbahn gleichbleibend 2 *m*, wo die Bauwürdigkeitsgrenze erreicht wird, gleichlaufend dem nördlichen Ausbisse gegen das Totzer Gesenke im NW kann es manchmal wieder über 2 *m* erreichen; im allgemeinen ist die Mächtigkeit westwärts der Bahn zu wechselnd, um einen harmonischen Abbau zu sichern. Nachweisen läßt sich das Flöz im W bis südlich der Behelfsanlage nach den Ausbißbohrungen (Tafel II und Profil 1). Gegen S nimmt das Hangendflöz vermutlich nur langsam an Mächtigkeit ab. In der Bohrung $W_2 = (F_2)$ ist es sicherlich überbohrt worden, da durchgehende Kerne nur in der Bohrung W_3 gezogen wurden (Tafel II und III). Falls man den Angaben in den Bohrungen F_1 und W_1 Glauben schenken darf, ist dort das Hangendflöz mit nur 50 *cm* Mächtigkeit angetroffen worden, so daß weiter im S die Vertaubung auch östlich der Bahn vorzuschreiten scheint. In der Bohrung W_3 wurde das Hangendflöz wieder in voller abbauwürdiger Mächtigkeit angetroffen. Es ist daher anzunehmen, daß es auch weiter im S in der $F_3 = (K)$ nur überbohrt wurde, wenn auch im Niveau zirka 30 *m* im Hangenden des Liegendflözes allein limnische Schichten angetroffen wurden (siehe A. Papp, S. 20 und Tafel III und VII).

Das Hangendflöz hat außer Lettenbestegen zwei Zwischenmittel (19, 43), die von der Lettenkluft bis zur Bahn zusammen etwa 50 *cm* ausmachen; durch Zunahme vor allem der Zwischenmittel gegen W tritt die Vertaubung des Flözes in dieser Richtung ein. In den Bohrungen des nördlichen Dachberges konnte das Hangendflöz nicht mehr nachgewiesen werden (48). In chemischer Hinsicht läßt sich das Hangendflöz nicht so gut veredeln, wie das Liegendflöz. Die Qualität der Kohle von Hangend- und Liegendflöz ist die einer guten, schwarzbrechenden Braunkohle mit zirka 4100 bis 4200 Kal. der reinen Stückkohle. An Veredlungszonen werden vermutlich auch Werte von über 5000 Kal. erreicht (in der Nähe von Verwerfern im Ostfeld). Sehr wertvoll macht sie der geringe Schwefelgehalt. In beiden Flözen ist eine bedeutende, qualitätsmäßige Zunahme von W gegen O feststellbar, die mit dem abnehmenden Aschengehalt in Hand geht. Jedes Flöz folgt in der Hinsicht seiner Eigengesetzlichkeit, die zu erfassen eine lohnende Aufgabe für Bergbau und Wissenschaft bedeuten würde (Chemie, Pollenanalyse usw.). Dem Entgegenkommen des Bergbaues St. Stefan verdanke ich folgende neuere Durchschnittsanalysen über das Liegendflöz:

	Liegendflöz Marein (Behelfsanlage)	St. Stefan O-Feld
Grobe Feuchtigkeit	22·10%..10·95%	.....11·27%
Gesamtfeuchtigkeit	30·63%..24·63%	.....26·65%
Asche	10·14%..14·39%	..... 7·59%
Reinkoks	27·46%.. —	..... —
Flüchtige Bestandteile	31·77%..30·50%	.....30·90%
Kohlenstoff	41·50%..41·81%	.....46·03%
Wasserstoff	3·37%.. 3·15%	..... 3·21%
Verbrennlicher Schwefel	0·66%.. 0·24%	..... 0·67%
Sauerstoff+Stickstoff	13·70%.. —	..... —

Analysen nach Petrascheck (43), sicher nur Ostfeld; Pauschalanalysen nach Fugliewicz (19):

	Hangendflöz	Liegendflöz	Pauschalanalyse
Kohlenstoff	48·76%	45·68%	—
Wasserstoff	4·02%	3·99%	—
Sauerstoff	16·13%	14·67%	—
Stickstoff	0·26%	0·28%	—
Gesamtfeuchtigkeit	23·80%	24·49%	26·00%
Schwefel	—	—	0·02%
Asche	6·51%	10·53%	2—9·00%
Kalorien	4215 Kal.	4135 Kal.	3850—4150 Kal.

Wurzelstöcke sind im Hangendflöz bisher nicht aufgefunden worden. Bald unmittelbar im Hangenden bis 4 *m* darüber ist ein sehr feinschichtiger papierdünner, auffallend leichter Schieferton verbreitet, in dem auch die altbekannten Phosphoritknollen gefunden wurden (43, 55, Wolf, 1875). Als andere Fazies findet man teils noch unmittelbar im Flöz selbst, teils ihm auflagernd gelegentlich Planorbiden aller Größen (A. Papp, S. 24) angehäuft. Dies ist die gleiche Süßwasserfazies, wie sie beim Oppersdorffer Flöz oder im Granitztal zu beobachten ist. Manche Phosphoritkonkretionen umschließen im Kern die Tone des Bindemittels mit Schneckensplitter. Die Phosphorite werden in seltenen Fällen als Konkretionen von dem oben beschriebenen Ton in gleichmäßigen Ausbiegungen allseits umschlossen; häufiger findet man sie auf sekundärer Lagerstätte zusammengeschwemmt, beim Transport begleitet von Fischknöchelchen und Süßwasserschnecken teilweise zerbrochen und mit unregelmäßigen Kalkkonkretionen im tonigen Bindemittel bis zu einer Mächtigkeit von 75 *cm* anwachsend. Die Umlagerungen im Sedimentraum haben sich also nicht nur in den Schotterfächern, sondern auch innerhalb der pelitischen Ablagerungen abgespielt. Von einem Querschlag ins Hangende konnte A. Papp, S. 24, eine kleine Süßwasserfauna aus dem Phosphorithorizont bekanntgeben. Die Phosphorite sind auf das Ostfeld beschränkt.

Die Schiefertone wurden dankenswerter Weise von Dr. A. Ruttner auf ihren Diatomeengehalt untersucht, wobei das vorwiegende Auftreten der Gattung *Melosira* festgestellt wurde. Spongillennadeln sind häufig zu finden, fast zur Hälfte besteht der Ton aus Bitumen; alle diese Erscheinungen sind für Sapropelbildungen bei ausklingender Vermoorung sehr bezeichnend. Die Diatomeenschiefer stellen einen wichtigen Leithorizont für das Hangendflöz dar, da sie auch manchmal die vertaubenden

Kohleschmitze begleiten, wie es die Bohrung B 2 in 22 *m* Tiefe zeigte, zirka 3 *km* vom Fundpunkt des Ostfeldes entfernt (Tafel II, Profil 1). Auch aus dieser Probe gab Ruttner *Melosira* sp. und Spongillennadeln bekannt. Eine genaue Bestimmung der Diatomeenarten wird derzeit von Doktor F. Hustedt (Plöss) durchgeführt.

Wie rasch marine und limnische Schichten miteinander abwechseln können, erkennt man aus den Bohrprofilen (Tafel III): B 14 zeigte in 50—50·8 *m* Tiefe einen Kern mit Süßwasserfauna (A. Papp, S. 21), in 50·80—51·80 *m* ist sie bereits durch eine reiche, brackische Fauna ersetzt, um gleich darauf wieder nur limnische Züge aufzuweisen. Am deutlichsten sind diese Sedimentationsrhythmen aus dem Profil der Bohrung W_3 von W. Fischak und W. Klaus (Tafel III) zu entnehmen. Die Abfolge verläuft meist, wie folgt, vom Liegenden zum Hangenden: Auf Mergel folgen Sand- und Schotter-Einschüttungen, die mit Vermoorungen mit Brandschiefern und Kohlebildungen enden, worauf ihnen dann ± ausgedehnte, bituminöse Tone nachfolgen; darauf beginnt der nächste Zyklus wieder mit Mergeln. Natürlich sind die Zyklen vielfach unvollständig und die Rolle der Umlagerung innerhalb, sowie von Zyklus zu Zyklus, ist noch gar nicht abzuschätzen. Wieviele solche Zyklen innerhalb der Flözserien feststellbar sind und die genaue Art der Abfolgen wäre bei einer intensiven Durcharbeitung der Bohrung W_3 zu erwarten.

Eine derart lebhafte und rasche Oszillation von Brack- und Süßwasser auf einem so ausgedehnten Streifen von etlichen Kilometern Länge beweist eine breite, sehr flache Küste. Nach der Verbreitung des Hangendflözes zu schließen, scheint sich der Saum der Flachküste besonders gegen N und O weiter ausgedehnt zu haben und das Hangendflöz selbst wird vermutlich im S von den Schottersedimenten der Südalpen nicht mehr berührt worden sein. Der Einfluß des westlichen Gebirgssaumes verschaffte sich mehr Geltung, dafür gehen im N die letzten Anzeichen eines Küstenrandes verloren. Das Ostende dieses Moores, das sich über die heutigen Gipfel des Koralpengebietes von NO bis O ausgedehnt haben muß, ist auch nicht bekannt und die heutige Verbreitungsgrenze rein tektonisch entstanden.

Das Schichtpaket zwischen Hangendflöz und Kuchler Horizont ist frei von größeren Flözbildungen und seine sandigen Mergel zeigen häufiger marine Einschaltungen (27, 39, 55) mit charakteristischen Rissoen- bzw. Elphidienfaunen (siehe A. Papp, S. 19, und R. Grill, S. 34) des unteren Sarmats. Die Mächtigkeit der Schichtfolge schwankt von zirka 70—80 *m* im S (im nördlichen Dachberggebiet ist nur der Abstand Liegendflöz—Unterbank Kuchler Horizont nachweisbar) über die Bohrung F_3 (K) mit zirka 106 *m* (Hangendflöz fehlt?), $W_2 = F_2$ mit 156 *m*, zur Bohrung „B" mit 190 *m* kontinuierlich, wie W. Schäringer (48) feststellte. Die häufigen Einschaltungen brackischer Faunen sind derzeit nicht als durchgehende marine Horizonte erfaßbar, die meisten Faunenpunkte wies die Bohrung „B" (55) auf, doch sind die Teufenangaben bei den Bohrproben nicht mehr sicher überprüfbar. Süßwasserablagerungen fehlen besonders im S durchaus nicht (siehe A. Papp, S. 22). Nach den Funden in der Bohrung „B" (Tafel III) und dem Dachberghohrloch (siehe A. Papp, S. 25) reicht die Normalbrack-Fauna bis wenige Meter unter die Unterbank des Kuchler Horizontes.

Diese hangendsten, brackischen Schichten ermöglichen eine Abtrennung einer Pirenellen(Cerithien)—Fazies von der tieferen Rissoenfazies. Die Untergliederung ist in der ganzen St. Stefaner Mulde von der Bohrung „B" bis zum Dachhergbohrloch im S durchführbar. Dieses Vorkommen weist auf eine fortschreitende Aussüßung hin, wie dies auch im Untersarmat

der anderen Tertiärbecken bekannt wurde (25). Da die Formen der mittelsarmatischen Pirenellen und ihre Vergesellschaftung fehlen, so sind auch die höchsten, brackischen Faunen nach A. Papp, S. 26, noch in das Untersarmat zu stellen.

Grobkörnige Ablagerungen fehlen im N sicher, aber schon die Bohrung W_3 stieß auf Quarzschotter noch im Hangenden des Hangendflözes (Teufe 250 *m*, 284·35—284·55 *m*, 289·50—290·90 *m*, ob die Schotter in 217 *m* und 219 *m* Tiefe auch noch den Dachbergschottern zugehören, muß erst geprüft werden), so daß die Dachbergschottersedimente auch in der Beckenmitte noch in höhere Schichten eingreifen. Dennoch muß man annehmen, daß die Aufragungen der Südalpen zurückgegangen sind, da die Schottermengen viel geringer sind, wenn auch die Zufuhr des Kalkreichtums, wie seit den Mühldorfer Schichten, noch vorwiegend aus dem S kam.

Nach Schäringer (48) ist die Mächtigkeitszunahme der mittleren Schichten gegen N (55) auf die diskordante Überlagerung des Kuchler Horizontes auf die liegenden Mergelschichten zurückzuführen. Es fand demnach vor der Ablagerung des Kuchler Horizontes eine Erosionsphase statt, die auf eine Kippung der Mulde, zirka in Richtung der heutigen Muldenachse NW—SO um 3° gegen NO erfolgte. Hiedurch wurden wiederum die südlichen Schichten am Dachberg stärker der Abtragung ausgesetzt, die Sedimentzufuhr aus dem S ließ nach und das nördliche Kristallin wurde gehoben, wodurch die Einwanderung mariner Faunen aus dem O, bzw. NO endgültig abgeschnitten wurde. Auch damals scheint die Entwässerung ostwärts gerichtet gewesen zu sein. Da diesmal jedoch die Südalpen keine weitere Hebung erlitten, ging der Kalkgehalt mit dem Ausbleiben der südlichen Sedimente sehr zurück. So blieb mit der Absperrung des Lavanttales gegen NO und O ein großer Süßwasser-Binnensee zurück, der auch noch weit gegen O, bzw. S hereinreichte und nach der heutigen Kenntnis der Verbreitung des Kuchler Horizontes eine größere Ausdehnung besonders gegen S besaß, wie die beiden St. Stefaner Flöze.

Das geht auch aus der Qualität der Oberbank des Kuchler Horizontes hervor, die im Nordteil zwar zirka 5 *m* Mächtigkeit erreichte, aber mit zahlreichen, kleinen tauben Zwischenmitteln untermischt sein soll, die bei den Bohrungen natürlich nicht genau erfaßt werden konnten. Im S beim jetzigen Kuchler Gesenke (Tafel II) erwies sich die Oberbank bereits im Ausbiß durchaus abbauwürdig und kaum verwittert, von ausgezeichneter Qualität mit einem Mittel von 6 bis 10 *cm* und reiner Kohlenmächtigkeit von 2·5 *m*. Dafür zeigten die Bohrungen südlich des Werdenbaches (B 1—4/51, Tafel II) wieder sehr starke Mächtigkeits- und Mittelschwankungen der Oberbank an, so daß man bei der Kuchler Oberbank eine ganz allgemein unruhige Sedimentationszeit annehmen muß.

Als Begleiter der Flöze des Kuchler Horizontes weichen die sandigen Mergel nach oben hin immer weniger kalkhältigen Tonen und Sanden, die sie in verschiedenen Niveaus ablösen. Diese Tone wurden vor allem am nördlichen Dachberg für Töpferarbeiten gewonnen (21, 36) und werden auch jetzt in der Ziegelei NNW Kressbauer abgebaut.

Aus der Auffahrung des Kuchler Gesenkes (Tafel II) wurden mir neuerdings Blattadbrücke aus der Kuchler Oberbank bekannt.

Die Unterbank des Kuchler Horizontes erwies sich mit einer Mächtigkeit von insgesamt 1·3 bis 1·7 *m* als verhältnismäßig recht konstant. Die Aufschlüsse im Schurfschacht beim Kammerhofer, östlich Jakling zeigten nach Schäringer (47, S. 26 f) eine 70 *cm* mächtige Liegendbank aus brauner, duritischer Moorkohle, ein toniges Zwischenmittel von 20 *cm* und eine 110 *cm* mächtige Hangendbank aus Xylitkohle (teilweise Brettelkohle). In Abständen von 5 bis 10 *m* fand man in der Hangendbank Wurzelstöcke bis 2 *m* dick, die zirka 50 *cm* weit ins Hangende reichen und im Inneren noch kaum inkohlt waren. 3—4 *m* in ihrem Umkreis tritt reichlich Kohlehäcksel auf und an den zahlreichen Rutschflächen, die sie umgeben, erkennt man den unregelmäßigen Widerstand, den sie als Inhomogenität innerhalb der Kohle gegen tektonische Beanspruchung leisteten.

Die Bohrung W_3 lieferte zwischen Unter- und Oberbank des Kuchler Horizontes eine kleine Süßwasserfauna (siehe A. Papp, S. 19), ähnlich den Fischfaunen der Liegenden Serien. Welches der unteren Flöze der Unterbank in der südlicheren Bohrung „A" entsprechen soll, ist ganz unsicher. In den weiteren St. Stefaner Bohrungen „B" (Tafel III), „C" und „D" ist eine Ober- und Unterbank ± gut herauszukennen; aber es schieben sich ganz unregelmäßig auch mächtigere Flöze in der Mitte ein (Bohrung $G = F_1$) und das Schwanken des Kuchler Horizontes von der Oberkante Oberbank zur Unterkante Unterbank ist sehr ungleichmäßig. Kleinere (oder bedeutendere?) Flöze stellen sich auch noch knapp im Hangenden und Liegenden (?) des Kuchler Horizontes ganz unbeständig ein. Durch die zahlreichen Bohrungen an der Bahn, südwestlich Wolkersdorf, sind diese Schwankungen besser erfaßbar und man erhält aus ihnen den Eindruck, daß sich Teile der einzelnen Bänke ablösen (Tafel III, unten) und durch ± stark anschwellende Mittel getrennt, sich vertreten können. Diese Eigenschaften werden bei den bergbaulichen Aufschlüssen näher bekannt und erfaßbar werden. Große Mächtigkeitsunterschiede zeigt die Oberbank, die (wenn vollständig erhalten) zwischen 2·5 *m*, westlich des Verwurfes D (B 37, 38 Tafel III unten) bis 7·8 *m* mit etlichen Zwischenmittel in der Bohrung $G = F_1$ schwanken kann, wenn diese Angaben stimmen. Mit 2—3 *m* im S — Großedling südwärts — und 4—5 *m* Mächtigkeit im N wird man jedoch auf weitere Erstreckung rechnen dürfen. Innerhalb der meist zweiteiligen Unterbank ist bei mächtigerem, oberen Teil ein geringerer, unterer Teil und umgekehrt zu erwarten.

Die Qualität der Kohle besitzt meist unbedeutend kleinere Kalorienwerte, wie die der St. Stefaner Flöze; auch ist sie weniger inkohlt und häufiger lignitisch (Brettelkohle). Da der Horizont bergbaulich zu wenig aufgefahren ist, konnten mir von seiten der Direktion keine Durchschnittsanalysen zu Verfügung gestellt werden; es ist aber anzunehmen, daß der Wert über 3300 Kal. liege.

Sehr unregelmäßig und stark wechselt das Zwischenmittel zwischen beiden Bänken. Von unter 9 *m* bis über 20 *m* ist eine solche Differenz auf geringe Entfernung ohne Zuhilfenahme von Störungen kaum erklärlich.

Im Hangenden der flözführenden Serie tritt eine sehr mächtige Schichtfolge aus stets kalkfreien Ablagerungen vorwiegend sandiger und toniger Zusammensetzung auf, wie Schäringer (48) feststellte. Öfters wird der Kuchler Horizont (F_1, F_3, Tafel III) durch eine 13—25 *m* mächtige Tonschichte abgeschlossen, in der bituminöse Lagen und Kohlehäcksel häufig auftreten. Fossilien sind aus dieser hangenden Serie noch keine bekannt (52) — die Funde in der Bohrung W_1 sind nicht überprüfbar —, doch erweckt die völlige Kalk- und Fossilfreiheit ganz den Eindruck von Süßwasserschichten. Aus diesem Grunde kann man die Ablagerungen als obere Süßwasserschichten den unteren Süßwasserschichten des oberen Tortons (Tabelle V) gegenüberstellen.

Die Schotterlagen, die in den Bohrungen nur spärlich aufgefunden wurden, aber in dem großen Aufschluß (Schottergrube) östlich des Mittertalkogels (Abb. 4) und auf dem Rücken des Husarenkogels sowie des Mosingerwaldes in feinstückigerer Form mehrfach auftreten, führen vor allem Quarz- und Quarzitgerölle und haben sicherlich einen viel weiteren Transport erlitten, als das heutige Relief der Koralpe voraussetzt. Kennzeichnend ist für sie der ausschließliche Gehalt an Geröllen kristalliner Herkunft (Pegmatite, Glimmerquarzitem, selten venitische Gneise) wobei transportempfindlichere, kristalline Schiefer fehlen; Amphibolite sind selten und entsprechen der Koralmfazies; Schiefer mit Disthenwülsten konnte ich bisher nicht finden. Diese groben Schotter bis Kopfgröße

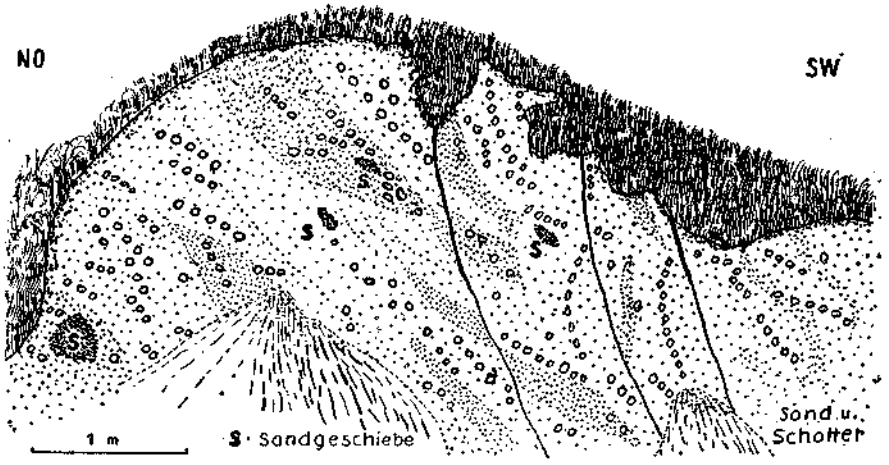


Abb. 4. Schottergrube NO des Mittertalkogels

(selten) treten vorwiegend auf dem ostwärtigen Mittertalkogel auf, gegen S findet man bestenfalls faustgroße (vereinzelt), im Durchschnitt herrschen Gerölle von Nuß- bis Eigröße vor. Trotz des weiteren Transportes und der guten Abrollung ist die Sortierung der Korngrößen bei den einzelnen Schüttungen der Kreuzschichten sehr gering; die Sande sind besonders glimmerreich und oftmals schalten sich reine, grauweiße Glimmerletten ein, die nur aus Glimmer und etwas Quarz bestehen. Der Glimmerreichtum ist aber den Sanden aller Serien eigen und wird nur in dem Bereich der Dachbergschotter ein wenig zurückgedrängt. Als Besonderheit führt diese Schottergrube in den Fächerlagen 10 *cm* bis 0·5 *m* große Brocken eines wenig verfestigten, tonigen, glimmerreioben Sandes als Geschiebe. Es liegen hier die gleicben Sedimentationsverhältnisse, wie in der Schottergrube Messensach, oder im Sand östlicb Prag, nordwestlich Hattendorf, vor. Die Einschüttungsrichtungen wechseln rasch und unregelmäßig, die Steilheit der Schotterfäoher ist auffallend häufig groß; der Wechsel der Schichten ist so lebhaft und ohne jede Regelmäßigkeit, so daß Schichtenparallelisierungen in der Serie auch auf kürzere Entfernung auf große Schwierigkeiten stoßen (Abb. 4).

Der Neuschacht bei Wolkersdorf durchteuft mehrere Sand- und Schotterlagen mit zusammen zirka 80 *m* Mächtigkeit dieser Serie. Stets erwiesen

sie sich als reichlich wasserführend bis zu einer Menge von insgesamt zirka 400 *l/min*. Daher treten in den kreuzgeschichteten Sand- und Schotterfächern dieser Serie und noch weiter im Liegenden Schwimmsande auf, was bereits in der Bohrung Kragelsdorf = F_3 direkt unter dem Quartär erkennbar war. Das artesische Ansteigen des Wassers im Neuschacht beweist, daß das Wasser der Sandlagen mit dem Grundwasserspiegel zum Quartär in Verbindung steht. Die tieferen Mergelschichten im Gebiet der St. Stefaner Flöze dichten im Gegensatz hiezu vollkommen ab, so daß die Flöze bis fast an den Ausbiß heran ohne größere Wassereinbrüche abgebaut werden können.

Die Altersdeutung des fossilleeren Komplexes ist nicht innerhalb des Lavanttaler Tertiäres zu klären, sondern nur im Vergleich mit den Sedimentationsverhältnissen gut erforschter, benachbarter Becken. Soviel ist nach dem bisher Bekannten sicher, daß auf das faunistisch gesicherte Untersarmat eine gegen S zunehmende Diskordanz und Kippung der Sedimente stattfand und hierauf diskordant die Unterbank des Kuchler Horizontes abgelagert wurde. Der Kuchler Horizont läßt sich trotzdem in seinem Auftreten, Verbreitung und Entwässerungsrichtung ganz dem liegenden Untersarmat anschließen. Es ist daher naheliegend, die Flöze des Kuchler Horizontes noch in das höhere Sarmat (OS, Tafel VII) zu stellen, da auch die spärliche Süßwasserfauna sich den liegenden, limnischen Fazien anschließt.

Während der Ablagerung der Kuchler Lignite vollzog sich die Abtrennung des Lavanttaler Beckens von dem großen, obersarmatischen See im O. Die Zuflüsse von den südlichen Kalkalpen entwässerten nicht mehr quer über das Lavanttaler Becken und die Koralpe hinweg gegen NO, sondern suchten sich andere Abflußrichtungen, hzw. der S verlor wieder den Charakter eines höheren Gebirges gegenüber seinem nördlichen Vorlande. Vielleicht wird seit dieser Zeit die jetzige Drausenke gegen O benützt? Der aufsteigende Koralpenzug begrenzte dieses Lavanttaler Moor irgendwo im O in weiter Ferne des heutigen Koralpenwestrandes. Die Tone und Sande im Hangenden der Kuchler Oberbank tragen weniger den Charakter eines kürzeren Transportweges als das Eintreten der endgültigen Formung des Lavanttaler Beckens zur heutigen Gestalt. Mit den kristallinen Schotterzufuhren ist die Ausbildung der Koralpe und der anderen Umrandungen des unteren Lavanttales zum Gebirgszug in der heutigen Form eingeleitet, die von nun ab nur mehr weiter ausgestaltet wurden. Ob Faltung und Schottereinschüttung als gleichzeitiger Vorgang zu betrachten sind, ist nicht erwiesen, doch ist auch diese Möglichkeit zu bedenken. So wie der Kuchler Horizont als höheres Sarmat eher den liegenden Schichten entspricht, so kann man die hangenden Schichten, die einen grundsätzlich anders gearteten Zyklus einleiten, nicht auch noch dem Sarmat sondern besser dem nächst folgenden Unterpliozän (Unterpannon, S. 2) zuordnen. Leider ist das durch Fossilien derzeit nicht beweisbar, denn der große pannonische See reichte keinesfalls mehr über die Koralpe hinweg in das Lavanttal herein. Demnach existiert der N—S verlaufende Zug der Koralpe mit den ältesten Verebnungssystemen der heutigen Form erst seit der Wende von Obersarmat zum Unterpliozän, wie aus der Stratigraphie und Sedimentationsgeschichte des unteren Lavanttales einwandfrei hervorgeht (12, 56).

Die Mächtigkeit der oberen Süßwasserschichten ist mit zirka 250 *m* (reduziert) in der Bohrung W_2 erbohrt worden (Tafel III). Aus den Profilen durch das Lavanttal (Tafel VII, besonders Profil 2) ergibt sich jedoch, daß man mit 400 *m* und mehr im SO wird rechnen müssen. Als Unsicherheitsfaktor tritt noch die Erosionstätigkeit vor den altquartären Schichten hinzu, über deren Betrag derzeit alle Anhaltspunkte fehlen. In diesen Schichten wurden bei allen Bohrungen nur Gerölle unter 3 *cm* (von 1—2 *cm* am häufigsten) Durchmesser erbohrt. Die Kristallingerölle lassen sich noch nicht einer bestimmten Gegend innerhalb der Koralpe zuordnen. Marmore fehlen ganz und Amphibolite (Eklogite) sind recht selten; auch von den so widerstandsfähigen Disthenparamorphosen oder typischen Plattengneisen konnte ich keine Stücke finden.

Nach den Ausbißbohrungen B 2 und 4/51 scheinen im S die Schotterzufuhren auch tiefer gegen den Kuchler Horizont zu reichen. Da auch die diskordanten Schotter des Dachberges (8, 55) so fein werden können, ist eine Entscheidung, um welche Schotter es sich hiebei handle, nicht ganz sicher.

7. Das Ettendorfer Becken

Die südliche Mulde ist auf weite Strecken hin von jungdiluvialem und alluvialem Schotter und Sanden verdeckt, so daß keine Aufschlußreihe wie in der nördlichen aufzufinden ist, noch bestehen Tief- oder Seichtbohrungen, die die Schichtfolgen durchteuften. Die starken Neigungen der Schichten sind auch für die Abteufungen solcher ungünstig. Am besten ist noch der südlichste Teil, das „Ettendorfer Becken" aufgeschlossen, das ein Musterbeispiel eines faziell auf kürzeste Distanz lebhaft wechselnden und tektonisch stark beanspruchten Tertiärbeckens darstellt (Tafel IV und VI).

Zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse haben einzelne Leithorizonte der Beckenfüllung wesentlich beigetragen, die sowohl im W wie im O in gleicher Weise horizontbeständig auftreten. Die ersten Versuche in den Austernhänken einen solchen Horizont gefunden zu haben, mußten bei den weiteren Kartierungsarbeiten bald aufgegeben werden, da diese innerhalb der marinen Schichten beliebige Stellungen einnehmen können.

Für die Gegenüberstellung der Schichtfolge sollen aus den Einzelbeschreibungen der Fundstellen drei Richtprofile (a, h, c) dargestellt und verglichen werden:

a) Der klassische Fossilfundpunkt des Ettendorfer Beckens ist der Fröhlichbauer (36) seit 100 Jahren. Im Hohlweg westwärts desselben ist von W gegen O (bzw. N) folgendes Profil zu beobachten:

Auf einem Sockel von Kristallin (venitische Glimmerschiefer) liegen rostbraune, glimmerreiche, kreuzgeschichtete Sande mit Kristallingeröllen verschiedenster Größe. Stellenweise sind sie durch Kalkspat zu konkretionären Sandsteinen mit Calzitadern verbacken. Diese Schichten sind etwa 6 *m* mächtig. Darauf folgen glimmerreiche, kalkige, hellbraune bis graue Sande mit vorwiegend Cerithien (zirka 3 *m*), die im Hangenden gleitend in ebensolche Schichten mit Turritellen (3 *m*) wechselnd mit fossilleeren, rostigeflammten Sanden übergehen; von der Fauna bestimmte A. Papp:

Turritella (Haustator) *turris badensis* Sacco (sehr häufig und große Gehäuse)
Natica josephina Risso (kleine Gehäuse, selten)
Turritella (Turritella) terebralis gradata Menke (ein schlecht erhaltenes Bruchstück)

Nassa schönni (R. Hörnes)
Arca sp. (Splitter)
Clavatula sp.
? *Murex* sp. (ein Splitter)
Splitter kleiner Austern z. T. auf Turritellen aufgewachsen.

„Die reiche Mikrofauna unterstreicht noch deutlicher den landnahen, aber marinen Charakter der Fauna"; bestimmt von R. Grill:
Elphidium aff. flexuosum (d'Orb.) mehrfach
Rotalia beccarii (Linné) mehrfach
Guttulina austriaca d'Orb. selten
Globulina sp. selten
Cytheridea mülleri (Münster) und weitere Ostracoden
Seeigelstachel selten
Bestimmt von E. Weinfurter:
Gobius vicinalis Koken

„Im Liegenden dieser Schichten befinden sich Cerithien-Schichten, die in ihrer Fauna mit denen des Fröhlichbauerstollen übereinstimmen." (Siehe A. Papp, S. 16.) Darüber folgen weiße Sande mit verschiedenen Fossilien zirka 1 *m* und etwa 1·5 *m* braune Sande. Dann erst kommt die Austernbank (36) 1—1·80 *m* mit 20—30 *cm* großen, länglichen

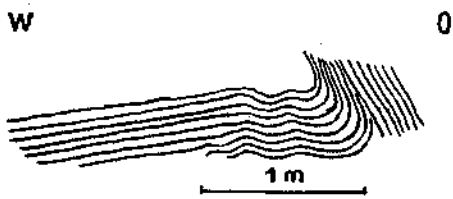


Abb. 5. Falte im Ölbach (Blättertone)

Individuen, der als hangendste Fossilschichte (kaum 1 *m*?) hellbraune Sande mit zahlreichen Exemplaren von *Brotia (Tinnyea) escheri* [Brongn.] im W folgen, oder bereits unmittelbar (im O) von kalkfreien, feinem Quarzschotter mit wenig Kristallingeröllen überlagert werden, deren Mächtigkeit mit maximal 15 *m* etwa anzugehen ist.

b) Einen weiteren Schnitt durch die Schichtfolge zieht man entlang des Ölbaches, diesmal vom Hangenden ins Liegende schreitend, wenn man so wie vorher von W gegen O geht. Zirka 50 *m* westwärts des Elektrizitätswerkes liegt an der Südseite des Ölbaches ein größerer Anriß in dünnschichtigen, ± glimmerreichen, schwarzbraunen Ton, die unregelmäßig brechend 10—15° gegen W einfallen; Blattabdrücke sind häufig zu finden.

Bestimmung durch W. Berger:
cf. *Quercus drymea* Ung.
cf. *Quercus neriifolia* A. Br.
Zelkova ungeri (Ett.) Kov.
Cinnamomum scheuchzeri (Heer) Fr.
Phragmites sp.

Im westlichen, oberen Teil des Aufschlusses ist eine 3—5 *cm* mächtige, schichtungslose, gelblichweiße, kalkfreie, schwammige Schichte zu beobachten, die vermutlich eine bentonitische Lage ist (wie mir freundlicher Weise auch Herr Dozent Dr. W. Siegl bestätigte). Als Fossilreste konnten nur Knochensplitter kleiner Fische, Süßwasserfazies (A. Papp) gefunden werden, die E. Weinfurter als Cypriniden zugehörig erkannte. 80 *m* weiter am Bach stehen die gleichen, festen, dünnschichtigen Tone etwa 15° ostfallend an; Verrutschungen in den Tonen, besonders unter dem Druck der vermutlich altalluvialen Blockschotter mit Lehm, einem älteren, großen Deltakegel des Ölbaches entsprechend, lassen die Messungen in diesen Schichten sehr unsicher erscheinen. 180—230 *m* östlich des Elektrizitätswerkes, im N des Baches findet man dieselben Tone normal 10° westfallend mit häufigen Einlagen mehr sandiger, glimmerreicher, grauer Schichten, teilweise auch schwach kalkig, die außer den allgemeinen Pflanzenabdrücken auch Fischreste und selten *Planorbis* sp. führen; manchmal treten auch papierdünne, weißliche, fleckige Lagen auf, die nicht näher untersucht wurden, und Steinkerne pyritisierter Ostracoden. Am Ostende dieses Aufschlusses ist (zirka 250 *m* östlich des E-Werkes) eine zirka 3 *m* breite Quetschzone zu sehen, deren kurze, wellige Faltung gegen W durchspießt ist und im O anschließend 50° gegen O einfällt (Abb. 5). Im nächsten Aufschluß, zirka 30 *m* weiter östlich, 150 *m* westlich

der Brücke über den Ölbach beim Firmenhaus, fallen die Schichten bereits wieder normal flach gegen W ein. Die dünnschichtigen Tone sind hier dickbankigeren, glimmerreichen, graubraunen Mergeln gewichen, die massenhaft Hydrobien und mehrfach Planorbiden führen; A. Papp bemerkt hiezu: „Die Proben enthalten fast ausschließlich neben *Planorbis* sp. die starkverdrückten Gehäuse von Hydrobien und zeigen eine starke Aussüßung an (55)." Diese Schichte wird einige Meter mächtig und setzt sich auch am Südufer des Baches fort. Etwa 100 *m* westlich der Brücke treten unter einem Überhang auf zirka 2 *m* nach grauen, fossilleeren Mergeln, schwarze, griffelige Mergel mit einer Cardien-Lumachelle auf, die zirka 10—15° gegen W einfällt. Aus einer etwas hangenderen Lage bestimmte A. Papp: *Hydrobia* sp. Im Rückstand der Schlämmprobe befinden sich ausschließlich die Anfangswindungen von Hydrobien und einige Fischreste. In der *Cardien-Lumachelle* selbst konnte R. Grill feststellen:

Molluskenbruchstücke, häufig
Cytherides mülleri (Münster) selten
chitinige Reste sehr selten.
Das Cardium ist entsprechend den anderen Proben:
Cardium aff. *turonicum* Mayer.

30 *m* weiter ostwärts im Ölbach konnte A. Papp in einer Probe einige Splitter von Bivalven (? *Corbula* sp.), kleine Zähnchen und Knochen von Fischen finden. 45 *m* westlich der Brücke, südlich der Schutzmauer beim Firmenhaus findet man sandige Schiefer und Brandschiefer mit kleinen Gipskristallen, die 20° gegen W einfallen. 20 *m* westlich der Brücke steht an der Südseite des Baches eine eigentümliche Lumachelle („L") vorwiegend aus *Corbula*-Schalen (siehe A. Papp, S. 16) an, die gut geschichtet ist. Wichtig für die Parallelisierung ist der ehemalige Aufschluß beim Wehr für das Elektrizitätswerk zirka 30 *m* östlich der Brücke, der nach den Belegstücken im Kärntner Landesmuseum (siehe A. Papp, S. 13) auf eine Mytilusbank stieß. Auch die große *Pyrula* soll von dort stammen. Weiter gegen O stehen an beiden Bachufern ± venitische Gneise an.

Die Berechnung der Mächtigkeiten in diesem Profil werden mit der Annahme eines Einfallens von 10° gegen W ohne Berücksichtigung der Quetschzone durchgeführt. Die Tone im Hangenden der Hydrobienschichte besitzen zirka 100 *m* Mächtigkeit. Die Schichten sind zwischen Hydrobienschichte und Cardienbank 10 *m*, zwischen Cardienbank und Corbula-Lumachelle 5 *m*, bis zur Mytilusbank etwa 10 *m* und zur Tertiärbasis vermutlich 5—8 *m* mächtig.

Die beiden Profile wären kaum vergleichbar, wenn nicht die weiteren Aufschlüsse, vor allem im S des Ölbaches, Übergänge zeigten. Der wichtigste Horizont ist die Cardienbank, die man sowohl nördlich des Ölbaches sowie auch westlich der Lavant, südöstlich Plestätten, stets in gleicher Stellung wiederfindet.

Nördlich des Ölbaches ist die Cardienbank als schmale Schicht im dünnblättrigen Mergel auf dem Weg zum Firmenhaus zu sehen und soll durch den Brunnen beim kleinen Holzhaus an der nördlichen Weggabel (Tafel IV) in 3 *m* Tiefe nochmals erreicht worden sein. Am Weg streicht die Cardienbank zirka O—W und fällt 35° gegen N (Störung?). 15 *m* bevor der Weg von der Säge in den Weg von Ettendorf einmündet, treten rote, sehr glimmerreiche Sande und Kalksandsteine auf („Tr" der Karte, Tafel IV), die eine recht abweichende Fazies geliefert haben. A. Papp bestimmte hieraus:

Thracia pubescens Pulteney mehrere, gut erhaltene Steinkerne
Cardium aff. *turonicum* Mayer ähnlich in der Form jener vom Schröker bei Mühldorf (siehe A. Papp, S. 17).

Im Schlämmrückstand Splitter kleiner Austern und Balanen. K. Turnovsky fand außerdem:

Cytheridea mülleri (Münster) häufig
Hemicythere ? *punctata* (Münster) eine fragliche Form, die Dr. K. Turnovsky bisher nur aus dem Sarmat des Wiener Beckens bekannt war. R. Grill bestimmte:

Rotalia beccarii (Linné) häufig
Nonion commune—boueanum (d'Orb.) selten
Elphidium sp. selten,
Otolith 1 Stück.
E. Weinfurter bestimmte:
Ein Zahn von *Squatina* sp., marine Fazies.

Am oberen Weg und nördlich des Firmenhauses findet man sehr fossilreiche, harte, weiße Konglomerate mit kristallinen Geröllen. Aus den Breccien- und Konglomeratblöcken nördlich des Ölbaches konnte A. Papp Bruchstücke von *Ostrea* sp. und Steinkerne von

Pirenella sp. (sehr häufig) beschreiben. Im Schlämmrückstand fand er Splitter kleiner Austern und Balanen, Bryzoen, sowie Zähne kleiner, durophager Fische (Spariden nach E. Weinfurter), *Cytherella tumida* (Reuß) bestimmte K. Turnovsky, marine Fazies, ähnlich randnahen Kalkbreccien am Leithagebirge in Niederösterreich. Ein zirka 5 *cm* großen Steinkern (doppelklappig) einer Bivalve ließ sich leider nicht bestimmen; vielleicht einer ? *Panopae* sp. angehörig. Nach R. Grill kommt noch *Rotalia beccarii* (Linné) selten, kalzifiziert vor. Die Versteinerungen sind vielfach nur als Steinkern erhalten, so daß diese Ausbildung sehr an die Leithakonglomerate des Wiener Beckens erinnert, wenn auch die Lithothamnien fehlen. Am Hang gegen O gehen diese Schichten, die kaum 4 *m* mächtig werden, in Breccien mit bis zu 50 *cm* großen Glimmerschieferbrocken über, die dort die Tertiärbasis bilden. Gegen N nehmen die organischen Reste in den Quarzsandsteinen rasch ab und die Schichten werden obertags vom Bacherl im N nicht mehr angeschnitten.

In so einem glimmerreichen, hellgrauen Kalksandstein zirka 150 *m* nördlich vom Firmenhaus konnte A. Papp *Venus* sp., *Turritella* sp. und ? *Lutraria* sp., marine Fazies ohne Mikrofauna, bestimmen. Etwas weiter im N fand man in einem ganz ähnlichen Sandstein *Brotia* sp. (nach A. Papp), Süßwasserfazies. Ein erhöhter Süßwassereinfluß macht sich auch hier bemerkbar. Gegen O im Hohlweg zur Bergschmiedsäge treten in den Konglomeraten öfters Austernbänke auf aus verkümmerten Formen in kaum verkitteten, oder durch konkretionäre Kalkbänke verfestigten Kristallinbreccien, die zirka 10—15° gegen W einfallen.

Durch eine Glimmerschieferschwelle vom S her getrennt setzen 250 *m* vom Kreuz zur Bergschmiedsäge aufwärts wieder feine, weiße, kalkige Quarzschotter ein, die neben verkümmerten Exemplaren auch große, breite Austern einschließen. Die Quarzschotter sind durch das kalkige, ± glimmerreiche Bindemittel gut verfestigt, meist taubenei, selten bis faustgroß, kreuzgeschichtet und fallen 20° gegen W ein. Außer Pegmatiten konnte ich keine anderen Kristallingerölle in gleicher Korngröße in diesem tektonisch versenktem Tertiärrest finden, der etwas über 10 *m* mächtig auf 100 *m* zu verfolgen ist und dessen Geröllgesellschaft auf eine starke Auslese durch weiteren Transport hinweist. Die nördlich anschließenden, lehmigen, kalkfreien Quarzschotter und Sande halte ich für Äquivalente der hangenden Quarzschotter beim Fröhlichbauer. Ihre Transgression als dünne Haut auf den steilstehenden Glimmerschiefern ist im alten Hohlweg zum oberen Bauern im N gut aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse im Nordteil sind im Graberl 200 *m* südlich Pelti in zirka 10° abfallenden, dünnschichtigen Tonen und neben der Lavant 200 *m* nördlich des Ölbaches in den gleichen Schichten zu finden, die stets flach gegen W einfallen.

Im S des Ölbaches lassen sich im Gehänge die typischen Fossilhorizonte des Ölbachprofils weiter verfolgen und in klare Beziehungen zu den liegenden, marinen Schichten bringen. Auffallend ist die Abnahme der Mächtigkeit der Mittel. Die Hydrobien- und Cardienschichte wurde 100 *m* weststidwestlich Schreier — von A. Papp bestimmt: *Nassa schönni* Hörnes und Auinger und *Cardium (Acanthocardia) turonicum* Mayer — in einem Abstand von zirka 3—4 *m* höchstens aufgefunden. Der Corbula-Horizont läßt sich bis 15 *m* südöstlich des Stalles von Schreier aufschlußmäßig verfolgen — in dieser Schichte wurde die Mikrofauna von R. Grill untersucht:

Molluskenbruchstücke häufig
Rotalia beccarii (Linné) selten
Cytheridea mülleri (Münster) häußg
Fischreste sehr selten.

Unter den Mollusken fällt außer *Corbula* sp. die größere Häufigkeit von *Cardium* aff. *turonicum* Mayer auf — wo er abnormal steil 40—60° gegen SW einfällt; vermutlich biegt er kurz danach gegen SW um und war nicht mehr aufzufinden. Der große Anriß in den dünnschichtigen Tonen an der Lavant weist im Nordwestteil die gleiche bentonitische Schichte, wie der erste Aufschluß des Ölbachprofils auf. In den Schiefern findet man hier außer Blattabdrücken auch Fischknöchelchen und Fischschuppen. Der Abstand zum hypothetischen Ausbiß der Hydrobien-Schichte würde hier kaum 30 *m* betragen, gegenüber 90 *m* im Ölbachprofil.

Die weiteren, kleinen Profilaufschlüsse behandeln die Hangendgrenze der Fossilbankfazies: Der Fröhlichbauerstollen (Tafel IV und VI, Profil C und D) zeigt vom Hangenden ins Liegende: Quarzschotter, hellbraun, glimmerreich, kleinstückig, teilweise wenig gerollt, kreuzgeschichtet, kalkfrei mit wenig Kristallingeröllen (50 *cm* mächtig); 3 *cm* Kohleschmitzen, im Quarzschotter verschwindend; 20—30 *cm* Quarzsand, glimmerreich, kalkfrei; 30—50 *cm* Kohlenschichte, unrein, rostig, mulmig, schwarzbrechend;

lignitisch von Harnischen durchsetzt, mit Überzügen winziger Gipskristalle, sich mit den hangenden Quarzsanden und -schottern durch Kreuzschichtung verzahnend; liegend sehr fossilreiche Schichten mit Cerithien, Lucinen in glimmerreichen, hellen, kalkigen Sanden, manchmal zu Sandsteinbänken verkittet. Die große Fauna wurde von A. Papp, S. 16 beschrieben. Etwas weiter unten findet man einzelne, kleinwüchsige Austern. Der Stollen wurde 1912 von einem Dänen, Ritter von Kampen, der im Grashof bei St. Paul wohnte, auf Kohle angelegt und zirka 6 *m* gegen 350° vorgetrieben. Die Lagerung der Schichten wechselt sehr rasch; im Stollen streichen sie 150° und fallen NW 25°; eine dünnschichtige Lage im kohligen Quarzschotter mit Gipskristallen beim Mundloch streicht 110° und fällt S 20—45°. Dieses Profil läßt sich mit den Cerithiensanden und hangenden Quarzschottern ohne weiteres dem ersten Richtprofil anschließen.

Etwa 80 *m* OSO Schreier ist im Hohlweg an der W-Seite folgendes Profil aufgeschlossen: 50 *cm* Humus ond Lehm, der a. a. O. große, ± schwach gerollte Kristallinblöcke führt; 30 *cm* Mergel, griffelig bis blättrig; 20 *cm* Brandschiefer, rostig, bituminös mit *Brotia* sp., selten inkohlten Pflanzenresten; 70 *cm* Musohelschill einer Unionenbank mit *Brotia* usw. Die Schlämmrückstände zeigen nach A. Papp viele Splitter einer dickschaligen

Unio sp.
Chara escheri (Al. Braun) Unger
Candona sp. (nach K. Turnovsky).
E. Weinfurter bestimmte:
Gobius vicinalis Koken
Cyprinidenzähne
Gobius aff. n. sp. 2.

Als besonders seltener Fund drei freie Perlen von Unio; zahlreiche Schneckenfragmente von nur einer Art, vermutlich *Brotia* sp. Es handelt sich also bei diesem Fundort um Formen einer reinen Süßwasserfazies.

Ein ähnliches Profil ist auf dem Weg von Schreier nach Lavamünd, 100 *m* südlich Schreier, aufgeschlossen: 40 *cm* dünnplattiger Sandstein, sehr glimmerreich; 10 *cm* Brandschiefer; im kalkfreien Sande, rostigrot; 3 *m* kalkige Sande, grau mit Muscheln. Die Untersuchung der Mikrofauna durch R. Grill und K. Turnovsky ergab:

Rotalia beccarii (Linné) häufig
Nonion commune (d'Orb.) sehr selten
Globulina sp. 1 Stück,
Cytheridea mülleri (Münster) zahlreiche, kleine Exemplare
Cythereis cf. *tricostata* (Reuß) selten
Cythereis plicatula (Reuß) selten
Otolithen mehrfach
Seeigelstachel sehr selten.

Charakter der Fauna tortonisch. 2 *m* Austernbank aus großen Individuen. Die Schichten streichen 155° und fallen 20° gegen SW ein.

Aus diesen Profilen (Tafel VI) ist zu erkennen, daß die Quarzschotter gegen W in immer feinkörnigere Schichten übergehen und gegen O und SO mit schwacher Diskordanz der marinen Serie aufliegen. Als Übergang bildeten sich unregelmäßig lagenweise Unionenbänke, die im Acker 150 *m* südöstlich Schreier als harter Riegel auftreten und mit *Brotia* vergesellschaftet sind. Am Bacherl 350 *m* südlich Schreier tritt nochmals eine Austernbank auf, die vermutlich anstehend ist; die Unsicherheit liegt darin, daß fast der ganze Raum zwischen Schreier und der Lavant im S Rutschgebiet ist, wie auch die eigentümlich unregelmäßige Hügelbildung zeigt. Blöcke in diesem kleinen Bacherl zirka 300 *m* südsüdöstlich Schreier zeigten: nach A. Papp:

Lucina miocaenica Micht.
Turritella sp.
Pirenella sp.
? *Capsa fragilis* Linné (Abdruck).

Die reiche Mikrofauna zeigt ebenso wie bei den vorhergebenden Proben marinen Charakter. Die Blöcke könnten vom Fröhlichbauerstollen stammen.

Das unreine Flöz des Fröhlichbauerstollen ist in den Brandschiefern des Profils im O und im S von Schreier wieder zu erkennen, während die Brandschiefer im Ölbachprofil vielleicht eine höhergelegene, analoge Fazies darstellen können. In dem Rutschterrain 200 *m* nordwestlich des Fröhlichbauer gegen den Ölbach (Südufer) sind auch Austernbruchstücke zu finden, so daß man annehmen kann, daß die marinen Schichten hier gegen N

unter der Lehmbedeckung, sowie unter dem Quarzschotter und kalkfreien Sanden wieder ausbeißen. Hiedurch wird die Verbindung mit den austernführenden Konglomeraten nördlich des Ölbaches hergestellt, während der Ölbach selbst bereits im Kristallin fließt. Aus diesen Verhältnissen im S kann man auch die kalkfreien Schichten, die nördlich des Ölbaches die marine Quarzschotter ohne Zwischenschaltung eines Flözes bedecken, eher mit den kalkfreien Quarzschottern des Fröhlichbauer vergleichen und nicht in ihnen eine Basisbildung der marinen Schichten sehen, die ja, wie die Breccien östlich des Firmenhauses und im Hohlweg westlich des Fröhlichbauer, zumindest teilweise kalkiges Bindemittel besitzen und anders aussehen.

Infolge der Interferenz der heutigen Morphologie mit den Aushißlinien der Tertiärbasis, der Oberkante der Lumachellen und Marinschichten, der Cardienbank und des Bentonites östlich des Elektrizitätswerkes (Tafel IV), zeigen diese Linien gegen das Liegende immer bizarrere Formen, die hinsichtlich der Tertiärbasis auf ein kräftiges Relief hinweisen. Die Verteilung der verschiedenen Lumachellen-Fazien zeigt Anklänge an das alte Relief. Die mächtigste Ausbildung folgt der heutigen Talrichtung des Ölbaches, aber die grobklastische Fazies im N weist keine faziellen Äquivalente zu den sandigen Bindemitteln im S auf. Sollte der angenommene O—W-Verwerfer bereits einen vortortonen Vorläufer besessen haben? Die Reihung der Unionenbänke gegen O weist auf einen Süßwasserzufluß aus der Richtung des Hohlweges ostwärts Schreier hin. Alle Ablagerungen setzen ein zwar reich gegliedertes, aber nur lokal steileres Relief an der tortonen Küste voraus. Vermutlich trat der kristalline Untergrund der Koralpe nur in Form von Inseln mit vorgelagerten Klippen auf. Die Sedimentation erfolgte jedenfalls ausschließlich vom O, von der Koralpe her.

c) Als drittes Richtprofil, das die beiden anderen Profile im O der Lavant verbindet, wird westlich der Lavant ein N—S-Schnitt in ungestörter Schichtfolge genommen. Dieses Profil zieht nordwestlich der Eisenbahn, östlich des Eisenbahneinschnittes, den Penecke (41) beschrieb, 250 *m* ostwärts des Lavanthofes (Ameisbauer) nach einer kleinen Mulde (Störung) gegen NNW; auf diesem Rücken treten von unten (Eisenbahn) nach oben (bis zum Weg 100 *m* weiter nördlich) folgende Schichten zutage: Graue, feine Sande mit Mytilus- und Austernbruchstücken (zirka 4 *m* mächtig); die Mikrofauna enthielt nach R. Grill und K. Turnovsky:

Mollusken reste häufig
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Cytheridea mülleri (Münster) mittel häufig
Cythereis plicatula (Reuß) selten
Seeigelstacheln sehr selten,

hierauf folgen die gleichen Sande, stellenweise bräunlich (nur verwittert) mit vorwiegend Cerithien (zirka 8 *m*); die tortone Fauna enthielt nach A. Papp und R. Grill:

Cerithienfauna mit
Pirenella picta melanopsiformis (Auinger in coll.) Fr. zahlreich
Natica sp.
Turritella sp.
Ostrea sp.
Hydrobia sp.
Acteocina lajonkeireana s. l. (Basterot)
Rotalia beccarii (Linné) selten
Cytheridea mülleri (Münster) selten
Otolith 1 Stück.

Im Hangenden beginnen ± dünnschichtige, graue und braune Mergel die Blättermergelfazies einzuleiten. 30 *m* westwärts des Profils soll um die Jahrhundertwende zirka in diesem Niveau ein Baron May de Madiis einen Stollen auf Kohle gegen NO vorgetrieben haben; die Mulde des verbrochenen Mundloches und die kleine Halde ist noch erkennbar. Nach einem etwa 8 *m* mächtigen Mergelpaket tritt in der Schichtfolge eine

wenige Zentimeter mächtige, weiße Tufflage auf. Nach einer weiteren zirka 10 *m* mächtigen, blättrigen Tonmergelschichte erreicht man eine 3—4 *m* mächtige, fossilreiche Bank, die im Liegenden einige Cardien, im Hangenden ausschließlich Hydrobien führt; außer dem Cardium, das sicherlich ein *Cardium* aff. *turonicum* Mayer ist, bestimmte R. Grill:

Hydrobien und Bivalven (marin) häufig
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Cytheridea mülleri (Münster) zahlreich
und andere Ostracoden.

E. Weinfurter bestimmte:
Gobius vicinalis Koken
Gobius sp.
Gobius cf. *dorsolobatus* Weiler
Clupea sp. Fragment.

Etwa 10 *m* weiter erreicht man den Weg zum Langbauer. Der Schichtkomplex fällt etwa 15—20° gegen NNO ein.

Diese Schichtfolge ist sehr gut mit den beiden östlichen Richtprofilen a) und b) zu vergleichen: Die liegenden Austern- und Cerithienschichten entsprechen völlig denselben, besonders im Profil des Fröhlichbauerstollens. Vermutlich waren im Hangenden sowie dort Flözspuren zu beobachten, denen man nachspürte; soweit ist die Übereinstimmung mit dem Fröhlichbauerprofil, S. 70, gegeben. Darauf setzt jedoch die Blättermergelfazies des Ölhachprofils ein, in der die Corbulahank fehlt und als neues Element eine weiße Tufflage auftritt. Cardienbank und Hydrobienschichte sind miteinander praktisch verschmolzen, was vermutlich mit der Mächtigkeitsabnahme der Mittel gegen S und W (?) zusammenhängt.

150 *m* westlich der K. 350 *m* kann man an der westlichen Böschung des Bahneinschnittes folgendes Teilprofil beobachten: Von S gegen N findet man Sande mit Austern und Mytilus, zu denen sich im Hangenden Turritellen, Cerithien (die *Terebralia* gehört eher in den Austernhorizont) u. a. gesellen. Außer der einen *Terebralia* sp. wurden von A. Papp, R. Grill und K. Turnovsky bestimmt:

Nassa schönni (Hörnes und Auinger)
Pirenella sp.
Murex sp.
Turritella turris ssp. Basterot (Fragmente)
Ostrea sp. Bruchstücke
Mytilus sp. Wirbelbruchstücke
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Cytheridea mülleri (Münster) zahlreich
Cythereis plicatula (Reuß) selten.
E. Weinfurter bestimmte:
Gobius pretiosus Prochazka
Gobius intimus Prochazka
Sparidenzahn.

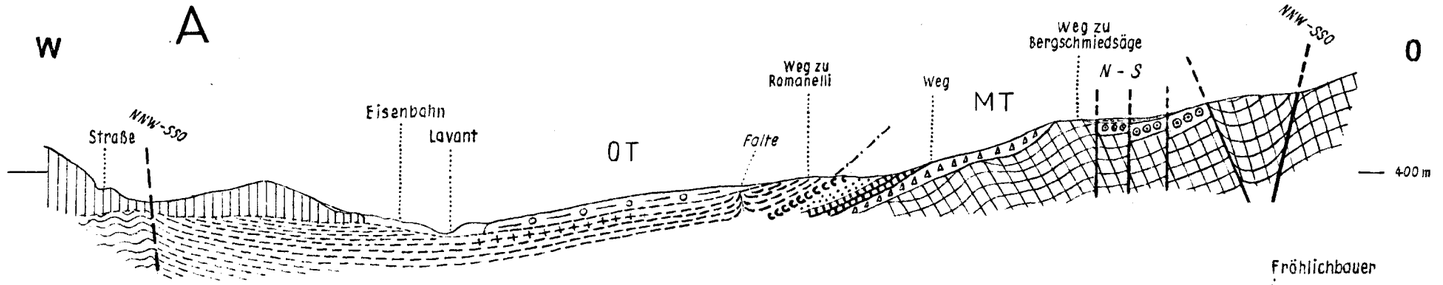
Nach etwa 25 *m* Länge des fossilreichen Aufschlusses folgen wieder die fossilleeren Blättermergel im Eisenbahneinschnitt als hangender Abschluß. Die starke Überrollung der Aufschlüsse im Plestättener Raum mit Kristallin- bzw. Kalkschottern der Lavant, bzw. der Drau mit ihren Lehmen und Sanden erschweren sehr das Auffinden und Verfolgen der Tertiärschichten. Meistens ist man nur auf Maulwurfshügel angewiesen. Die Schichten, gemessen an den Mergeln, streichen 120—130° und fallen zirka 20° gegen NO ein.

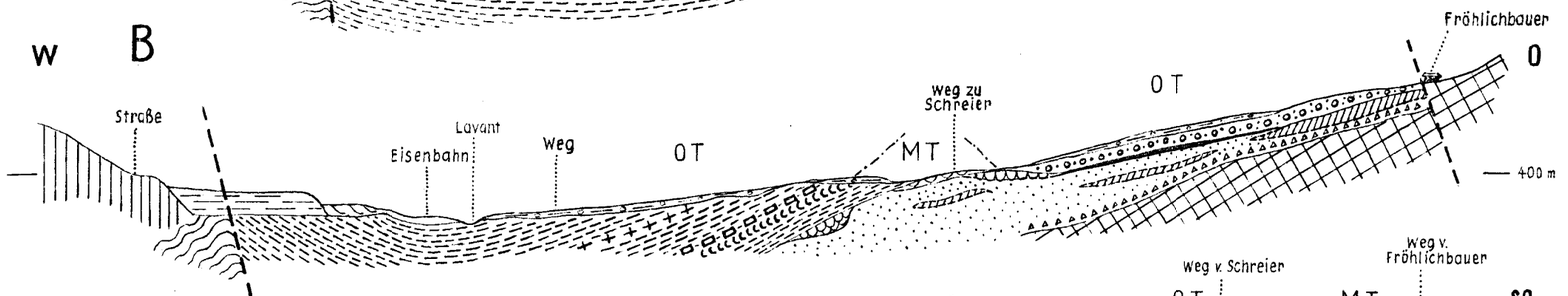
Die hangenden, dünnblätterigen Tonmergel tauchen gegen N immer wieder aus der jüngeren Hangbedeckung heraus und lassen sich bis 300 *m* südöstlich der Station Ettendorf verfolgen. Der beste Aufschluß in den schwarzen Tonen liegt an der Lavant (bzw. Eisenbahn) 300 *m* nordöstlich vom Lavanthof, wo sie eine steile, zirka 7 *m* hohe Böschung westlich der Eisenbahn, bilden. Die Schichten enthalten häufig Blattabdrücke und selten pyritisierte Ostracoden-Steinkerne; sie streichen zirka 130° und fallen 5° gegen NO. Die stark ausgeprägte Klüftung streicht 60° und fällt 75° gegen SO.

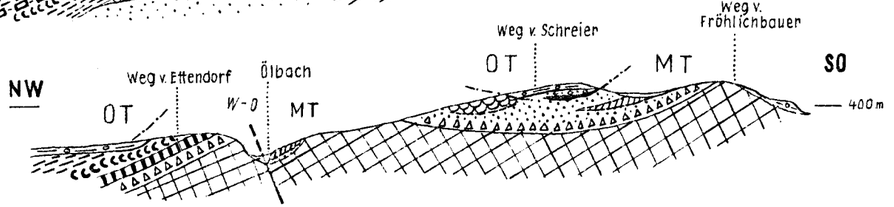
Profile durch das Ettendorfer Becken

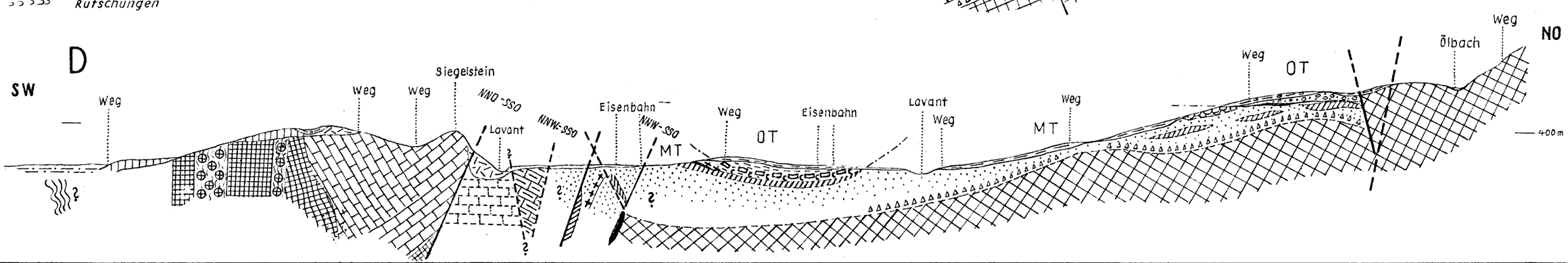
1 : 5000

- Altkristallin
- Phyllite etc. — Paläozoikum
- Werfener Schichten
- Triasdolomite
- Raibler Kalke u. Schiefer — Trias
- Dazite — Miozän
- Basisbreccien, Kalkig
- basale Quarzschotter, kalkig mit Austern
- fossilreiche Konglomerate
- Austern u. Mytilusbänke
- Sande mit Turitellen u. Cerithien
- Unionenbank mit Brotia
- Flöz mit Brandschiefer
- Tufflagen (und Bentonit)
- Cardienmergel — mittleres Torton MT
- Hydrobienmergel
- Tone u. Mergel, dünnschichtig
- Quarzschotter, kalkfrei — oberes Torton OT
- Bergsturz des Burgstallkogl
- Niederterrasse der Drau — Diluvium
- Terrasse der Lavant
- Lehm und Blockschutt
- Alluvionen der Lavant — Alluvium
- Rutschungen









Ein weiteres, interessantes Profil ist entlang des Weges an der Lavant, zirka 220 *m* ostwärts der Eisenbahnbrücke, aufgeschlossen. Es scheint mit dem jetzt vermauerten Profil Peneckes im Eisenbahneinschnitt im N übereinzustimmen — dieser Einschnitt liegt südwestlich des oben beschriebenen — wenn auch die Lagerung der Schichten durch Störungen (oder Riesenrutschung?) vollkommen abweichend ist. Von SW gegen NO zu trifft man folgende Schichten an:

1. 0—15 *cm* Mytilusbank mit Austernschalen, die stärker quergerippte, bis 5 *cm* große Exemplare enthalten und weniger Schnecken in einem braunen, glimmerreichen, tonigen Bindemittel.

2. 15—80 *cm* hellroter Sand mit zahlreichen Schnecken. Beide Schichten streichen 165° und fallen W 65°. Die Fauna, bestimmt durch A. Papp, ergab: „Sehr fossilreich mit zahllosen Bruchstücken von:

Mytilus sp. (bankbildend, relativ kleine Art)
Ostrea sp.
Arca sp.
Venus sp.
Nassa sp.
Nassa schönni (R. Hörnes und Auing)
Pirenella picta melanopsiformis (Auing. in coll.) Friedb.
Clavatula sp.
Natica sp.

Die Schlämmproben zeigen eine reiche Kleinmolluskenfauna, leider ist die Erhaltung im Einzelnen mangelhaft, weshalb nur die Gattungen angegeben werden sollen.

Turbonilla
Actaeocina
Rissoa
Stenotyrella
Cerithiopsis
Ditrupa u. a. m."

Die Mikrofauna nach R. Grill und K. Turnovsky:
Rotalia beccarii (Linné) mehrfach
Elphidium sp. selten
Quinqueloculina sp. mehrfach.
Die Fauna macht einen sehr stark mitgenommenen Eindruck.
Cythereis tricostata (Reuß) im Leithakalk des Wiener Beckens häufig
? *Cytheridea* sp.
Cytherella tumida (Reuß).
Die Fauna hat marinen Charakter.
E. Weinfurter bestimmte:
Trigla asperoides Schubert.

3. 80—260 *cm* heller, grauweißer, feinkörniger, vulkanischer Tuff (8) mit Blattabdrücken (*Cinnamonum* sp. nach W. Berger); Glasreste wurden nachgewiesen.

4. 260—320 *cm* Sand, hellbraun, tonig, glimmerreich, fossilarm?

5. 320—430 *cm* Sand, hellbraun, rein, glimmerreich.

6. 430—720 *cm* Mehlsand, weißlich, rein, glimmerreich, wenige Fossilien, vielleicht von den hangenden Schichten hereingerollt.

7. 720—1180 *cm* wechselnd rotbraune, unreine Sande.

8. 1180—1210 *cm* Mylonit, schwarze tonige (und mergelige) Schiefer mit Kohle fast einer Glanzkohle ähnlich und unregelmäßige, kleine, gelblichweiße Kalkkonkretionen Streichen 135° und fallen SW 40°; Störung.

9. 1210—1390 *cm* Sand, dunkelbraun.

10. 1390—1580 *cm* Mergel schwarz, splittrig bis griffelig zerfallend.

11. 1580—1660 *cm* Mergel grau, griffelig bis splittrig zerfallend. Das Profil biegt entlang des Weges gegen N. Streichen 135°, fallen SW 45°.

12. 1660—2000 *cm* Mergel grau, teilweise sandig, griffelig bis bankig, von Harnischen durchzogen, stellenweise mit Sandsteinkonkretionen, graubraun, glimmerreich, knollig, sehr hart, faust- bis selten kopfgroß mit Einschlüssen mariner Muscheln; hieraus bestimmte A. Papp *Tellina* sp. und Bruchstücke anderer mariner Bivalven und kleiner Gastropoden. Streichen 130°, fallen SW 60°.

Mit den vier Schichten Peneckes ist die Mytilusbank mit Schichte 2. Mytilusbank vergleichbar, jedoch war jene mit 3 *m* ungleich mächtiger; die Schneckenschicht mit Schichte 4., jedoch nicht so reich an Cerithien; die Sande von 260 bis 1180 *cm* mit den „Mastodonsand" *) als Schichte 1. und die Mylonitzone mit Kohle mit dem Kohlenflözchen in Peneckes Schicht 3. Das Einfallen von Peneckes Schichtfolge mit 30° gegen NNW sowie die Reihenfolge der Schichten läßt sich mit der oben gestellten Reihung und dem steilen Einfallen gegen W, bzw. SW in keiner Weise kombinieren. Auch für den Vergleich mit den anderen, oben beschriebenen Profilen treten solche Unterschiede auf, daß man nur grob eine Zuteilung zur marinen Basisserie treffen kann, aber eine Annahme einer überkippten Schichtfolge derzeit verfrüht ist. Die feinen, glimmerreichen, praktisch fossilleeren Sande passen eher an die Basis des Tertiärs; die mächtige Tuffeinschaltung kann kaum mit den wenigen Zentimeter Tufflage im Richtprofil S. 76 verglichen werden, wenn auch beide wahrscheinlich denselben sauren Chemismus besitzen; solche Mergel wie in 10.—12. konnten im Ettendorfer Becken nirgendwo anders gefunden werden.

Vom Eisenbahneinschnitt gegen N findet man noch öfters im Gehänge Lesestücke von Austern und Cerithien, doch läßt sich hierauf keine Schichtfolge rekonstruieren. Von der Mikrofauna 150 *m* südöstlich Ameisbauer-Lavanthof, südöstlich Plestätten unter dem Weg wurden von R. Grill bestimmt:

Mollnskenbruchstücke **häufig**
Rotalia beccarii (Linné) zahlreich
Cytheridea mülleri (Münster) mehrfach
Otolithen sehr selten.

Die Fossilfunde auf der Terrasse westlich der Eisenbahnbrücke, nördlich der Lavant (Klecacker), sind Aufschüttungen des Materials aus dem Tunnelbau, das dorthin angeführt wurde, sowie auch gegenüber südlich der Lavant und in die Mulde nordwestlich der Eisenbahn zwischen beiden Einschnitten. Eine Aufsammlung wurde von A. Papp und R. Grill bestimmt:

Mytilus sp. Wirbelbruchstücke
Ostrea sp.
Terebralia sp.
Turritella sp.
Pirenella picta melanopsiformis (Auinger in coll.) Friedb.
Nassa schönni (R. Hörnes und Auinger)
Nassa sp.
Hydrobia sp.
Rotalia beccarii (Linné) häufig
Otolithen selten
Fischreste selten.

Sehr interessant muß das Profil gewesen sein, das der eingestürzte Tunnel ergab, der 1906/07 östlich des Lavanthofes die Eisenbahnschleife abkürzen sollte (Tafel IV). Leider konnte ich auch im Eisenbahnarchiv keine genauen Angaben über die geologische Beschaffenheit der durchörterten Schichten erhalten, so daß ich nur auf die Aussagen eines interessierten Bauern von Plestätten und Sammlungsproben von der Hauptschule Wolfsberg, die ich Herrn Direktor W. Faiß und aus der persönlichen Sammlung von Frau Direktor H. Wittmann verdanke, angewiesen bin. Diese Lumachelle enthält nach A. Papp: *Turritella* sp. und *Arca* sp. Das Bindemittel ist ein dunkelgelber, sandiger, dichter Mergelkalk, wie man ihn anstehend nirgends finden konnte (Konkretion?). Nach den Aufzeichnungen im Eisenbahnarchiv ist es fraglich, ob der Tunnel im S überhaupt härtere Schichteu der Trias durchfuhr oder nicht; nur verschieden standfeste Mergel werden erwähnt. Auch der Bauer berichtete nur von weichen Schiefern, so daß man annehmen muß, daß die festen, dunklen Kalke der Raibler Schichten (?) nach wenigen Metern in Schiefer übergehen, die obertags nirgends aufgeschlossen sind. Nach 40—50 *m* soll man von S gegen N in wirrgelagerte, fossilreiche Schwimmsande und quellende Mergel gekommen sein, die den Vortrieb durch starken Wasserzufluß sehr erschwerten und das gesamte Gelände zum Rutschen brachten. Das Gebäude des Lavanthofes, zirka 50 *m* von der Tunnelachse entfernt, erhielt große Sprünge. Aus dem südlichen Tunnelvortrieb sollen auch die gelben Mergelkalke der Sammlungen stammen. Der nördliche Vortrieb, ausschließlich in den blättrigen Tonmergeln stieß bald auf die gleichen bergtechnischen Schwierig-

*) Kieslinger (31) hält übrigens dieses „*Mastodon*" eher für einen *Elephas primigenius*. Das Original ist leider vermutlich verlorengegangen.

keiten und vor Zusammenschluß der beiden Vortriebsorte mußte das Projekt aufgegeben werden, da die dauernde Wartung des Tunnels zu teuer gekommen wäre. Von den Tertiärschichten des Ettendorfer Beckens wurden also fast alle Horizonte durchfahren, wobei aus den Aufschüttungen die Mytilusbank, die gerippten Austern, auffallend häufig die *Terebralia* und in den Sammlungen eine Bank von Turritellen-Lumachelle bekannt sind.

Bemerkenswert ist, daß nirgends die von Penecke behauptete Transgression des Tertiärs auf der Trias oder derartige Gerölle sichtbar sind. Auch Winkler (55) erwähnt keinen Fund von Transgressionsbildungen aus Triasgesteinen. Höfer (21) erwähnt sie als selten (??). Das von *Cliona* zernagte Gerölle Penekes ist leider nicht mehr zu finden und es scheint mir die Möglichkeit eines von Wurzelhärchen angefressenen, diluvialen Kalkgerölles nicht ausgeschlossen.

Tektonisch gesehen bildet das Ettendorfer Becken eine stark gestörte, asymmetrische Tertiärmulde (42), deren Achse gegen NNW einfällt. Die Hauptstörung liegt im W, wo die Schichten steil aufgerichtet sind und deren tektonischen Kontakt mit der Trias der Tunnelhau wahrscheinlich angefahren hat. Auch die Mylonitzone (Profil an der Lavant S. 77, Tafel VI, Profil D), deren Fortsetzung nördlich der Eisenhahn durch Abgrabung aufgeschlossen ist — der Ton wird für Heilzwecke gewonnen — und die steile Lage des gesamten Profils an der Lavant ist eine tektonisch gestörte, falls man nicht eine abnorme Rutschung annehmen will. Von dieser Störung gegen O fallen die Schichten gegen N, bzw. NO zur Beckenmitte zirka im Lavantbett immer flacher ein, um östlich der Lavant flach W—SW fallend wieder anzusteigen. Die Falte im Ölbachprofil (Abb. 5) beweist, daß die Einmuldung nicht ganz gleichmäßig vor sich ging. Die Richtung dieser Störung NNW—SSO stimmt mit den Störungsrichtungen von Plestätten überein. Durch Störungen einer ähnlichen Richtung (mehr N—S bis 10° streichend) ist der Tertiärrest auf dem Weg zur Bergschmiedsäge versenkt und zerstückelt worden. Wenige Zentimeter breite, harte, gelbe Rauhwacken bildeten sich in den Ruschelzonen, die 1—2 *dm* breit sind. Ostwärts des letzten Tertiärrestes ist auf dem Südufer des Ölbaches eine 2·5 *m* breite, junge Störungszone mit schwarzen, mylonitischen Letten im Kristallin aufgeschlossen, die 160° streichend nach N in die Mulde südwestlich des Bauers, nordwestlich der Bergschmiedsäge hereinzieht und gegen S — falls die topographische Karte nicht ganz verzeichnet ist — östlich vom Fröhlichbauer vorbeiziehend, auch die jüngeren Qnarzschotter tektonisch vom Kristallin abtrennt. Die klar erkennbaren Schleppungen im Glimmerschiefer, weisen auf eine bedeutende Absenkung des Westteiles hin, während die kleinen Störungen im W verschiedene Tendenzen zeigen, oder innerhalb der allgemeinen Absenkung des westlichen Flügels verschieden weit zurückgeblieben sind.

Eine kleinere Störung nördlich des Fröhlichbauers ist in den hangenden Quarzschottern am Wegrand sichtbar: Sie teilt N—S streichend und 75° ostfallend eine östliche Scholle, die 45° SW einfällt, von einer westlichen, die 20—25° gegen S fällt.

Durch das Auftreten dieser Störungen wird auch erklärlich, wieso im Fröhlichbauerprofil a) (S. 70) die Transgression im W sichtbar wird und man gegen O in immer hangendere Schichten gerät. Daraus ist eine minimale Höhe der Absenkung von 20 bis 30 *m* zu erschließen.

Auf das mögliche, vortortone Alter der O—W-Störung, die im Ölbach verlaufend den Südrand des Kristallinsporues östlich des Firmenhauses formt, wurde bereits hingewiesen. Leider ist sie nirgends aufgeschlossen. Die steile Stellung der Lumachelle 20 *m* östlich des Stalles von Schreier

weist auch auf eine Störung hin, die vielleicht zirka O—W verläuft und die hangenden Blättermergel im N etwas absenkt, so daß die Cardienbank im SW nahe an die Lumachellen herantritt.

Die Hauptstörung im W zieht gegen S fort in die Grenze von Trias und Kristallin östlich des Burgstallkogels und noch weiter. Eine mehr O—W gerichtete Störung scheint außerdem in dem Lavantdurchbruch beim Siegelstein die Raibler Kalke vom Wettersteinkalk und -dolomit im S zu trennen. Soweit eine Schichtung in dem Wettersteindolomit erkennbar ist, streicht diese quer zur Erstreckung des Burgstallkogels NO bis O—W und wird von den Störungen, die steil gegen W, bzw. SW einfallen, in der Nordwestrichtung zerstückelt, wodurch auch sein Doppelgrat (34) und der gewaltige Bergsturz im NO entstand.

Nicht nur an der oben erwähnten Störung, sondern ganz allgemein erscheint das Kristallin gegen das Tertiär heruntergebeugt und zerstückelt. Diese kniefaltenartigen Abbeugungen können in mehreren Phasen entstanden sein, deren letzte in der Bruchtektonik des Pliozäns zum heutigen Zustand führte.

Der stratigraphische Vergleich zwischen dem Ettendorfer Becken und dem Mühldorfer Gebiet ist durch die marinen Faunen (siehe A. Papp, S. 27, und R. Grill, S. 30) ohne Schwierigkeit möglich (55). In dem Auftreten einer Cardienbank als letzte Verbrackung ist ein weiterer Bezugspunkt gegeben. Die Entstehung der mächtigen Tonschiefer altersgleich den unteren Dachbergschottern ist nur durch eine Abriegelung des Ettendorfer Beckens im Obertorton gegen die aus dem S kommende Dachbergschottersedimentation durch Trias- und Phyllitberge im W verständlich, die selbst längst der Abtragung oder tektonischen Versenkung anheimgefallen sind. Die Diskordanz der Quarzschotter, die am Saualpenrand nur vermutet werden kann, ist hier ersichtlich. Zum Granitztaler Becken bestanden keine Beziehungen.

8. Die Andersdorfer Mulde

Unabhängig vom Torton des Ettendorfer Beckens, vielleicht durch eine Grundgebirgsschwelle seit jeher getrennt (?), tauchen am Westrand gegen das Mesozoikum steil aufgerichtet, Mergel mit Pflanzenhäcksel und Kohle im unteren Weissenbergerbach zwischen Unterholz und Niederhof, 3 *km* nordwestlich Ettendorf, auf. Dort bestanden früher auch Kohlenschürfe (43) und der einzige obertägige Sarmatfundpunkt im Lavanttal, wie Papp (39) S. 25 und Beck (10) nachweisen konnten; die Mergel sind ungleich gebankt, bald dünngeschichtet und bis auf die geringen, dunklen, bituminösen Lagen hellgrau bis hellbraun gefärbt. Im Bachbett konnte ich ein 50 *cm* langes, 20 *cm* breites und zirka 4 *cm* dickes Kohlenbrett einer schwarzbrechenden Braunkohle finden. Ihr stratigraphisches Alter und die Kohleführung innerhalb durchwegs mergeliger Schichten weist auf eine Vertretung der St. Stefaner Flöze bis in die südliche Mulde (12) herein hin, wenn auch die Bauwürdigkeit dieser Flöze erst zu untersuchen wäre. Zur Bestätigung dieser Auffassung treten im N, südlich Gaugg bis nördlich Rader (wahrscheinlich tektonisch angeschoppt) typische Dachbergschotter mit Kalkalpengeröllen auf (4, 55), die sich zu mächtigen Konglomeratbänken verfestigt, als Härtlinge saigerstehend

erheben. Auf der Koralpenseite treten am Bach knapp nordöstlich Niederhof kalkfreie Quarzschotter ohne kalkalpine Gerölle, von Ei- bis Nußgröße auf; ebenso findet man nördlich Gaugg feine Quarzschotter und glimmerreiche Sande im Lehm ohne jeglichen Kalkgehalt. Vermutlich sind es jüngere Schotter (55).

Wieder ganz gesondert findet man auf der Koralpenseite steil aufgerichtete Tertiärschichten von Andersdorf bis Raglbach an den Flußeinschnitten aufgeschlossen. In Andersdorf hat der Bergbau etwas Einblick in die Ablagerungen ermöglicht, wodurch man sie mit denen der St. Stefaner Mulde vergleichen kann. Besonders der 1950 durchgeführte Querschlag trug viel zur Klärung bei. Man trieb eine Strecke vom Hangenden ins Liegende, wobei folgende Schichten durchfahren wurden: Hangendbank, in der der Bergbau umgeht, mit 2·5—2·7 *m* Mächtigkeit; sie ist entsprechend der starken, tektonischen Aufrichtung vielfach durch Harnische mit Lettenbestegen verdrückt, besitzt aber eine schöne, schwarze, lignitische Braunkohle, mit duritischen Lagen in geringem Maße abwechselnd. Frau Prof. Dr. E. Hofmann hatte die Freundlichkeit, einen inkohlt erhaltenen Rest des Holzes mit kalkig-mergeligem Bindemittel als

Taxodioxylon sequoianum Gothan

zu bestimmen. Hierauf folgt ein Mergel, sandig, glimmerreich, grau; 1·2 *m* Sand und Kies feinkörnig, kalkarm, grau wasserführend; 7—8 *m* Sand, rot, kalkfrei, eine sehr bezeichnende Schichte, die auch obertags am Andersdorfer Bach zu sehen ist. Im Hangenden dieser Schichten treten diese roten, glimmerreichen Sande mit anderen kalkfreien Schichten immer wieder auf; 5 *cm* Sand, grau, mergelig; 70 *cm* Kohle; 25 *cm* Ton, grau; 50 *cm* Kohle; 20 *cm* Ton, grau mit Kohleschmitzen; 5 *cm* Kohle; hierauf folgen Mergel, sandig, grau, kaum geschichtet, in die noch 6·5 *m* tief hereingebohrt wurde, bis man auf sehr harte Kohle 5—10 *cm*? und viel Wasser stieß (vermutlich eine Störung). Die wahre Mächtigkeit des Mittels zwischen beiden Flözen beträgt 10 *m*. Die Position der beiden Flöze im Liegenden kalkfreier Schichten, der Abstand von nur 10 *m*, die kalkfreien, roten Sande zwischen beiden Flözen, schließlich die Mächtigkeiten der beiden Flöze und die Teilung des unteren Flözes in zwei Bänke von 70 und 50 *cm*; alle diese Tatsachen sprechen ganz dafür, daß diese produktive Serie dem Kuchler Horizont gleichzusetzen ist.

Östlich St. Georgen, in der streichenden Fortsetzung, sind Flöze bei Errichtung eines Telephonmastes und bei dem Aushub einer Mistgrube aufgefunden worden. Diese scheinen aber bei saigerer Stellung ? NO zu streichen. Die kalkfreien Schichten werden vom Bacherl südöstlich des Rainzerbaches und nach H. Beck (4) auch nördlich Fuchssteiner vom Bacherl angeschnitten. Im südlichen Bacherl ist die Kohle der Oberbank auf 2 *m* Länge aufgeschlossen und weiter OSO sind noch Pingen alter Einbaue zu bemerken.

800 *m* unterhalb Andersdorf sind an der Schleife gegen N im Andersdorfer Bach im O kalkfreie, feste, knollige, sehr glimmerreiche Sande nördlich der Mühle aufgeschlossen, die 40° gegen SO fallen. Unterhalb der Mühle, unter dem neuen Haus, legt ein Anriß blättrige Tonmergel, glimmerreich und glimmerreiche Sande im Liegenden frei, die 30° gegen ONO einfallen. 100 *m* weiter SW spülte der Bach einen festen, kalkigen Glimmer-

sand mit einer zirka 3 *m* mächtigen, harten Kalkmergelbank frei, die O—W streichend 30° gegen S einfallen; leider sind beide fossilleer. Zirka 100 *m* weiter SW reißt der Bach mit einer Schlinge feste, knollige, kalkige Glimmersande an, die N—S streichend 30° gegen W einfallen. Die Schichten scheinen im W dem Untersarmat, im O den kalkfreien Sanden des Unterpannons zu entsprechen. Die Lagerung ist sehr stark gestört.

Beim Pralitzer treten wieder Quarzschotter und Sande (55), wie nördlich Gaugg auf, die vielleicht (sehr fraglich) der Hangendserie der Kohlenflöze zugehören. Die Schotter südlich Farrach (4, 55) sind typische Dachbergschotter und haben als viel tieferen Horizont nichts mehr mit den oberen Süßwasserschichten gemein; ein verkieseltes Holz, das entgegenkommender Weise von Herrn Rat in Farrach, in diesen Schottern gefunden, mir zu Verfügung gestellt wurde, erwies sich nach der Untersuchung durch W. Berger als zu sehr verwittert, um bestimmt werden zu können.

So stellt diese südliche Mulde von NNW gegen SSO zu eine gegen SSO aushebende Reihe von Schichtstößen dar, in der die jeweils südlichere, mit stratigraphisch älteren Schichten auftaucht. Der Vergleich mit den Ablagerungen der St. Stefaner Mulde stößt, je näher jene an diese heranrückt, auf weniger Schwierigkeiten. Die Ettendorfer Mulde zeigt eine etwas abweichende Fazies, die sich jedoch stratigraphisch den Mühldorfer Schichten anschließen läßt (55). Betrachtet man die Sedimentzufuhren, so kommt man zu den gleichen Ergebnissen, wie bei der St. Stefaner Mulde und wieder das Ettendorfer Becken erweist seine Sonderstellung mit der Transgression des marinen Tortons auf dem Koralpenkristallin durch basale Lokalschotter. Durch einen Rücken im N scheint das Ettendorfer Becken besonders im oberen Torton vom Andersdorfer getrennt gewesen zu sein, wie die abweichende Sedimentfazies dieser Mulde zeigt.

Die Ablagerungen im N beweisen, daß das, was an morphologischen Schlüssen für das Hinterland der St. Stefaner Mulde gesagt wurde, in gleicher Weise auch für den südlichen Raum gilt: Schotterzufuhr aus der Ferne vom südlichen Vorland im Ohertorton und Untersarmat; brackisch-marine Vorstöße mit — allerdings vermutlich schwächerer — Kohlebildung im Untersarmat; Fehlen jeglichen Einflusses eines Koralpenkammes bis in den Andersdorfer-Kuchler Horizont und Auftauchen der kristallinen Umrahmung nach Ablagerung der Andersdorfer Kohle im Unterpannon (Tabelle V).

9. Die Granitztaler Schichten

Die Granitztaler Schichten stellen einen überwiegend grobklastischen Komplex im Liegenden der Mühldorfer Schichten dar (Tafel VII, Profil 1 und 1 a, Tabelle V). Nur durch diese marinen Schichten stehen sie mit dem Tertiär der St. Stefaner Mulde in Verbindung, wobei die häufigen Funde von Kohlegeröllen in den Mühldorfer Schichten (Luftschutzstollen) darauf hinweisen, daß die oberen, lokal Kohle führenden Teile des Granitztaler Tertiärs bereits von diesen aufgearbeitet wurden (siehe S. 57).

Der von Winkler (7) erstmals aufgefundene Westteil dieser gewaltigen Schottermassen, der nördlich Pustritz bis auf 930 *m* Seehöhe heraufreicht, wurde vorher von Schäringer als ausgedehntes Schottervorkommen entlang der Bundesstraße bis zum Bierbaumer und auf dem Langeggrücken erwähnt (47), während Dreger (18) nur den einen Aufschluß

an der Bundesstraße kannte, wo die basalen Miozänlagen als Rinne zwischen dem Grödener Sandstein (Werfener Basis) eingeschlossen liegen.

Der markante Aufschluß zeigt die tertiären Schotter zirka N—S streichend und 5—7° gegen W einfallend in Sand und Sandstein eingebettet. Neben einer geringeren Anzahl Kristallingeröllen wiegen die über kopfgroßen Gerölle von dem benachbarten Grödener Schichten vor. Weiter gegen oben nehmen die Grödener Gerölle rasch ab und werden ganz von vorherrschenden Kristallin- und auch Phyllit-Blockschottern in lockerer, sandiger Grundmasse abgelöst. Beim Wirtshaus nördlich Pustritz sind durch den Ausbau der Straße die Kristallin-Blockschotter an einer zirka 5 *m* hohen Böschung gut aufgeschlossen. Die Blöcke erreichen bis über 1 m^3, sind aber dennoch vom Transport stets gut abgerollt. Der nördlichste Fundpunkt dieser Schotter liegt im Bacherl westwärts des Gehöftes Liesching zirka 1 *km* nördlich Pustritz; der Blockschutt, der den Nordhang dieses Rückens weiter gegen N überzieht, ist durch seinen weniger gerollten, monomikten Geröllbestand als diluviale Bildung von dem teriären Blockschutt nur schwer abtrennbar.

Aus den starken Verzweigungen der Schotterrinnen und den unregelmäßigen Einschnitten in gleichförmig geneigten Hängen des heutigen Reliefs ist ein altes, zugeschottertes Talnetz zu erkennen, das durch den Seitweger- und Hohenwarterbach vollkommen und von dem Frauentumpfbach im N fast unterschnitten wurde. Hiedurch erhält man die Möglichkeit, das Gefälle des Hauptbaches und eines Nebenbaches nach der Güte der topographischen Karte 1 : 25.000 ungefähr prozentnell zu berechnen. So erhält man für den Hauptbach von Lieschnig bis zur tiefsten Unterschneidung im Seitwegerbach ein Gefälle von 8·5%. Der Schotterarm, der vom nördlichen Ast des Frauentumpfbaches gegen NO zum Neubauer, nicht ganz unterschnitten, zieht und von einem tertiären Nebenbach gebildet wird, erreicht ein Gefälle von mindestens 14—15%. Diese Gefällsverhältnisse entsprechen einem Wildbachtal (52) innerhalb eines höheren Mittelgebirges des heutigen Alpenreliefs. Die Schotterrinne des Hauptbaches verlief am Südhang des unteren Seitwegerbaches, drang südlich der Brücke K. 465 *m* ins heutige Granitztal dort ein, wo es den Knick gegen O macht, und läßt sich gegen SO (zirka unterhalb Franz) vom heutigen Talverlauf abweichend nicht mehr weiter verfolgen. Nach dem Anftreten der großen Kristallingeschiebe scheint der Lauf eher gegen O weiterhin gerichtet gewesen zu sein.

Auf dem Rücken WNW Pustritz sind in den basalen Sanden starke Eisenhydroxyd-Anreicherungen im Zentimeterausmaß zu beobachten, die sehr an die 0·5 *m* großen Mangankonkretionen von Wandelitzen (15) erinnern. Sicherlich handelt es sich dort um ein analoges Tertiärvorkommen.

Weiter gegen S ist der Einfluß des phylitischen Untergrundes in den Geröllen zu erkennen. Aus der Unterschneidung des Seitwegerbaches läßt sich eine heutige Mächtigkeit von 100—150 *m* für die Schotter errechnen. Südöstlich des Seitwegerbaches ist die Schotterrinne durch die tiefer einschneidenden, hentigen Erosionsgräben unterbrochen. Der Rücken ostsüdöstlich des Kresselkogels und nordöstlich des Hohenwartes zeigen anderseits wieder das mehrfache, tiefe Eingreifen der Schotterrinnen in die heute einheitlichen Rücken und Hänge senkrecht hiezu. Vom geschlossenen Verbreitungsgebiet der Granitztaler Schichten sind die nordwestlichen Blockschotter durch Trias abgetreunt. Störungen sind in dem nördlichen Teil nicht beobachtet worden. Die direkte Fortsetzung der Blockschottersedimentation aus dem NW-Teil findet man nordöstlich und östlich Gönitz und mit über 1 m^3 großen Kristallinblöcken nördlich und östlich des Granitztales bei Dorner.

Die weiteren Granitztaler Schichten führen Kristallingerölle in nur bescheidenem Maße (2, 55). Phyllite, andere Schiefer (Diaphthorite) und der auffällige Grödener Sandstein sind die Hauptkomponenten. Die Schotter werden auch feinkörniger (Phyllit?). Quarze werden ein wichtiger Bestandteil und grobe Sande, glimmerreich, kalkfrei, bilden die Hauptmasse der Ablagerungen. Dennoch kann man brotlaibgroße (vor allem Grödener) Gerölle bis an die St. Panler Berge heran häufig finden.

Durch eine lange Reihe mesozoischer Klippen im W und S ist ein größerer Teil der nördlichen Granitztaler Schichten zwischen St. Kolmangraben und Granitztal abgegliedert. Die Dolomite (St. Nikolaus, südlich und westlich Wöriant, K. 590 *m*) und Kalke (nördlich Taffent) ragen steil aus den Schottern heraus und zeigen an, daß einst die Griffener Berge ein stärker akzentuiertes Relief mit hohen Graten und Kämmen vor Ablagerung der Schotter besaßen (Tafel VII, Profil 3). Immer bilden die Schotter die höchsten Kuppen des heutigen Hügellandes. Die derzeitigen Schotter-

anschnitte sind zu seicht, um einzelne Schotterrinnen erkennen zu lassen. Daher tauchen auch die Klippen aus ganz ortsfremden Schottermassen auf. Die Mächtigkeit dieser Schotter kann auf 200—300 *m* geschätzt werden. Die spärlichen Kristallingerölle weisen darauf hin, daß die Schotterzufuhr nicht aus dem Pustritzer Schotterschlauch, sondern mehr aus einem Gebiet mit Phylliten und Grödener Sandstein (mehr aus westlichen Räumen kommend) erfolgte. Südwestlich Wöriant findet man auffallend viele Gerölle eines gelblich weißen, halbmetamorphen Kalkes, der in der Phyllitserie als „Gailtaler Kalk" (42) bezeichnet wird. Kohle (vermutlich nur Gerölle?) soll in dem Streifen südlich Wöriant gefunden worden sein. Nach der freundlichen Mitteilung des Herrn Amtsrat Wank in Griffen, soll die Kohle, die Kahler (27) erwähnt, aus diesem Schurfe stammen.

Der große im S und O folgende Raum bis zu den St. Pauler Bergen kann in drei Abschnitte ± verschiedenartiger Sedimentation eingeteilt werden, wenn auch die Abgrenzung naturgemäß nicht scharf sein kann.

Der nördliche Teil ist durch seine Kalkarmut besonders in den feinklastischen Sedimenten gekennzeichnet. Die Südgrenze gegen den südlichen, mittleren Teil verläuft, wie folgt von W gegen NO: W. H. Klepernig—Wriesnig—K. 606 *m* (Wasserscheide)—K. 531 *m* —Lapatner Mühle (Granitztal)—nördlich K. 558 *m*—nördlich Deutsch Grutschen—K. 531 *m* (Wasserscheide)—Gratzl (nördlich Kollnitz an der Bundesstraße, Tafel I und VII, Profil 63). Die Schichten des nördlichen Abschnittes reichen vom Granitztal (420 *m*) bis 720 *m* (westlich Kreuzer) herauf. Ihre Lagerung ist durch eine nach jeder Richtung hin lebhaft wechselnde Kreuzschichtung in Schotter und Sanden mit stets sandig tonigen Zwischenlagen, kaum richtig erkennbar. Die Fallwinkel schwanken zwischen söhlig und Neigungen bis 40° auf kürzestem Abstand (2). Die Geröllgesellschaft ist von dem nördlich abgetrennten Teil kaum verschieden; vielleicht eine ein wenig bessere Aussortierung und etwas mehr feinere Sedimente, doch ist das eine mehr subjektive Beobachtung. Südwestlich des Taffenter Kogels sind die Schotter bereits zu Konglomeratbänken verfestigt. Gute Aufschlüsse sind auf der Seite gegen St. Kolman überhaupt nicht vorhanden.

Westlich des Granitztales gibt der Stichengraben, südlich des Taffenter Kogels, einen besseren Einblick in die Sedimentation. Eine Abrutschung eines gegen NW tief eingeschnittenen Grabens am NO-Hang beim Bauer zirka 500 *m* WSW der Petermühle (6—700 *m* OSO des Taffenter Kogels) zeigte folgende Schichtfolge:

Humus und Pflanzenbedeckung
Sand, rotbraun, grob- bis feinkörnig
5 *cm* Schotter, kleinstückig, grau
30 *cm* Sand, rotbraun, grob- bis feinkörnig
5 *cm* Schotter, kleinstückig, grau
40 *cm* Sand, rotbraun, grob- bis feinkörnig
100 *cm* Schotter, sehr grob, lose (Schiefer, Kristallin, Sandsteine)
5 *cm* Sand, schwarzbraun, tonig
100 *cm* Sand, rotbraun (dunkler), grob- bis feinkörnig durch brotlaibförmige, bis 50 *cm* große Konkretionen zu Sandstein verbacken. Der Sand zeigt eine feine, gegen S zu fallende Absonderung von 30 bis 35°, ähnlich einer Deltaschichtung.
30 *cm* Konglomerat, fest, mit bis faustgroßen Geröllen
80 *cm* Schotter, rotbraun, grob
Sand, dunkelrotbraun.

Die Lage der Schichten ist söhlig. Im allgemeinen hat man den Eindruck, daß die Schichtfolge westlich des Granitztales ganz schwach gegen W geneigt ist.

Nordöstlich des Granitztales sind bessere Aufschlüsse südlich und östlich des Fröhlichkogels vorhanden. Konglomeratische Verfestigungen sind hier noch seltener (südlich Fröhlichkogel); Sande erreichen bedeutendere Mächtigkeiten (westlich Gerstbrein, im Graben westlich Knauder, südlich Kaspar usw.). Eigenartig ist das Fehlen von Grödener Geröllen, bzw. ihr starkes Zurücktreten gegenüber Schiefergeröllen besonders in kleinstückigen Schottern innerhalb einer W—O verlaufenden Zone Fröhlichkogel—südlich Gerstbrein bis Kaspar—nördlich Deutsch Grutschen, Tafel I. Östlich des Fröhlichkogels (Neuhäuser) ist eine ausgedehntere Schottergrube, die die Kreuzschichtung in kleinstückigen Schottern sehr auffallend mit 15—45° Einfallen gegen N zeigt. In ihrem

Westteil fand ich im Sand vereinzelt rotbraune Holzstücke, die in den gut durchlüfteten Sanden nicht inkohlt, sondern rostig verwittert sind. Die Zufuhr aus einem Phyllit- und Kristallingebiet als Fortsetzung des Haupttales ist anzunehmen. Kohlefunde wurden mir aus dem gesamten Gebiet auffallender Weise keine bekannt.

Die Lagerung der Schichten nordöstlich des Granitztales ist überwiegend gegen N und NO gerichtet. Die wechselnde Lagerung der Schotter zeigt an, daß es sich um Schotterbänke handelt, die von Flüssen in kleine, rasch verlandende Seen abgelagert wurden, die ihre Stromrichtung rasch wechselten. Umlagerungen bereits abgelagerter, feinkörniger Schichten konnte ich nicht beobachten.

Die mittlere, kohlenhöffige Serie im S der oben angegebenen Linie enthält auch mergelige Schichten nnd Kalksandsteine. Die feinkörnigen Schichten betragen zirka 60—70% der Ablagerungen. Die Kreuzschichtungen und Geröllgesellschaften wechseln in gleicher Weise, wie im nördlichen Teil. Fremde Gerölle aus größerer Ferne findet man in seltenen, einzelnen Stücken: Ein tiefroter, typischer Raibler Quarzporphyr auf der Windisch Grutschen beim W. H. Kolman [diese Quarzporphyre sind leicht von den grauen und schwarzen Quarzporphyren abzutrennen, die aus dem Grödener Sandstein umgelagert wurden und allgemein in den Granitztaler Schottern verbreitet sind (1)], zwei Gerölle eines verschieferten mergeligen Echinodermenkalkes, der sicherlich keine Triasfazies darstellt, sondern am ehesten in die paläozoischen Serien der Karnischen Alpen paßt. Mesozoische Gerölle werden auch häufiger; Diabasgerölle mit Hohlräumen findet man gelegentlich. Die große Masse der Gerölle bleiben aber Phyllitquarze, Quarzite, Schiefer, Diaphthorite und Grödener Sandsteine, die leichter erkennbar, stärker hervorstechen und damit den Eindruck größerer Häufigkeit erwecken. In den feineren Konglomeraten südwestlich Kollnitz fehlt er z. B. ganz. Die Konglomerate haben eine größere Verbreitung und weisen auch eine größere Mächtigkeit als im Nordteil auf.

In Zusammenhang mit den mergeligen Schichten treten bituminöse Brandschiefer und eine schwarzbrechende, duritische oder xylitische Braunkohle auf. Die Analyse der Kohle, die als Probe an der Geologischen Bundesanstalt lagerte (trocknete) und, aus dem Graberl südöstlich K. 691 *m* Windisch Grutschen stammend, stark randlich verwittert war, ergab nach Entfernung der Verwitterungskruste folgendes Resultat (von Hofrat Dr.-Ing. O. Hackl durchgeführt):

Kohlenstoff	53·24%
Wasserstoff	4·10%
Sauerstoff und Stickstoff	18·73%
Schwefel verbrennbar	1·19%
Wasser (110° C)	12·81%
Asche	9·93%
	100·00%
Schwefel in der Asche	0·77%
Gesamtschwefel	1·96%
Koks	48·58%
Kalorien aus der Analyse berechnet	4723 Kal.

Ein Karbonatgehalt ist praktisch nicht vorhanden.

Aus den obenerwähnten Gründen wird eine frische Kohle eine andere (geringere Kalorienwerte) Zusammensetzung besitzen. Der Schwefelgehalt ist bedeutend höher als der der St. Stefaner Kohlen; der Heizwert scheint bei reinen Kohlestücken auch bei frischer Entnahme höher als der der St. Stefaner Kohle zu sein, denn die Analyse der Kohle von Hammer Kollnitz (siehe S. 88) ergab auch zirka 4500 Kal. Innerhalb der mittleren Serie nehmen die Kohleschichten ein bestimmtes Niveau ein.

Die Kohlevorkommen ziehen parallel zum Nordrand der St. Pauler Berge von W gegen O. Bergmännische Einbaue befanden sich zirka 80 *m* nordöstlich W. H. Klepernig, die jedoch ganz verstürzt sind und die Halde nur mehr schwer erkennbar; angeblich im Graberl 300 *m* nordwestlich Polesnig. Im Graben nördlich Kaiser konnte ich in 620 *m* Höhe einige Kohlestücke finden. Ein bedeutender Kohlehorizont läßt sich östlich des Sattels der Windisch Grutschen in verschiedenen Bachanrissen in zirka 500 *m* Höhe gut verfolgen.

Den besten, natürlichen Aufschluß in der Flözserie zeigt der kleine, steile Graben, der zirka 700 *m* südwestlich W. H. Gößnitzer, westlich Dörfel, gegen SW zum Kogel der Windisch Grutschen zieht. Dieser Graben ist teilweise über 20 *m* tief eingeschnitten. Die NW-Hänge bestehen vorwiegend aus den rotbraunen, teilweise zu Konglomeraten

verfestigten Schottern, die mit Sanden und Mergeln wechsellagern. Das Verflächen der Kreuzschichtung ist vermutlich 30—40° gegen S gerichtet; Rutschungen spielen, wie überhaupt im gesamten Gebiet der lockeren Granitztaler Ablagerungen eine bedeutende Rolle. Auf der SO-Seite in zirka 480 *m* Höhe zeigt ein Anriß folgendes Profil von oben gegen unten; Bestimmung der Fossilien durch A. Papp (siehe S. 18):

Rotbraune, feine Schotter, teilweise konglomeratisch verfestigt
10—15 *cm* Mergel, hellgraublau, griffelig, braungrau verwitternd
50 *cm* Mergel, unverwittert grau, sehr hart, eckig brechend, unregelmäßig geklüftet, mit rostigen Streifen, durchzogen von schwarzen, kohligen Lagen mit *Brotia (Tinnyea) escheri* (Brongn.), sehr zartschaligen Helices und großen Planorbiden rotbraun verwitternd, zerbrochen, mit vereinzelten größeren Geröllen.
— scharfe Grenze —
5—15 *cm* Brandschiefer, hart, schwarz bis dunkelbraun (sandsteinartig), bituminös, mit massenhaft kleinen Planorbiden, kohligen, rostigen Resten und Pflanzenabdrücken (schlecht erhalten):
Planorbis sp., *Pisidium* sp.
30 *cm* Mergel, grau bis dunkelgrau mit Pflanzenabdrücken, unregelmäßig brechend mit *Brotia (Tinnyea) escheri* (Brongn.), zahlreiche kleine, meist korrodierte Molluskensplitter, erkennbar Splitter von Planorbidae.
10 *cm* Mergel, schwarz, bituminös (Brandschiefer) mit schlecht erhaltenen, inkohlten Pflanzenresten, mit selten Schneckensplitter
— scharfe Grenze —
ca 200 *cm* feine Schotter mit rostigsandigem Bindemittel, teilweise verfestigt.
Schotter, grob, teilweise konglomeratisch verfestigt.

Zirka 50 *m* weiter oben, in zirka 510 *m* Höhe, in dem südöstlichen Seitenbacherl treten in hellen bis dunkelgrauen Mergeln 1—2 *cm* dicke Kohleschmitzen auf. Hierauf folgen wieder Schotter. Dieses Profil im Anstehenden erinnert sehr an das von Schäringer (47, S. 61 f.) wiedergegebene Schachtprofil beim Totensteger, auch die angegebenen Fallwinkel von oben 30° unten 16° sprechen für die allgemein verbreitete Kreuzschichtung.

Das nächste Kohlenvorkommen wurde sogar längere Zeit bis zirka 1900 (?) beschürft und liegt östlich Garster (oder Gerstner?) unter der Straße im Graberl südöstlich K. 691 *m* *) in zirka 570 *m* und 550 *m* Höhe. Beide Stollenhalden führen Kohlestücke, die im Graberl sehr häufig zu finden sind, woher auch das analysierte Stück hrstammt. Nach handschriftlichen Notizen von Prof. Höfer (zirka um 1875) (9), die sich vermutlich auf diesen Schurfban beziehen, sollen die Kohlen zirka 1 Klafter (=1·896 *m*) Mächtigkeit besessen und eine gute Schmiedekohle abgegeben haben, die in der alten Schmiede (ehemals beim Neuwirt) seit 1820? verwendet wurde.

Fast in gleicher Höhe kann man in jedem Grabenanriß Hinweise auf Kohlebildung finden. So südlich des Kreuzes K. 619 *m* im Graberl graue Mergel mit inkohlten Blattresten, die von W. Berger als *Cinnamomum scheuchzeri* (Heer) Fr. bestimmt werden konnten; südöstlich vom Kreuz K. 639 *m* im Graberl Kohle und 0·5 m^2 große Kalksandsteinplatte (siehe G. Woletz, 1246, S. 40) mit inkohlten Blattresten; im Graberl nordöstlich Pokhiesl Pflanzenabdrücke in sandigem Ton; im Graberl östlich Fasching wurde wiederholt bei Hochwasser Kohle mit Pyritlagen nach Angabe der Eingeborenen auf die Wiesen geschwemmt. Nach der Verbreitung der Kohlevorkommen kann man auf eine horizontale bis schwach gegen NW geneigte Lage der Schichten schließen.

Auf weitere Kohlenvorkommen wurde im unteren Granitztal teils von Schäringer (47), teils durch Petrascheck (43), H. Beck und Kahler (27) hingewiesen. Zu diesen Angaben ist noch ein ehemaliger Schacht nördlich Krenn am Rand der Steuseeterrasse zum Bach, ein Kohlenfund (10 *cm*) beim Ausheben einer Senkgrube nördlich Brunner, ein verfallener Kohlenschurf aus der Zeit nach dem ersten Weltkrieg im Hohlweg 80 *m* nordöstlich Brunner, angebliche Kohlefunde im Graberl südlich Am Kogel hinzuzufügeu. 250 *m* westlich Manhardt konnte ich Brandschiefer finden, die auf das Vertauben der Kohle westlich Manhardt (4, 47) hinweisen. Ein zweiter Fundpunkt von Süßwasserfossilien (7) in einem harten, rotbraunen Sandstein mit rostigen Pflanzenabdrücken liegt im Hohlweg nordöstlich Am Kogel nach Kollnitz in zirka 560—550 *m* Höhe. Eine gut erhaltene *Brotia (Tinnyea) escheri* (Brongn.) und eine größere *Planorbis* sp. (nach A. Papp) sind von dort gesammelt worden. In zirka 460—470 *m* Höhe südwestlich der Meierei Kollnitz wurden nach der freundlichen Mitteilung von Herrn Direktor Dipl.-Ing. W. Schäringer beim Aushub von Brunnstuben auch gut abgerollte Kohlestücke und

*) Die Höhenkoten sind nach der Karte 1:25.000 angegeben.

Rollstücke von (Basalt? —) Schlacke im Jahre 1945 gefunden. Derartige gutgerundete, ± elliptische Kohlegerölle von 2 bis 4 *cm* Durchmesser konnte ich in den Tertiärschichten nirgends finden. Bei der Begehung des Terrains konnte ich im Aushub neuerer Brunnstuben nur Ablagerungen des tertiären Untergrundes feststellen (Gerölle, Sande, Sandsteine und Breccien); die älteren Brunnstuben liegen in einem jüngeren Schotterfeld ähnlicher Geröllzusammensetzung. Möglicherweise liegt hier ein Rest einer älteren, höheren Diluvialterrasse vor, die sonst überall bereits abgetragen wurde.

Im Hohlweg südwestlich der Meierei Kollnitz sind die kleinstückigen Konglomerate oftmals aus eckigen Komponenten wie Breccien zusammengesetzt. In scharfem Sedimentationswechsel treten sie an Sande und Sandsteine heran, so daß Gosau-ähnliche Gesteine gebildet werden. Hohle Konkretionen, wie in den diluvialen Sanden von verwitterten Holzstücken ausgehend fand ich in einem Aufschluß 150 *m* südlich von Am Kogel. Gute Aufschlüsse nördlich des Granitztales bietet der Hohlweg von W. H. Gösnitzer zur Deutsch Grutschen (Abb. 6, S. 87), oder vom Brunnen zu Am Kogel und herunter nach Kollnitz. Die Schichten dieses Gebietes sind 10—15° gegen N geneigt ohne Berücksichtigung der Kreuzschichtung. Südlich des Granitztales und der Windisch Grutschen gegen die Sankt Pauler Berge zu fallen die Ablagerungen 20—40° gegen N ein. Im Hohlweg westlich Krenn zu Pfleger ist die langsam steiler werdende Aufrichtung gut aufgeschlossen.

In dieser Serie konnte ich auch öfters Störungen beobachten, deren Richtungen zwischen NW—SO über N—S zu NO—SW wechseln (26). Die Abb. 6 zeigt eine NW-Störung an; beim Totensteger, 700 *m* ostwärts Brunner, nördlich der Straße liegt eine verwachsene Schottergrube, in der 10—15° streichende, saigere Störungen zu erkennen sind. 300 *m* westlich Manhardt ist eine 30° streichende Störung aufgeschlossen; welche tektonische Verstellungen die Störungen hervorriefen, ist nicht sicher bekannt.

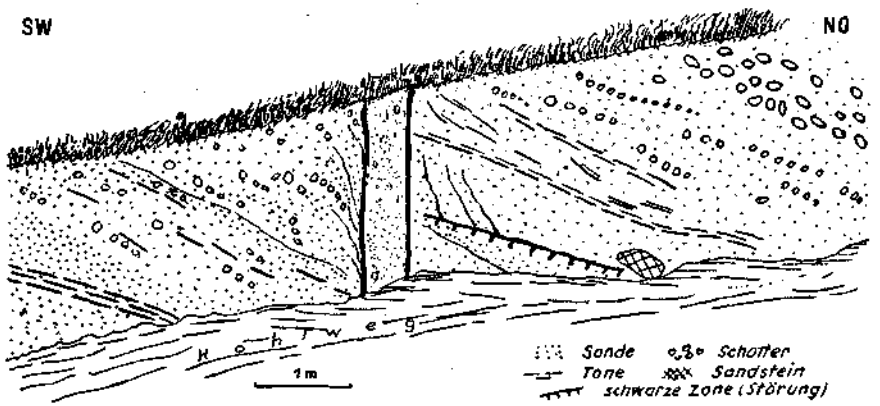


Abb. 6. Hohlweg NO W. H. Größnitzer, Granitztal

Betreffs des Basaltes von Kollnitz und seiner Altersstellung ist zu beachten, daß die Probe im Kärntner Landesmuseum mit gefritteten Fossilien (24, 26) der Mühldorfer Schichten darauf hinweist, daß zur Zeit der Tufferuption die Mühldorfer Schichten die Granitztaler Ablagerungen bis Kollnitz überlagerten. Nach einem Einfallen der Schichten mit 10—15° gegen N sind die Mühldorfer Schichten erst in einer Höhe von zirka 1000 *m* über dem Meeresspiegel zu erwarten. Somit ist seit der Tufferuption ein Schichtpaket von mindestens 500—600 *m* abgetragen worden. Innerhalb welcher Zeit ein so großer, flächenhafter Abtrag möglich ist, kann derzeit nur ganz unzulänglich berechnet werden, da Beobachtungsdaten aus einer

Zeitspanne von 50 bis 100 Jahren nicht ohne weiteres auf Jahrmillionen ausgedehnt werden dürfen.

Der Fund eines *Ficus* cf. *salicifolia*-Blattabdruckes in den Tuffen des Basaltes ist stratigraphisch kein sicherer Hinweis auf helvetisches Alter, da Berger (13) unter den „Miozänrelikten", die häufig im Unterpannon von Vösendorf aufscheinen, auch die Gattung „Ficus" erwähnt.

In der Fortsetzung der Granitztaler Schichten gegen O brachte die Lavantregulierung 150 *m* nordwestlich der Straßenbrücke Hammer Kollnitz einen Aufschluß mit 50 *cm* Kohle zutage. Nach der freundlichen Mitteilung Herrn Direktors Dipl.-Ing. W. Schäringer wurde in einem Senkkasten 5 *m* unter der Rasenkante eine dichte, glänzende, duritische Braunkohle von 0·5 *m* Dicke angefahren. Der Kohle folgen im Hangenden 0·3 *m* Kohlenschiefer (Brandschiefer) mit Einlagerungen von weißem Mergel (?). Diskordant werden Kohle und Schiefer von einer Konglomeratbank überlagert, deren Geschiebe gut abgerollt, bzw. flach geschliffen sind. Die Hauptgemengteile (grüner, seidig glänzender Phyllit und Grödener Sandstein) erreichen maximal nur 2 *cm* Größe. Hierauf folgen normale Lavantschotter mit reichlich eingelagerten Sanden. Die Tertiärschichten streichen 85° und fallen 10° gegen N. 70 *m* weiter nördlich wurde eine Bohrung (Tafel I) auf das Flöz bis 65 *m* Tiefe abgeteuft, wobei nur zirka 4 Kohlenschmitze von je 2—3 *cm* Stärke konstatiert wurden. Kalkgerölle fehlen den Schichten vollkommen; die Gerölle der Schotter und Konglomerate erreichen bis 7 *cm* Größe. Die Sande, oftmals zu Sandstein verfestigt, sind stets ± kalkhältig. Der Kohlenhorizont scheint nach den Bohrproben (siehe G. Woletz, 1233—36, S. 40) vor allem in 22 *m* oder 24—25 *m* Tiefe erreicht worden zu sein. In 22 *m* wurden Bruchstücke einer Schnecke (Süßwasser), Kohle und massenhaft inkrustierte Wurzelröhrchen aufgefunden. In 24—25 *m* wurden wenige inkrustierte Wurzelröhrchen und Kohle gefunden; die Wurzelröhrchen sind teils erfüllt mit feinem, kohligem Sand und Pyrit, teils sind nur die pyritisierten Füllungen mit Längsstreifen meistens erhalten und kommen häufig auch wurmförmig vor. Das Auftreten solcher Wurzelböden zeugt die Autochthonie der Kohlebildung. In 29 *m* Tiefe Pyritfüllungen selten. In 45 *m* Tiefe selten Pyritfüllungen; bis 57 *m* Tiefe lagen mir Proben vor.

Weiter gegen O im Krammerkogel (4) sind die typischen Granitztaler Konglomerate und Schotter mit kleinstückigen Geröllen inselartig erhalten. Zwischen Pichlingkogel—Herzogberg—Pfaffendorf werden die Gerölle wieder gröber und Kristallingerölle, vermutlich von der Koralpenseite, treten nur wenig häufiger auf (55). Gerölle aus der Gosau, dem direkten Untergrunde, konnte man nur wenige finden. Für die Schotter ist eine mögliche Abtragsfläche der südlichen Koralpe anzunehmen, die damals im phyllitisch-diaphthoritischen Stockwerk im Verbande mit größeren Mengen von Grödener Sandstein auf der Koralpe lagen. Diese Fläche müßte inzwischen einige Kilometer tief bis in das unzerstörte Koralpenkristallin abgetragen worden sein, ein Vorgang, der heute in verstärktem Maße die südliche Koralpe betrifft. Das damalige Relief hätte keine Beziehung zum heutigen mehr. Oder kamen die Zuflüsse von N, dem Teil der Saualpe, der seitdem unter dem Lavanttaler Muldentertiär begraben liegt?

Die erfaßbare Mächtigkeit der Schichten ergibt sich mit oberflächlich 300 *m*; fügt man die von Schäringer (45) erwähnte Bohrung von rund 150 *m* Tiefe etwas willkürlich hinzu, so gelangt man zu 450 *m* als minimal aufgeschlossene Mächtigkeit westlich der Lavant; doch vermute ich, daß die wahre Mächtigkeit mit 600—800 *m* sicherlich nicht zu hoch geschätzt sein wird (55). Gegen O heben die Schichten frei aus.

Der südliche Abschnitt der Granitztaler Schichten gegen die St. Pauler Berge ist durch das vollständige Fehlen von Phyllit- und Diaphthoritgerölle gekennzeichnet (Kristallingerölle sind ja im mittleren Teil schon selten zu finden). Die Grenze gegen den nördlich anschließenden, mittleren Teil verläuft von W gegen O wie folgt (Tafel I und VII, Profil 1 a und 3): Pertschilnig—Ober Vacher—Pokhiesl—Krainer—Pfleger gegen NO, südlich vom Granitztal, wo sich dann die Grenze unter den Stauseeablagerungen fortsetzt. Südwestlich Pertschilnig tritt die mittlere Serie mit Phyllitgeröllen direkt an die St. Pauler Trias heran. Vom W bis östlich Pfleger

ist die Verbreitung auf eine recht dünne Geröllschichte beschränkt, die sich nördlich des Schild-Berges auf größeren Raum ausdehnt, um westlich St. Martin wieder zusammenzuschrumpfen. Die Geröllgesellschaft ist sehr monoton und besteht vorwiegend aus Grödener Sandstein von häufig Kopf- bis selten 0·5 *m*-Größe und faustgroßen Phyllitquarzen ohne viel sandiges Bindemittel; vereinzelt findet man Diabasgerölle.

Südöstlich Bernhard, 500 *m* südlich Bernhard, 700 *m* nördlich Schildberg, sowie nördlich des Sattels nach Eis tauchen unter diesen Schottern (oder auch diese vertretend ?) helle Triasdolomite und -kalke, sowie Rudistenkalke als Bergsturzmassen in einer maximalen Breite von 100 *m* und einer Länge (gegen N) von 150 *m* auf. In diesen Kalkblöcken und -geröllen wurden Lumachellen mit Rudistenbruchstücken und hellgraue Kalke mit 1—2 fingerdicken Crinoidenstielen (Bruchstücke) gefunden (die vorläufige Bestimmung verdanke ich dem Entgegenkommen Herrn Dozent Dr. H. Zapfes). Die Oberfläche der Bergsturzmassen ist gegen die oben beschriebenen Schotter durch eine zirka 1 *m* mächtige Schotterlage von verschiedenartigen, mesozoischen Geröllen (gut gerundet) und ei- bis nußgroße Quarzgeröllen bedeckt. Das scheint die richtige Transgressionsfazies der südlichen Granitztaler Schotter darzustellen. Beide Geröllschichten und die Blockmassen kennzeichnen die basale Fazies der südlichen Granitztaler Schotter, die nur aus dem S gegen N über die St. Pauler Berge verfrachtet sein können. Nirgends grenzen die südlichen Schotter im S direkt an anstehende Grödener (Werfener) Sandsteine und Konglomerate. Selbst südlich Lind sind sie durch eine zirka 70 *m* mächtige Triasdolomitrippe getrennt. Obwohl also die Dolomite auf etliche Kilometer die Südgrenze des Tertiärs bilden, findet man keine Dolomitgerölle in den oberen Tertiärschottern. Die Grenzlinie im S verläuft auffallend gerade und ist recht gut erkennbar. Diese Geröll- und Schuttlage fällt überall unter die Schottermassen gegen N ein. Ob sie aufgerichtet sind oder nicht, ist bei Blockschottern ohne größere Mengen feinklastischen Bindemittels nicht sicher feststellbar. Der Zusammensetzung der Gerölle nach wird die Zufuhr aus dem S, dem heutigen Drautal, anzunehmen sein, wofür auch das Hinaufreichen der Blockmassen bis 650 *m*, nur 20 *m* unter den Sattel von St. Martin nach Eis im Drautal spricht.

Störungen in dieser Serie konnten nirgends direkt beobachtet werden, doch deutet der scharfe Südrand und der Unterschied der Gerölle zur benachbarten Trias auf eine bedeutende O—W-Störung (55) hin. Die Wettersteinkalke nördlich Schildberg (K. 806 *m*) könnten auch als tektonische Triasschollen gedeutet werden, die samt den transgredierenden Schottern im S tektonisch an diese im N grenzen müßten, doch ist nichts hievon zu beobachten. Vom Sattel nach Eis gegen N spielen wieder N—S streichende Störungen eine Rolle, wodurch gegen O das Mesozoikum stufenartig immer weiter nach N vorrückt. Diese Störungen wirken noch in die mittlere Serie nach, falls man die Störungen beim Totensteger und Manhardt hierauf beziehen will.

Als Überblick über die stratigraphisch tektonischen Verhältnisse der Granitztaler Schichten ergibt sich folgendes Bild: Die vorwiegend grobklastischen Ablagerungen der Granitztaler Schichten wurden im N durch gröbste Blockschotterzufuhr aus dem Saualpenkristallin im NW eingeleitet, die gegen S immer feiner wird und zusätzliche Schotter aus westlicher Richtung kamen, während im S direkt aus dem S eine grobe Zufuhr aus dem Raume des heutigen Drautales erfolgte. Im mittleren Teil trafen sich die gegensätzlichen Einschotterungen und bildeten wechselnde feinere, kalkige Schichten mit Kohlebildung, die keinen einheitlichen Horizont einnahmen, sondern sich wechselweise vertraten. Im O kamen die Schotter vermutlich von der Koralpe (?) herab und mischten sich mit Grödener Sandsteinen, die aus einem jetzt versenktem, oder gänzlich abgetragenen Raume am Westende der Koralpe stammen dürften. Die Achse der Sedimentmulde war scheinbar O—W bis NO gerichtet. Die weitere Senkung des Ostteiles der Granitztaler Schichten ließ die Schotterzufuhr völlig erlahmen und ermöglichte nach pelitischen Süßwasserschichten das Eindringen des Meeres in die Bucht des Lavanttales. Mit Hilfe der aufgefundenen Süßwasserfossilien ist es leider nicht möglich, eine Einstufung

der Granitztaler Schichten durchzuführen. Nur die Lage im Liegenden der mitteltortonen Mühldorfer Schichten (4, 55) verweist sie ins untere Torton, bzw. obere Helvet. Die enorme Mächtigkeit der Granitztaler Schichten und ihre separate Lage veranlaßte mich, sie nicht vollends den St. Margarethener Schottern im N anzuschließen. Sie haben einen selbständigen, von der Muldenzone nur im NO schwach beeinflußten Sedimentationsrhythmus, der mit den tektonischen Abweichungen nur als der Muldensedimentation vorhergehend eingereiht werden kann.

Der asymmetrische, sedimentäre Charakter der Granitztaler Schichten wurde durch die folgende Tektonik dadurch verstärkt, daß der Südteil am Nordrand der St. Pauler Trias aufgerichtet und an zirka O—W streichenden Brüchen ? versenkt wnrde (?), die weiter gegen O mit N—S-Störungen verbunden ein staffelweises Zurückweichen gegen N bis östlich St. Paul bewirkten, von wo ab die Kräfte wieder erlahmten. Das Alter der Tektonik am Südrand ist demnach fraglich. Mit dem Muldenbau des Lavanttales hat der Nordrand der St. Pauler Berge so wenig gemeinsam, daß eine selbständige Tektonik vor dem ersten marinen Einbruch durchaus möglich erscheint, aber durch nichts erwiesen ist.

Wieweit sich die Granitztaler Schichten gegen N unter die Mühldorfer Schichten fortsetzen, ist nicht bekannt. Jedenfalls wäre ihr Nordende mit dem Herantreten der Dachbergschotter an den Ostrand der Saualpe gegeben. Im W soll der Griffener Verwurf Höfers (22) das Ende der Schichten herbeiführen, doch sind Untersuchungen hierüber im diluvial überschotterten Raume aussichtslos. Der Graben von St. Kolman nordwärts folgt sicher einer (alten?) Störung, deren Bedeutung fürs Tertiär unklar ist.

10. Tektonik des Saualpen Ostrandes

Im Großen gesehen bilden anscheinend die Tertiärschichten am Ostrand der Saualpe die ± symmetrische Muldenform der St. Stefaner Mulde ohne stärkere Abweichung nach. Jedoch bereits Kieslinger (33) wies darauf hin, daß der Westteil des Tertiärs teilweise gestört sei.

Die „Preimslinie" als NW-Störung greift ähnlich der „Auenlinie" vom Kristallin bis tief ins Tertiär herein. Vermutlich stellt die Störung, die die Bohrung Neudau (F_4, Tafel III) antraf, einen Ausläufer der Preimslinie dar. Wenn auf den auffallend geraden Talverlauf der Bäche etwas zu geben ist, so könnte man im Unterlauf des Arlingbaches nordwestlich Pollheim eine analoge, kleinere NW-Störung vermuten, deren weiterer Verlauf unter den jüngeren Ablagerungen völlig verdeckt ist (Tafel I). Nördlich Tretzbauer ist das steile Untertauchen des Kristallins mit 45—60° an einer NO-Störung mehrfach aufgeschlossen. Der weitere Verlauf gegen NO müßte zirka die Lehmgrube südlich St. Margarethen treffen. Das scharfe Abschneiden der St. Margarethener Schotter südwestlich Rotheider läßt auch eine NW-Störung vermuten. Der Pollingbach scheint dieser Störung bis Hattendorf zu folgen, denn die NO streichenden Hattendorfer Sandsteine (35) lassen sich über den Bach weg nicht glatt im Streichen durch verbinden.

Nach der Muldenform zu schließen, müßten die Schichten des Rückens von Pollheim bis St. Marein N—S bis NO streichen; dem entsprechen aber nur die Schichten nordwestlich Lausing und nordwestlich St. Marein selbst. Das mittlere Schichtpaket zeigt O—W-Streichen, beim Luftschutzstollen südlich Altendorf sogar WNW—OSO-Streichen mit auffallend flacher Lagerung; vielleicht ist das der Einfluß der hypothetischen NW-Störung des Arlingbaches?

Der breite, alluviale Talboden nordwestlich St. Marein birgt sicher eine sehr bedeutende NW-Störung oder eine Reihe gestaffelter Störungsbündel, die gegen SO und SSO deutlich auf die innere Muldenzone Einfluß nehmen; südwestlich des Sprunges fallen die Schichten mittelsteil bis steil gegen den Sprung ein, nordöstlich desselben stoßen sie in spitzem

Winkel mit flacher Lagerung von ihm ab (Tafel VII, Profil 4). Die größte Sprunghöhe scheint zirka 600 *m* westlich Völking erreicht zu werden, aber das Ausmaß ist mangels Aufschlüsse und leitender Horizonte nicht anzugeben. Den Kristallinsporn von Schloß Thürn begrenzt eine NNW-Störung im O. Das Kristallin wird zwar südlich Thürn von basalem Blockschutt transgressiv mit schwach östlichem Fallen (10—15°) überdeckt, biegt aber bis über Siegelsdorf in einer steilen Flexur gegen NO herab, da der alte Schacht (59) in 250 *m* ? Tiefe weder das Grundgebirge noch ein Flöz angefahren haben soll.

In Zobersberg weisen die verschiedenartigen Einfallsrichtungen trotz der Kreuzschichtung in den Sandsteinen bei gleichem Streichen auf bedeutende N—S-Verwerfungen hin. Die diametralen Lagerungen der Aufschlüsse nordwestlich Ober Aigen und südöstlich Schaißbach scheinen durch Rutschungen bedingt zu sein. Eine dieser N—S-Störungen setzt sich vermutlich weiter gegen S fort und bewirkt die auffallend scharfe Grenze zwischen dem Dachbergschotter 220 *m* westlich Hasenflüchter und den hangenden Tonmergeln in der Mulde.

Wie der südlich folgende Kristallinsporn begrenzt ist, kann nicht entschieden werden, doch ist eine tektonische Grenze anzunehmen. Der Grundgebirgssporn vom Wiedergrießer kann nur im S von einer Störung begrenzt sein, da im N die Transgression der Basisschotter aufgeschlossen ist.

Überblickt man das Störungsnetz des Saualpenrandes, so ergeben sich im Nordteil NW- und NO-Störungen, wobei die NW-Verwerfer als Längsstörungen zur Muldenachse anhaltender und wirksamer, die NO-Sprünge als Querverwerfer zur Achse kurz und weniger tiefgreifend erscheinen. An den NW-Störungen ist der große Block zwischen nördlich St. Marein und Hattendorf sichtlich tiefer gelegt worden. Die Tendenz der Sprünge ist auf eine Absenkung generell gegen O zu gerichtet. Im Südteil treten N—S-Sprünge als Längsverwerfer an den Kristallinrand heran, die als westliche Ausläufer parallel zur Lavanttaler Störung vom Koralpenrand her anzusehen sind; ob die Umstellung der Flußläufe der südöstlichen Saualpe von O—W im N bis Winkling zu N—S vom Pöllingbach ab auf eine Einwirkung von N—S-Störungen zurückzuführen sei, bedarf näherer Untersuchungen.

Ein besonderes Problem zeigt sich am Dachberg mit der Umstellung des NNW- zu O—W-Streichen. Vielleicht gibt wieder die oben genannte Schottergrube von Messensach (S. 49) einen Anhaltspunkt zu seiner Auflösung: Man kann im Mittelteil der Grube einen kleinen Sprung von zirka 1·20 *m* Höhe beobachten, der sich gegen oben zu zerschlägt (Abb. 3 b, S. 49) und zirka 10° (N 10° O) streicht. An ihm ist der Westteil abgesenkt und auch knickend gegen den Ostteil so verstellt, daß die dünnschichtigen Mergel im W 110°, im O bis 130° streichen. Das Eindreben in die O—W-Richtung könnte man sich durch ähnliche Knickungen in entgegengesetzter Richtung hervorgerufen vorstellen.

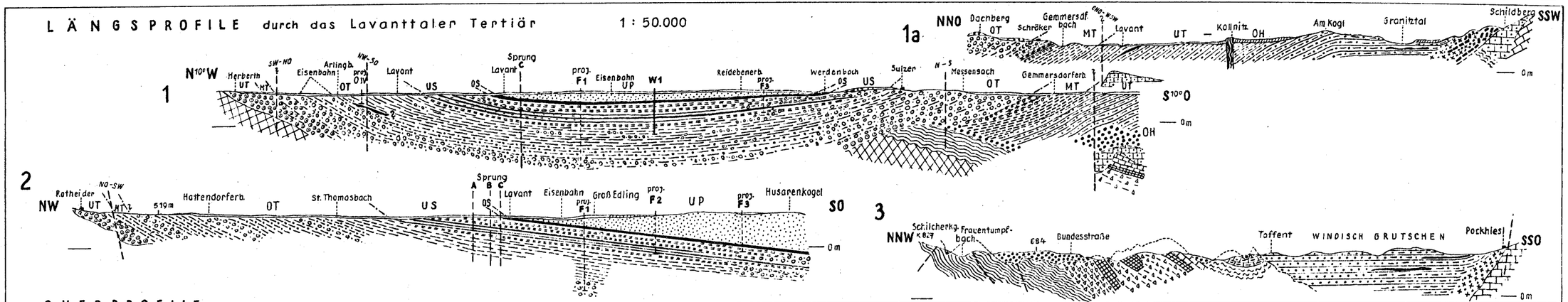
Im Nordteil der Mulde scheint eine stärkere NO-Störung längs der Lavant nördlich Wolfsberg ins Tertiär hereinzustreichen.

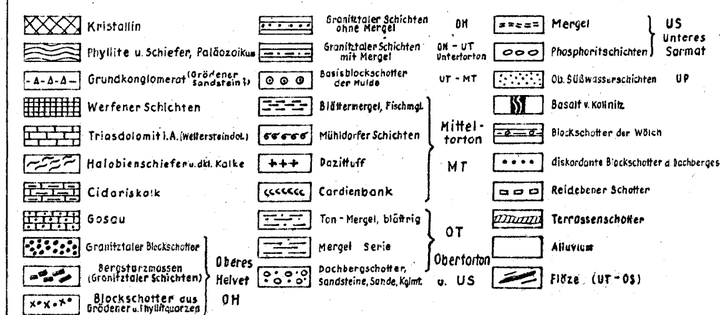
Das Streichen des Oppersdorffer Flözes südlich Wolfsberg ist auffallend subparallel der Lavanttaler Störung gerichtet; vermutlich liegt es im Bereiche östlich des Kuchler Sprunges (9, 33, 55, Tafel V).

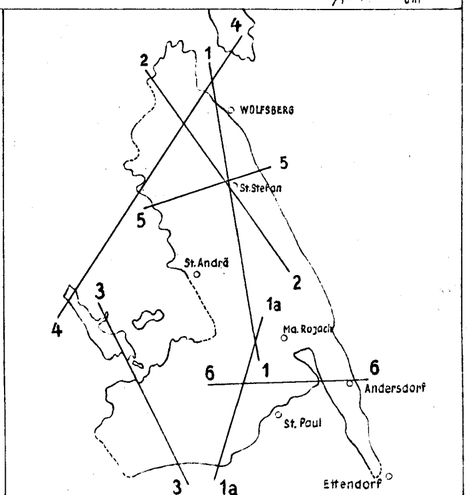
11. Tektonik der St. Stefaner Flözmulde

Der ± bogenförmige Verlauf der Schichten am Saualpenrand konzentriert sich in der Mitte der Mulde zum Synklinalbau der St. Stefaner Kohlenmulde, wie sie Petrascheck (43) zuerst dargestellt hat. Durch Schäringer (47, S. 60 f) wird die Muldenform als eine eigenartige Reihung von verschieden-

LÄNGSPROFILE durch das Lavanttaler Tertiär 1 : 50.000







starken Knickungen geschildert; die Ausmaße der Knickungsform wurden an der Grundstrecke im Bergbau abgenommen. Diese Form bleibt zwischen dem Schachtverwurf bis zum Wetterschacht beim Köglwirth (Tafel II) in der Ausbißlinie des Liegendflözes gewahrt. Die Art der Knickung erinnert sehr an die oben beschriebene Knickung in der Sandgrube Messensach (S. 91) nur mit dem Unterschied, daß in den Knickungslinien keine Sprünge auftreten — aber vielleicht zeigen sie sich weiter in der Tiefe? —; im O fallen die Schichten mit 17—22° [am Ausbiß sollen sie 25—40° (51) Neigung besessen haben], in der Muldenachse zirka bei Totzer 7—10° und vom Mareiner Gesenke südwärts 7—16° (meist 12°) gegen das Muldeninnere ein. Der Schurfstollen östlich Jakling zeigte 17° ONO fallen und in der Ziegelei am Dachberg ist noch das gleiche Einfallen erkennbar. Auch die Schichten in der Bohrung F_3 (K) fallen 15—18° ein, ohne Berücksichtigung der Neigung des Bohrloches.

Östlich des Schachtverwurfes und südlich des Köglwirthes ändert die Mulde die Knickungsrichtungen grundlegend, sie dreht die Flanken nach außen.

Zwischen Schachtverwurf und Kuchler Sprung (Tafel II und VII, Profil 5) tritt die von Schäringer als „Rotkogel-Antiklinale" (47, S. 97 f.) bezeichnete 600 *m* breite Aufwölbung auf. Der Schachtverwurf ist ein Grabenbruch von 30 bis 40 *m* Breite und zirka 15 bis 25 *m* Sprunghöhe, an ihm ist die Ostscholle, wie bereits Winkler (53) erwähnte, um 100 *m* gegen S gerückt. In der Grabenscholle sind die Kohlenflöze versenkt, während 100 *m* und 230—250 *m* östlich des Schachtverwurfes Sprünge mit bis 6 *m* Breite auftreten, die ganz mit Ton und Sand gefüllt sind und als „Lettenklüfte" bezeichnet werden. Der Schachtverwurf streicht 165—170° und fällt 65—70° gegen O; sein Ende ist nach beiden Seiten unbekannt. Die Lettenkluft streicht 155—160°, fällt 65° gegen W und ist auf eine Länge von 800 *m* bekannt. Die Sattelachse der „Rotkogel-Antiklinale" streicht 150—155° und biegt gegen den Ausbiß, so wie das Einfallen des Flözes zu 25—35° gegen NW auf. Gegen SO verflacht diese Aufwölbung und geht in den normal zirka 17—22° südfallenden Nordschenkel der Mulde über.

Der Kuchler Sprung im O streicht 170° und fällt 60—70° gegen O ein. Gegen ihn zu stoßen in gegen N zunehmendem Maße die Strecken als Flözisohypsen und streichende Linien in immer spitzerem Winkel ab bis zum Gleichlaufen (nur scheinbar?). Die Antiklinale fällt demnach gegen den Sprung mit bis über 30° gegen O ein (nach der Grubenkarte 1915 aus dem Verlauf der Strecken entnommen sogar bis 50° einfallend, jedoch unsicher). Nach Schäringers Bericht (47, S. 160—164) und Profil müßte der Ostteil, östlich des Kuchler Sprunges gehoben und zu einer kleinen Synklinale zusammengestaucht worden sein, wobei die Sprunghöhe nur mit 22—25 *m* anzunehmen wäre. Nach einer weiteren Störung traf man aus dem Liegenden kommend nochmals auf beide Flöze, die 45° gegen O einfallen; somit fand eine Kippung an diesem Sprunge statt. Der Kristallinrand wurde leider nicht erreicht.

Sehr bezeichnend für die „Rotkogel-Antiklinale" sind zirka senkrecht zur Sattelachse stehende NO-Sprünge als typische Querklüfte. Eine Scharung der sporadischen und unzusammenhängenden NO-Störungen südwestlich des Gehöftes Kuchler lenkt von 45° über 30° zu 20° Streichungsrichtung ein, um in spitzem Winkel von der Lettenkluft geschnitten zu werden. Auch östlich und südöstlich von St. Stefan (60—45° streichend) sind sie noch mehrfach bekannt. Diese Verwerfer werden bis zu 200 *m* lang. Nicht nur im Ostfeld findet man Lussatit (Christobalit, 37) als Verheilung in Drusen sowie Realgar, bzw. Auripigment, sondern auch aus dem Mareiner Feld wurde mir ein Kohlenstück bekannt, an dessen Kluftseite Kohlenteer und Lussatit (?) auftreten. Nach den neuesten bergmännischen Aufschlüssen im Ostfeld von St. Stefan scheint der Kuchler Sprung gegen S an Sprunghöhe zu verlieren bis völlig auszuklingen, so daß man gegen S zu die Aussicht besitzt, ein weiteres, größeres Abbaufeld hochwertiger Kohle neu erschließen zu können.

Westlich des Schachtverwurfes wird die Muldenform von den Sprüngen in keiner Weise beeinflußt. Als letzte NO-Störung tritt der Sprung C (Tafel II) auf, dessen SW-Ende noch nicht genau bekannt ist; er senkt den NW-Teil zirka 8—10 *m* mit 65—70° gegen N einfallend ab. Weiter im W beginnt der Sprung B (Tafel II), der bisher auf eine Länge von 1450 *m* erschlossen ist. An ihm ist der Ostteil zirka 4—5 *m* abgesenkt. Gegen N klingt

er aus, ohne den nördlichen Ausbiß des Liegendflözes zu erreichen. Weiter gegen S zu zweigt vermutlich von ihm der Sprung D ab. Scheinbar ist von einem Gesenke des südlichen Mareiner Feldes gerade der Kreuzungspunkt von beiden Sprüngen angetroffen worden. An dieser Stelle konnte ich die Sprungrichtungen einmessen, wobei Klüfte mit tonigen Massen gefüllt (im Gegensatz zu den stets kalkigen Sedimenten des Untersarmats) mit N—S-Streichen und solche von 155° zusammentreffen. Beim weiteren Vortrieb traf man ein Flöztrum an, das nach seinen Zwischenmitteln von den Bergleuten eher für das Hangendflöz gehalten wird und nach einer weiteren Störung stieß man auf taube Schichten, die zirka 5° gegensteigend (also 5° westfallend statt 12—16° ostfallend) verliefen. Die Sprunghöhe wäre demnach dort mit mindestens 20—30 *m* anzusetzen.

Der westwärts folgende Sprung A wurde von Winkler (55) und Schäringer (47, S. 77 f.) eingehend erörtert; er ist 830 *m* lang und klingt gegen S und N aus.

Zwischen den Sprüngen A, B und dem SW-Teil von Sprung C erscheint ein Raum gegen S zu, der sich im Bergbau durch seine Druckhaftigkeit sehr unangenehm bemerkbar macht (14). Ob die Fortsetzung des Sprunges B noch auf die Ausbißbohrungen B 1 bis B 4 (Tafel II und Profil 1) einwirkte, ist unbekannt. Die südliche Fortsetzung des Sprunges B wurde mit dem Gesenke der Behelfsanlage („B"-Anlage) nicht mehr angefahren. Jedenfalls kann man das Ausbiegen der Ausbißlinie des Liegendflözes südlich des Wetterschachtes beim Köglwirth auf die Sprünge D, bzw. B (?) zurückführen.

Der Sprung D wurde durch die Ausbißbohrungen auf die Kuchler Flöze bekannt; er verläuft also parallel zu den anderen Ostrand-Störungen und klingt im N irgendwo aus; seine Sprunghöhe erreicht nördlich des Kuchler Gesenkes („K"-Anlage) mindestens 30 *m*, um gegen N noch zuzunehmen; im Profil zwischen Bohrung B 42 und B 43 im Südteil erhält man bei einer Störungsbreite von 10 *m* 17 *m* Sprunghöhe; vielleicht klingt er gegen S wieder rasch aus, denn nach den Ausbißbohrungen auf das Liegendflöz (Tafel II) ist ein wesentlicher Einfluß auf den Verlauf der Ausbißlinie gegen Jakling zu nicht nachgewiesen.

Die tauben Bohrungen B 25, B 28, B 31, B 32 (B 33 wurde zu seicht abgeteuft, um den Kuchler Horizont zu erreichen), die innerhalb der Quetschzone abgeteuft wurden, zeigen vielleicht eine weitere Störung mit NO-Richtnng an, die bei W_1 zwichen W_1 und W_2, ohne eine nur annähernd so bedeutende Sprunghöhe zu erreichen, durchzieht. Dieser hypothetische Sprung müßte schon nördlich W_3 im O und zwischen B 9 und B 22 verklingen, wenn auch der Ausbißverlauf des Kuchler Horizontes zwischen B 35 bis B 30 auf seinen Einfluß hinweist. Das geht auch aus den Bohrergebnissen von W_1 zu W_2, W_3 und F_2 (Tafel II, Profil 2) hervor, wenn man sich auf W_1 verlassen darf. Der Vortrieb des Kuchler Gesenkes hat nach Abschluß der Arbeit (März 1952) Ende Mai die Verwerferzone D erreicht und derart ähnliche Lageverhältnisse, wie oben geschildert angetroffen, daß man ein Durchziehen des Sprunges bis ins südöstliche Mareiner Feld annehmen kann. Das Gegensteigen des Ostflügels wurde bereits vorher vermutet und im Profil 2, Tafel II, angedeutet. Ein großer, glatter Harnisch zeigt N—S Streichen mit 55° Ostfallen und 17° gegen Süden einfallende Rutschstreifen. Das könnte darauf hinweisen, daß ähnlich dem Schachtverwurf bei St. Stefan auch hier die Ostscholle eine Südbewegung durchführte, wodurch auch das eigenartige Eindrehen der Ostscholle zu einer lokalen Gegensteigung erklärbar wäre. Außerdem zeigte sich auch eine NO-Verwerferschar, die, ohne bedeutende Verstellungebeträge zu erreichen, steil gegen NW einfällt.

Westlich des Sprunges D fällt der Kuchler Horizont im Gesenke nur 4—6° ein, östlich des Sprunges D aber 16° (nach den Bohrkernen). Die höherliegende Westscholle versteilt ihr Einfallen gegen N etwas; gegen S dreht sie bei der B 38 durch das normale Einfallen von 12—16° in den parallelen Verlauf zum Liegendflözausbiß ein. So wird eine kleine Separatmulde ähnlich der „Rotkogel-Antiklinale" mit einem NW—SO-Streichen gebildet.

Die Bohrungen B 15 und B 39 zeigen einen sehr bedeutenden NW-Verwerfer E an, besonders wenn man das Flöz in B 39 für das Liegendflöz hält. Der Sprung E zieht gegen NW in die breite Talebene westlich St. Marein hinein und kann mit der steilen Kniefalte der Schichten bei Siegelsdorf in Zusammenhang gebracht werden; die Sprunghöhe des Sprunges E ist sicherlich sehr bedeutend. Da zwischen B 9 und B 22 das Einfallen 10° beträgt und auch von B 9 gegen N sich keine größeren Störungen ableiten lassen, scheint der Verwerfer E gegen SO sehr rasch auszuklingen. Diese Art des raschen Ausklingens und des „Durchhängens" der Verwerfer (A, B, C, D, E?) in der Muldenmitte scheint besonders kennzeichnend für die Tektonik der Flözmulde zu sein.

Als eine Art Fiedersprung zum Sprung E möchte ich den kleinen Verwerfer von nur 1·2 *m* Sprunghöhe, der vom Gesenke der Behelfsanlage („B"-Anlage) angefahren wurde.

Er streicht etwa 65° (fast ein NO-Verwerfer) und fällt mit nur 25° gegen NW ein; an ihm ist das Liegendflöz auf kurze Strecken zur doppelten Mächtigkeit übereinandergeschoben.

Die Profile der Schachtvorbohrung und der Bohrung W_3 würden ein N—S-Streichen ergeben; im Hangenden des Hangendflözes stieß man bei der Bohrung W_8 (Tafel III) auf eine Tonschichte von 13·80 *m*, die nach W. Fischak und W. Klaus mit steilen bis saigeren Rutschflächen versehen ist; das sind Füllungen von Verwerfern, von denen z. B. die Lettenkluft im Ostfeld ihren Namen hat. Auch das Profil 2 (Tafel II), zirka senkrecht auf die Muldenachse errichtet, ist zwischen dem Sprung D und dem Neuschacht unsicher, aber hierüber werden uns in Kürze die bergmännischen Aufschlüsse Aufklärung bringen.

Eine weitere Störung wurde vermutlich in der Bohrung B 3/51 aufgeschlossen. Doch ist Näheres erst bei weiteren Bohrungen zu entnehmen; nach der Flözlage in den anderen Bohrungen und zum Gesenke bei Höfern kommt ihr keine große Bedeutung zu.

NW-Klüfte konnte ich nördlich vom Mareiner Gesenk nahe dem Ausbiß des Liegendflözes beobachten. An ihnen konnte ich ein Eindringen von Letten und sandigen Einschwämmungen beobachten, die nichts mit den eigenartigen Sandsäcken (47) zu tun haben. Kleinen Sprüngen unter 1 m Sprunghöhe wurden bisher in der Grube zu wenig Beachtung geschenkt; sie sollen in den verschiedensten Richtungen auftreten können. Wichtig ist jedoch die Beobachtung des Herrn Direktors Dipl.-Ing. W. Schäringer, daß nur in den Letten dieser kleinen Sprünge quartäre Geschiebe gefunden wurden. Eine weitere, sehr interessante Beobachtung habe ich Herrn Direktor Schäringer zu verdanken: Der Sprung B, der von einem Gesenke des südlichen Mareiner Feldes aus angefahren wurde (S. 92), zeigte eine 50 *cm* breite, offene Spalte von etlichen Meter Höhe. Die Existenz einer offenen Spalte in einem lockeren, sandig mergeligen Sediment bei einer Überlagerung von zirka 150 *m* ist nur als eine rezente, sehr junge Bildung vorstellbar.

Wie die umlaufende Anlage des Schichtenbaues im Lavanttal am Saualpenrand beweist, ist die tektonische Form der Mulde nicht erst durch die spätere Knickfaltung (47) zustande gekommen, sondern die während der Sedimentation andauernde Senkung des Untergrundes nach einer O—W bis NW—SO-Achse kann allein für den bogenförmigen Schichtverlauf und die Ablagerungsmächtigkeit herangezogen werden. Erst durch die neuerliche Hebung der Randgebirge im beginnenden Pliozän wurde die alte, tektonische Anlage zu der Faltungsform gesteigert, in der uns die Kohlenmulde heute vorliegt. Die NW-Achse ist das beharrende Element, das durch die bedeutenden Längsverwerfer noch unterstrichen wird. Als zuordenbare Querrisse treten NO-Sprünge besonders im NO-Teil der Mulde auf. Die Einmuldung betraf auch noch die ins Unterpannon gestellten Hangendschichten (S. 69) und ist demnach sicher nach-unterpannonisch.

Vom Koralpenwestrand weg zerschneiden N—S bis NNW—SSO streichende Störungen in spitzem Winkel den älter angelegten Muldenbau von NO gegen SW in gestaffelter Reihenfolge bis an den Saualpenrand bei Thürn und Winkling. Dieses Sprungsystem wird der Lavanttaler Störung Kieslingers (33) am besten gerecht; denn ihm nach verläuft auch der Kristallinrand der Koralpe. Die Muldenachse tritt scheinbar zirka bei St. Ulrich als tiefster Punkt der Mulde an die Koralpe heran. Ein Eintauchen unter diese ist bisher nirgends nachgewiesen, aber möglicherweise tritt am Koralpenrand eine verschieden starke Aufrichtung der Schichten ein, so daß der tiefste Punkt der Synklinale nicht direkt an der Koralpenrandstörung, sonderu weiter westwärts anzunehmen wäre. Im Raume des Dachberges geht (durch Knickungen?) eine Umstellung aus dem 160° streichenden Nordteil in den Südteil von Mühldorf mit O—W-Streichen über. Das Alter des Lavanttaler Störungssystems ist nicht genau feststellbar; es teilt von der Mulde die bereits älter angelegte „Rotkogel-Antiklinale" durch eine Südbewegung (53) der Ostscholle ab, erzwang das

N—S-Streichen südlich des Köglwirthes und den Aushißverlauf von südwestlich Fischering bis über den nördlichen Dachberg hin. Kleinere Sprünge beliebiger Streichrichtung können auch nachdiluviales Alter besitzen. Direkt in die Gegenwart fällt sicherlich die offene (S. 94) Kluft und die Druckhaftigkeit des zentralen Muldenteiles, worauf auch der heutige Verlauf der Lavant in der Mitte des Tales hinweist.

12. Tektonik der Andersdorfer Mulde

Die Einengung der Schichten zwischen dem Mesozoikum und dem Koralpenkristallin ist auf Grund des stratigraphischen Nachweises aller Altersstufen bis zum Mitteltorton (Tabelle V und Tafel V) eine sehr bedeutende. Dementsprechend sind die Neigungen der Schichten meist mittelsteil bis saiger gestellt. Die Randstörung am Mesozoikum — vielleicht mit dem Kuchler Sprung (47, 55) als südliche Fortsetzung desselben in Beziehung zu bringen — tritt an Bedeutung gleich der Koralpenrandstörung auf und übertrifft sie im S bei weitem. Die Dachbergschotter bei Farrach (55) fallen 60—70° gegen NO und streichen 125°; die Andersdorfer Flöze (Kuchler Horizont) fallen 48—60° gegen SW und werden stets nur schwach um NW—SO-Streichen pendelnd im O von einer 162° streichenden Störung betroffen, die durchfahren wurde. Einen wesentlich stärkeren Verwerfer muß man weiter gegen SO antreffen, da die Hangendbank zirka 100 *m* gegen SW versetzt im südlichen Nebengraberl auftritt. Die Laventtaler Störung ist vor allem am Koralpenrand (4, 33) mehrfach durch NO-Störungen unterbrochen. Südwestlich Gaugg bringt eine O—W-Störung, die den Südteil der Andersdorfer Mulde hebt, im N 105° streichende, saiger stehende bis überkippte Dachbergschotter, weiter im S 150—160° streichende und 45—60° NO fallende untersarmatische Mergel herauf.

Die Tektonik der Ettendorfer Mulde wurde bereits oben behandelt (S. 79).

13. Lagerung und Beziehung zum Untergrund

Die tektonischen Vorgänge im Jungtertiär sind weitgehend dem tektonischen Zustand ihrer Unterlage (Tafel V) gefolgt. So haben alle vier Bereiche, wie Schäringer (47, S. 76 f.) sie darstellte, auch ohne die Tertiärfüllung ihre spezielle Gestaltung erlitten. Der Koralpensaum ist die Fortsetzung der Auenstörung gegen S, die nördlich Wolfsberg durch eine NO-Störung gegen SW verschoben in das untere Lavanttaler Becken eintritt. Bis nördlich Reideben streicht das Kristallin NW—SO und auch die Streckung der Gesteine liegt in dieser Richtung.

Von Reideben zur Waldrast treten O—W streichende B-Achsen auf, die gegen W geneigt sind. Gegen O zu fallen sie gegen O ein, so daß man eine N—S-Linie am NW-Eck des Gipfelgebietes der Koralpe verfolgen kann, die dieser Umstellung oder Knickung (10) der O—W B-Achse folgt (Tafel I und V). Nördlich Hartneidstein tritt die Knickung an den Tertiärrand heran und zeigt die Abbeugung des Kristallins gegen das Tertiär weiter gegen S zu an. Nördlich des Kaltenwinkelgrabens greift diese Linie wieder weiter herein. Über den tektonischen Zustand des Tertiärs ist leider in diesem Raum gar nichts bekannt, doch wäre eine Aufrichtung zu

erwarten (53) [1]). Südlich des Kaltenwinkelgrabens ist sie bei Andersdorf gut bekannt und das Abbiegen des Kristallins deutlich beobachtbar. Südlich Niederhof wird die Abbeugung immer undeutlicher. Die Abbeugung des Kristallins kann man wohl mit der Einfaltung des Tertiärs am besten in zeitlichen Zusammenhang bringen. So erachte ich diese randliche Abbiegung der östlichen Koralpenscholle für eine junge Verbiegung des Koralpensockels, die vom Miozän angefangen nach dem Unterpannon am stärksten wirkte und von S gegen N ausklingt, bis die Randstörungen parallel hiezu oder im spitzen Winkel die Abbeugungen durchschnitten. Die tektonische Voranlage der Lavanttaler Tertiärbecken als alte Schwächezonen im Bau des Kristallins wurde von Kieslinger (32, 33) und Schwinner (49, 50), sowie von mir (11) eingehend hervorgehoben.

Es ist nun keine normale tektonische Erscheinung eine Abbeugung im Kristallin entlang einer N—S, bzw. NNO—SSW-Achse einer fast senkrecht hiezu verlaufenden NW—SO streichenden Muldenachse zeitlich gleichzusetzen. Im Bereich der verschiedenen tektonischen Anlagen entlang der alten Voranlage, der die jungtertiäre Lavanttaler Störung folgte, ist das gleichzeitige Auftreten von zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen seit dem vorgosanischen Zyklus (11) sehr kennzeichnend. Die weststeirische Sigmoide läßt NO- und SO-Richtungen abwechseln; Metz (38) ordnet im Gebiet der Radmer Störung NW- und NO-Richtungen (B-Achsen) einander zu. Noch instruktiver ist die Tektonik des Wolfsberger Fensters (11) selbst, die direkte Voranlage der Lavanttaler Störung, in dem NW- bis N—S=B-Achsen und NO=B-Achsen mit entgegengesetztem Relativsinn der Bewegung in gleicher Weise zu vereinen sind, wie die oben genannten jungtertiären Richtungen. Auch im Fohnsdorfer Becken treten in ähnlicher Weise die Pölslinie (53) an die Mürztallinie heran. Bei weiteren Untersuchungen wird man diese Erscheinungen bis in die Flyschzone des Buchdenkmales und in die böhmische Masse bei Linz (46) verfolgen können.

Schon vor der Faltung des Tertiärs war der Muldenbau in der Sedimentation erkennbar. Die Fortsetzung der Tertiärmulde gegen O stößt an den Muldenbau des Kristallins im Gipfelgebiet der Koralpe (17), der auch gegen W in gleicher Weise ausbeht und sich gegen OSO immer tiefer einsenkt. Es ist naheliegend, diese alten Anlagen als Vorläufer der Sedimentationsräume zu erkennen (Tafel V), wie es durch die Strukturkarte verdeutlicht werden soll.

Die ganze nördliche Mulde ist rein in die kristallinen Serien eingesenkt, die südlich zwischen Mesozoikum und Kristallin eingezwängt sind, wobei diese Lagerung bereits vor der Ablagerung des Jungtertiärs vorhanden war; der tektonisch beeinflußte Teil der Granitztaler Schichten ist rein auf die mesozoische Unterlage beschränkt. Die Nordgrenze des Mesozoikums ist sicher eine alte, tektonische Linie, die von westlich Trixen bis Griffen über Bierbaumer—Tabakfastl—Brenner—St. Jakob—Farrach—Kaltenwinkelgraben—K. 1630 *m*, nördlich Kleinalpe (32)—Krummhachhiegung—südlich Waldpeter weiter gegen O zieht. ± O—W verlaufende Störungen

[1]) Hierauf weist allein die oben abgebildete Schottergrube (Abb. 4) östlich des Mittertalkogels hin, da ihre Schichten NW—SO streichen und 55—70° gegen SW einfallen; doch besteht die Möglichkeit, daß ihr Einfallen nur lokal durch eine der Randstörungen (Kuchler Sprung?) hervorgerufen wurde.

sind an ihr mehrfach nachgewiesen und ihre Bedeutung für die Hydrologie ist sehr auffallend. An ihr liegt die Grenze der Granitztaler gegen die Mühldorfer Schichten, an ihr wird die NNW-Richtung der südlichen St. Stefaner Mulde am südlichen Dachberg in die O—W-Richtung langsam umgelenkt. So wird hier in sedimentärer und tektonischer Hinsicht eine klare Grenze gezogen, die zwischen den ruhig auf der Kreide liegenden östlichen Granitztaler Schottern und der tief und steil eingeklemmten Andersdorfer Mulde am auffallendsten ist (Tafel VII, Profil 6).

Jede dieser Mulden hat ihren eigenen tektonischen Stil als asymmetrische Kohlenmulde im Sinne Petraschecks (43): Die nördliche Mulde liegt im W transgressiv, stößt im O an die Lavanttaler Störung und hebt gegen NW aus. Die Granitztaler Schichten liegen im N normal transgressiv auf, grenzen im S tektonisch an die St. Pauler Berge und heben gegen O aus. Die Andersdorfer Mulde ist im W steiler als im O aufgerichtet und ihre Schichten heben vermutlich gegen S aus. Die N—S-Struktur mit Aushehen gegen S bildet in gleicher Weise das Paläozoikum und Mesozoikum von Weinberg und St. Margarethen nach; ja sogar der Knick der Ettendorfer Mulde ist aus dem Verlauf des Mesozoikums zu erschließen. Das Ettendorfer Becken liegt im O transgressiv auf, wird im W tektonisch eingeklemmt und hebt gegen S aus (55).

Die Verfolgung der Störung von Siegelsdorf und des Verwerfers E gegen NW ins Kristallin traf westlich Lausing, im Bacherl südlich Buchler auf eine NW—SO streichende, steil (70—85°) südfallende Zone, der das Graberl folgt (8). Gegen W biegt die Zone zu 105° streichen um und löst sich nach den Aufschlüssen an der neuen Straße nach Lading in einen flachwelligen Faltenbau im NW auf. Gegen S zu grenzt diese Zone beim Bauer OSO Lindlmörtl scharf an venitische Glimmerschiefer mit Eklogiten, die N—S bis NNW—SSO streichen und gegen ONO einfallen. Von W nach O verbreitert sich diese Zone trichterförmig und taucht gegen SO in der breiten, alluvialen Ebene von Lausing—St. Marein unter. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß diese vom weiteren Bau des Kristallins abweichende, steile Zone in engsten Zusammenhang mit der Steilstellung des Tertiärs bei Siegelsdorf steht. Das Auftauchen der in N—S-Richtung gestreckten Reisberger Marmorserie, gekennzeichnet durch einen Streifen von Myloniten und Diaphthoriten im Hohlweg westlich Primus, der mit O—W streichenden B-Achsen 20—30° ostfallend in derselben Ebene versohwindet, scheint keinen Einfluß mehr auf die Tertiärtektonik geübt zu haben.

Zieht man vom Kristallinsporn von Thürn über die Störungen von Zobersberg und südlich Winkling den Störungsstreifen weiter gegen SSO, so führt diese Linie parallel zur Lavanttaler Störung über den Kristallinrand südwestlich St. Andrä hinweg genau auf den Basalt von Kollnitz zu. Ob sie weiter in die St. Pauler Berge zieht, konnte nicht mehr untersucht werden. So scheint der Basaltschlot von Kollnitz eine der Zerrungsspalten des südlichen Saualpenrandes an der Grenze — vielleicht tiefsten Stelle der Granitztaler Schichten? — des Granitztaler Beckens zum Muldentertiär, um aufzudringen, benützt zu haben. Da diese Tektonik erst nach dem Unterpannon einsetzte, kann man für den Basalt von Kollnitz in bezug auf die Tektonik ein pliozänes Alter (55, 57) annehmen, wofür auch die oben erwähnten (S. 87) Abtragswerte hinreichen können. Dieses Störungssystem beherrscht auch den SO-Rand der Saualpe und greift in den Westteil der St. Pauler Berge bis zum Sattel nach Eis a. d. Drau ein. Möglicherweise ist der Talverlauf des Granitztales beim Tabakfastl und W. H. Gösnitzer damit im Zusammenhang. Der Griffener Verwurf Höfers (22) und der St. Kolman-Graben sind westliche Fortsetzungen dieses größeren

Systems, das in der Noreialinie Schwinners (49) verstärkt auflebt. Dieses Störungssystem ist bis in die Gegenwart lebendig geblieben, wie die starken Erdbeben (1916, 1936, 1948, 1950) beweisen (20, 53 a und b). So läßt das Tertiär des Lavanttales an tektonischer und sedimentärer Mannigfaltigkeit kaum etwas zu wünschen übrig!

14. Beziehungen des Lavanttaler Tertiärs zu den benachbarten Becken

Durch Winkler (57 u. a. m.) konnte eine reiche Aufgliederung der Sedimente und tektonischen Phasen im benacbbarten Grazer Becken durchgeführt werden, an die man die Schichtfolge des Lavanttales ohne Schwierigkeiten anschließen kann. Die faunistisch gesicherten Angelpunkte des Lavanttales sind im Grazer Becken in der gleichen Ausbildung vorhanden. Schon Höfer (21) verglich die Mühldorfer Schichten mit den Turritellen Schichten von Pöls, Kahler (29) mit Wetzelsdorf, Winkler (55) mit dem Florianer Tegel und stellte alle diese Vorkommen ins Torton; die Ettendorfer Fazies ähnelt der des Florianer Tegels am besten. Besondere Hinweise gehen auch die Tuffe, die im Lavanttal (29) wie auch im Florianer Tegel (44, 57) und im Köflacher Becken (45) bekannt geworden sind. Auch weiterhin sind vor allem im Torton des Grazer Beckens saure Tuffe gefunden worden.

Die untersarmatischen Rissoenschichten der St. Stefaner Flözmulde gleichen ganz der Fauna und auch der landferneren Fazies von Waldhof im Thaler Becken (siehe A. Papp, S. 27), wo sie auch mit Flözbildungen vergesellschaftet sind, und Dohlbad (16). Ihre verschieden hohe Lage deutet auch dort auf bedeutende postsarmatische Verstellungen hin. Sicher sind die basalen Untertortonen Blockschotter am Ostrand der Koralpe, die so wie im Lavanttal in tiefen Rinnen weit ins Gebirge eingreifen (Tafel V), analoge Bildungen. Aber auch im Oberhelvet, das im südsteirischen Becken teilweise marin ausgebildet ist, kennt man eine anhaltende, bedeutendere Zufuhr von kristallinem Blockschutt (Kreuzbergschotter, Urler Blockschutt), die Winkler (57) als Zwischenserie bezeichnet. Für die obertortonen bis untersarmatischen Dachbergschotter kennt man keine Äquivalente; vermutlich wird man für erstere auch im Grazer Becken eine Regression annehmen können[1]). Die Fazies der Dachbergschotter mit der gleichen Geröllgesellschaft des sarmato-korinthischen Deltas (30, 57) findet man auf weite Erstreckung erst im Mittelsarmat (58). Dieses Mittelsarmat würde in die von Schäringer (48) nachgewiesene Diskordanz fallen und das Obersarmat greife, wie in anderen Gebieten diskordant weiter vor, nur daß hier reine Süßwasserfazies herrscht; denn die Verbindung mit dem obersarmatischen See ist bereits unterbrochen gewesen. Der Übergang zum Unterpannon wird auch ohne größere Diskordanz vollzogen, wobei es im Lavanttaler Becken leider fossilmäßig nicht mehr nachgewiesen werden kann.

Ein Versuch, die maximale Sprunghöhe der Lavanttaler Störung festzuhalten, wird durch folgenden Rechnungsgang unternommen: Bei der Annahme, daß kein Ansteigen der Schichten gegen die Koralpenseite innerhalb der St. Stefaner Mulde stattfindet, würde

[1]) Dies geht aus der mir erst im Mai zur Kenntnis gelangten Arbeit von H. Beer und G. Kopetzky hervor: „Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südwestesteirischen Becken". Anz. d. Öst. Ak. d. Wiss. 1951, S. 362—365.

die Muldenachse des Liegendflözes den Koralpenrandbruch zirka bei St. Ulrich in zirka 1150 *m* Tiefe erreichen. Somit würde die Unterkante des Unterpannons bei zirka 1000 *m*, des Untersarmats bei zirka 1200 *m*, des oberen Tortons — mit 700 *m* Mächtigkeit angenommen — bei 1900 *m*, Mittel? — und Untertorton erst unter 2000 *m* Tiefe anzunehmen sein. Das nächstgelegene, weitere Untersarmatvorkommen liegt, wie aus der Sedimentverteilung hervorgeht, im O bei Thal (Waldhof) und Doblbad, mit dem voraussichtlich eine Verbindung bestanden hat. Die untere Grenze dieses Sarmats ist leider nicht genau bekannt, wird aber vermutlich im Kainachtal südöstlich Lieboch liegen; die Entfernung bis zur Lavanttaler Störung beträgt zirka 38 *km*. Versucht man hieraus einen Annäherungswert der Verstellung der Sarmat-Unterkante zu erhalten, so wird man etwa auf folgende Weise hiezu gelangen: Die Steigung der Unterkante des steirischen Tortons zur Koralpenspitze beträgt 5—6° (Lenzbaner-Speik). Auf der Linie St. Ulrich i. L.—Dobl errechnet sich die Mächtigkeit des Tortons, zirka 5—6° einfallend, mit etwa 1000—1200 *m*. Da die heutigen Hochflächen der Koralpe nicht der Unterkante Torton entsprechen, wie aus den Sedimentationsverhältnissen im Lavanttal hervorgeht, sondern unterpannonisches Alter (50) besitzen, ist in dem Profil zur gesamten Tortonmächtigkeit noch der Betrag der hypothetischen Überlagerung der Tortonunterkante über der Koralpenhochfläche hinzuzurechnen, als unbestimmter Faktor. (Die bedeutenden Abbiegungen und Brüche im O der Koralpe können hiebei keine Berücksichtigung finden.)

Für die Berechnung ergeben sich also auf die Entfernung von 38 *km*: 1. Die Höhe des Kristallinkammes von zirka 2000 *m* SH. 2. Die gesamte Tortonmächtigkeit von 1000 *m*. 3. Der unbekannte Abtragungsfaktor seit dem Unterpliozän bis tief unter das Untertorton (?). 4. Die Lage des Untersarmats am Randbruch in zirka 1200 *m* Tiefe. 5. Abzüglich der Seehöhe des Ausgangspunktes von 300 bis 400 *m*; so erhält man einen Minimalwert der Verstellung der Untersarmatkante von 2000 + 1000 + 1200—400 = 3800 + + x; also größenordnungsmäßig von 4000 bis 5000 *m* für die maximale Sprunghöhe der Lavanttaler Störung. Vielleicht wird sich der Verstellungsbetrag später genauer fassen lassen.

Als nächstes gutgegliedertes Becken ist ein Vergleich mit dem Wiener Becken (25), aus dem einwandfreie Gliederungen in allen Zonen bekannt sind: Das ganze Torton ist marin und das mittlere Torton entspricht zumindest faziell als *Spiroplectammina*-Zone (siehe R. Grill, S. 33) den Mühldorfer Schichten. Im Untersarmat sind die Rissoenschichten nur als landfernere Fazies gut entwickelt und auch randlich mit Schotterfächern verzahnt. Eine Diskordanz des Mittelsarmats ist nicht bekannt. Das brackische Obersarmat greift stellenweise diskordant weit vor, bis auf das Torton. Das Unterpannon mit Mischfauna zeigt eine schwache Diskordanz an und besitzt öfter Schottereinlagen. Gegen den Beckenrand ist das Torton wegen der klastischen Einstreuungen als „Leithakonglomerat" bekannt. Das obere Helvet ist mit Süßwasserschichten und Basisschottern auch im Wiener Becken die unterste Lage.

Mit den viel näher gelegenen Tertiärbecken von Klagenfurt und Fohnsdorf ist ein Vergleich noch unsicher. Bei Penken transgredieren marine Tone auf Phyllit mit hangenden Flözen, darüber die rein kalkalpine Nagelfluh des Sattnitzkonglomerats; jünger sollen die Rosenbacher Kohlenschichten und das Bärentalkonglomerat sein (28). Vergleicht man die marinen Tone mit den Mühldorfer Schichten, so wäre das Sattnitzkonglomerat als Süßwassersediment aus dem S dem ebenfalls aus dem S kommenden Dachbergschottern anzuschließen. Auch innerhalb des Karawankentertiärs wäre eine solche Einteilung möglich.

Würden sich die faziellen Gleichstellungen der Dachbergschotter vom Sattnitzkonglomerat bis ins steirische Becken bestätigen, so wäre eine zeitliche Wanderung einer Aufwölbung der Südalpen verfolgbar: Im W begann sie im oberen Torton, hielt in der Mitte bis ins Untersarmat an und tauchte im O erst im Mittelsarmat auf, um daraufhin zu verschwinden,

ohne die Verbindung mit dem Mittelmeer wieder freizugeben, die bis zum mittleren Torton bestehen konnte.

Im N des unteren Lavanttales treten die Schotter der Wölch auf, deren Alter unsicher ist. Winkler (55) stellt sie ins Pliozän, aber prinzipiell würde kein Grund gegen eine Gleichstellung mit den untertortonen St. Margarethener Schotter hindern. Südlich Preblau kann man große Gerölle von Wiesenauer Kohle in ihnen finden (6). Nirgends ist die Auflage der Schotter auf der Lavanttaler Störung nachgewiesen, sondern ihre Verbreitung ist im W klar durch die Auenlinie begrenzt. Stellt man die Schotter ins Untertorton, so wäre die Wiesenauer Kohle sicher Helvet, doch ist von dort noch keine Fauna bekannt und die Flora zu uncharakteristisch (23, 57).

Vergleicht man die Tektonik des unteren Lavanttales mit anderen Gebieten, so ergeben sich starke Abweichungen von der Tektonik des Grazer Beckens. Der ungleichmäßig zerstückelte Ostrand der Koralpe ähnelt nur entfernt dem Ostrand der Saualpe. Ein durchgreifendes NNW—SSO-System tritt erst im O der mittelsteirischen Schwelle auf. Die mittelpliozänen Faltungsvorgänge haben im steirischen Becken nirgends diese Stärke erreicht, wie die wahrscheinlich gleichaltrigen im Lavanttal. Die Fortsetzungen dieser Bewegungen werden daher mehr gegen SO im Bachern und im Poßruck (57) zu suchen sein, wo sie noch länger und lebhafter andauerten. Die schiefe Kippung der Koralpe (55) wird aus dem Umbiegen der Knickungsachse (Tafel V) erklärlich.

15. Literatur:

1. Angel F.: Geröllstudien im Tertiär von Kärnten. Car., II. Jg., Sonderheft 1935, S. 96—99.

2. Beck H.: Aufnahmsbericht über die Blätter Hüttenberg—Eberstein, Unterdrauburg, Völkermarkt und Gurktal. Verl. d. Geol. B. A., Wien 1929, S. 30—34.

3. Beck H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg—Eberstein (5253). Verl. d. Geol. B. A., Wien 1931.

4. Beck H., Kieslinger A., Teller F., Winkler-Hermaden A.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg (5354). Verl. d. Geol. B. A., Wien 1929.

5. Beck-Mannagetta P.: Aufnahmen (1947) auf Blatt Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254). Verh. d. Geol. B. A., Wien 1948, S. 36—42.

6. Beck-Mannagetta P.: Bericht über Lagerstättenbegehungen (1949). Verh. d. Geol. B. A. 1, Wien 1950/51, S. 48—51.

7. Beck-Mannagetta P.: Aufnahmen im Tertiär des unteren Lavanttales (1950). Verh. d. Geol. B. A., Wien 1950/51, S. 58—62.

8. Beck-Mannagetta P.: Aufnahmsbericht für 1951. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1952, i. Dr.

9. Beck-Mannagetta P.: Über das Oppersdorfer Flöz bei Wolfsberg in Kärnten. Berg- und Hütt.-Monatsh., Bd. 94, 1949, S. 157—161.

10. Beck-Mannagetta P.: Schichtfolge und Tektonik des Tertiärs des unteren Lavanttales. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1950, S. 33—37.

11. Beck-Mannagetta P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. d. Geol. B. A., Wien, Festband, Bd. 94, 1951, S. 127—157.

12. Beck-Mannagetta P.: Über die heutige Kenntnis des Tertiärs im unteren Lavanttale (Kärnten). Verh. d. Geol. B. A., Wien, Sonderheft C, 1952, S. 111—114.

13. Berger W.: Der gegenwärtige Stand der Tertiärbotanik im Wiener Becken. N. Jb. f. Geol. Pal. Monatsh., 1951, S. 344—350.

14. Böhm E.: Gebirgsdruckbeobachtungen im Lavanttaler Braunkohlenbergbau. Int. Geb. Dr. Tg. Leoben, Wien 1950, S. 154—157.

15. Canaval R.: Über das Vorkommen von Manganerzen bei Wandelitzen nächst Völkermarkt in Kärnten. Jb. d. nat. Mus. v. Kärnten, Bd. 28, 1909, S. 357—368.

16. Clar E.: Sarmat in der Kaiserwaldterrasse bei Graz nebst Bemerkungen über die Gliederung des Grazer Pannons. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1938, S. 154—162.

17. Closs A.: Das Kammgebiet der Koralpe. Mitt. d. nat. Ver. f. Stmk., Bd. 63, 1927, S. 119—130.

18. Dreger J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten Verh. d. Geol. R. A., Wien 1907, S. 87—98.

19. Fluglewicz J.: Die Entwicklung des österreichischen Braunkohlenbergbaues. Z. f. Berg-, Hütten- u. Sal. Wesen d. D. R., Bd. 85, 1937, S. 187—209.

20. Heritsch F.: Das Erdbeben von Obdach—Reichenfels. Mitt. d. nat. Ver. f. Stmk., Bd. 73, 1936, S. 33—37.

21. Höfer H.: Das Miocän von Mühldorf in Kärnten. Jb. d. Geol. R. A., Wien 1892, S. 311—324.

22. Höfer H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten, Sb. d. Akad. d. Wiss., Wien 1894, math.-nat. Kl. I., S. 467—487.

23. Hofmann E.: Fossile Pflanzenreste aus dem Tertiär des Lavanttales in Kärnten. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1929, S. 101—120.

24. Hofmann E. und Kahler F.: Entstehung und Alter des inneralpinen Basaltes von Kollnitz im Lavanttal (Ostkärnten). Zbl. f. Min. usw. 1938, Abt. B, S. 399—409.

25. Janoschek R.: Das inneralpine Wiener Becken. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien 1951, S. 525—693.

26. Kahler F.: Geologische Beobachtungen am Basalt von Kollnitz im Lavanttal. Zbl. f. Min. usw., Abt. B, 1928, S. 361—370.

27. Kahler F.: Über die Verbreitung kohlenführenden Jungtertiärs in Kärnten. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1933, S. 125—129.

28. Kahler F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. Car., II. Jg., 125, 1935, S. 1—12.

29. Kahler F.: Spuren vulkanischer Tätigkeit im Miozän des Lavanttales. Car., II. Jg., 128, 1938, S. 27—30.

30. Kahler F.: Eozängerölle im Jungtertiär nnd Diluvium Kärntens. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1949, S. 173—180.

31. Kieslinger A.: Eiszeitseen in Ostkärnten. Car., II. Jg., 1928, S. 117—118.

32. Kieslinger A.: Geologie und Petrographie der Koralpe. IX. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I., 1928, S. 491—532.

33. Kieslinger A.: Die Lavanttaler Störungszone. Jb. d. Geol. B. A., Wien 1928, S. 499—528.

34. Kieslinger A.: Der Bergsturz am Burgstallkogel bei Lavamünd. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 68, 1925, S. 161—165.

35. Kieslinger A.: Ein vergessener Kärntner Baustein. Unterkärntner Nachrichten 64, 1950 (3. November).

36. Lipold M. V.: Vortrag über die tertiären Ablagerungen im Lavantthale Kärntens. Jb. d. Geol. R. A., Wien 1854, S. 880—891.

37. Meixner H.: Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und deren Fundorte. Der Karinthin, Knappenberg 1949, S. 108—120.

38. Metz K.: Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauthener Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hütt.-Monatsh., Bd. 95, 1950, S. 191—201.

39. Papp A.: Über die Einstufung des Jungtertiärs im Lavanttal. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss., 1950, S. 28—31.

40. Papp A.: Über die Altersstellung der Tertiärschichten von Liescha bei Prävali und Lobnig. Car., II. Jg., 1951, S. 62—64.

41. Penecke K. A.: Bemerkungen über das Miozän von Lavamünd. Bd. 18, Jb. d. naturh. Mus. f. Kä., Klagenfurt 1886, S. 1—8.

42. Peters K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. Jb. d. Geol. R. A., Wien 1855, S. 508—579.

43. Petrascheck W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. I. Teil, VI. Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. Verl. f. Fachlit. G. m. b. H., Wien 1922 bis 1924, S. 145—212.

44. Petrascheck W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Ostalpenrand. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I., 1940, S. 145—154.

45. Petrascheck W.: Vulkanische Tuffe im österreichischen Jungtertiär. Wandertagung d. Geol. Ges. in Wien, 1950, S. 6.

46. Schadler J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Linz (4652). Verl. d. Geol. B. A., Wien 1952.

47. Schäringer W.: Notizen aus dem Lavanttaler Braunkohlentertiär. Der Karinthin, Knappenberg 1948—1950.

48. Schäringer W.: Die Diskordanz des Kuchlerflözes. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss., 1950, S. 31—33.

49. Schwinner R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien 1951, S. 105—232.

50. Schwinner R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. Jb. d. Geol. B. A., Wien 1945, S. 95—115.

51. Seeland F.: Das Lavanttal in geologischer, orographischer, bergmännischer und klimatischer Beziehung. In F. C. Keller: Monographie des Lavanttales. E. Ploetz, Wolfsberg 1903, S. 87—95.

52. Sölch J.: Blockbildung am Saum des steirischen Randgebirges. Verh. d. XVIII. deutsch. Geogr. in Innsbruck, 1912, S. 566—571.

53. Stiny J.: Zur Kenntnis der Pölser Linie (Obersteiermark). Zbl. f. Min. usw., Abt. B, 1931, S. 527—538.

53 a) Trapp E.: Makroseismische Beobachtungen 1922—1937, 1948. Abschn. 4 z. Jahrb. 1948 der Z. A. f. Meteor. u. Geod. Wien, Nr. 160, Bd. 85, 1948, S. D 19—E 2.

53 b) Trapp E.: Makroseismische Beobachtungen 1950. Abschn. E, Jahrb. 1950, d. Z. A. f. Meteor. u. Geod., Wien, Nr. 162, Bd. 87, 1950, S. 1—3.

54. Weinfurter E.: Eine neue Otolithenfauna aus dem Miozän von Mühldorf in Kärnten. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss., 1949, S. 171—173.

55. Winkler-Hermaden A.: Das Miozänbecken des unteren Lavanttales (Ostkärnten). Zbl. f. Min. usw., Abt. B, 1937, S. 101—108 und 113—129. Siehe dort auch weitere, ältere Literatur über das Lavanttal.

56. Winkler-Hermaden A.: Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall. Mitt. d. RA. f. B. Wien, 1942, S. 3—12.

57. Winkler-Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien 1951, S. 414—524.

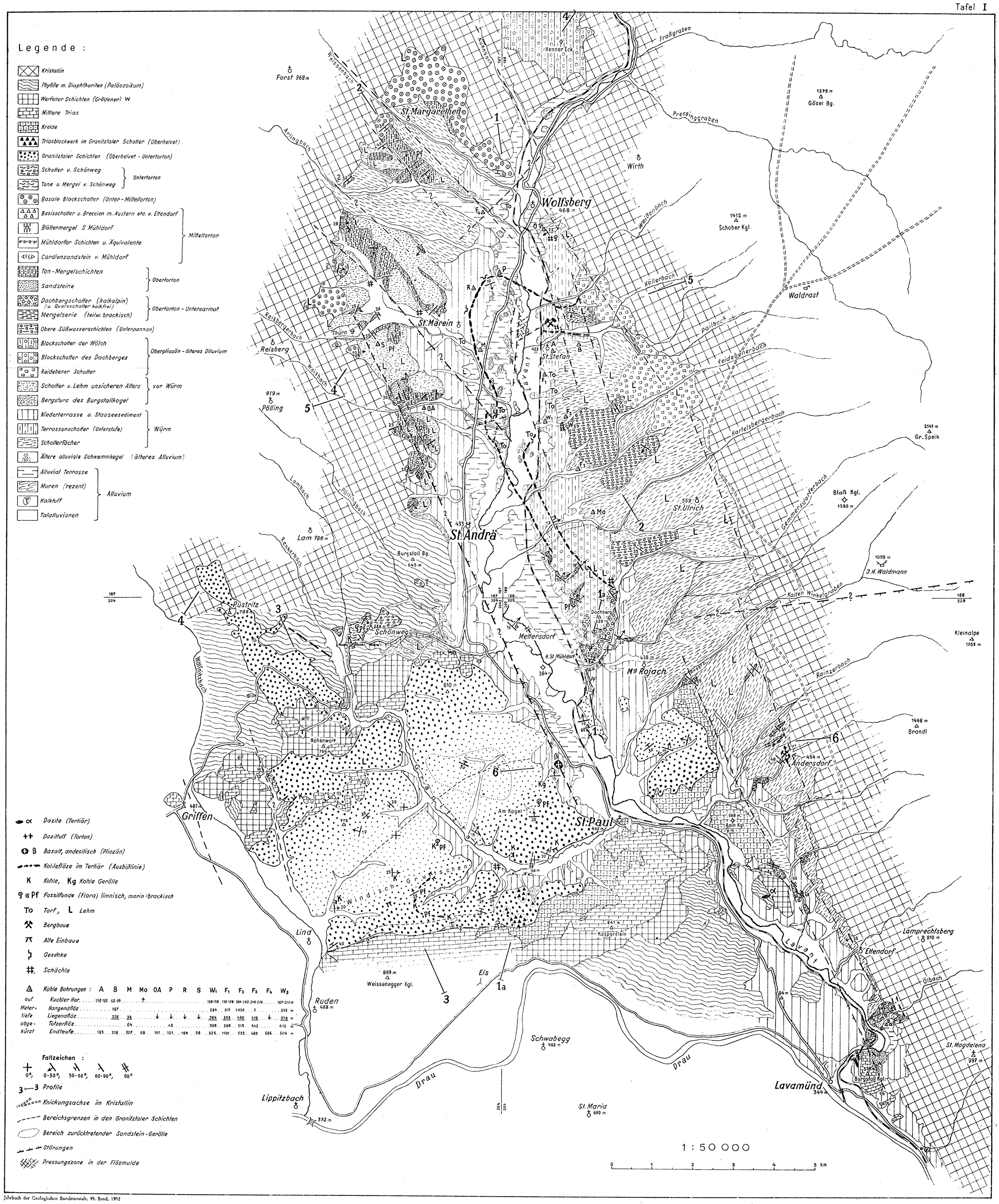
58. Winkler-Hermaden A. und Rittler W.: Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. Geol. u. Bauw., Bd. 17, 1949, S. 33—96.

59. Zwanziger G. A.: Neue Funde von Tertiärpflanzen aus dem Cyprinidenmergel von Siegelsdorf im Lavanttale. Carinthia, Klagenfurth 1882, S. 69—73.

Das Tertiärbecken des unteren Lavanttales

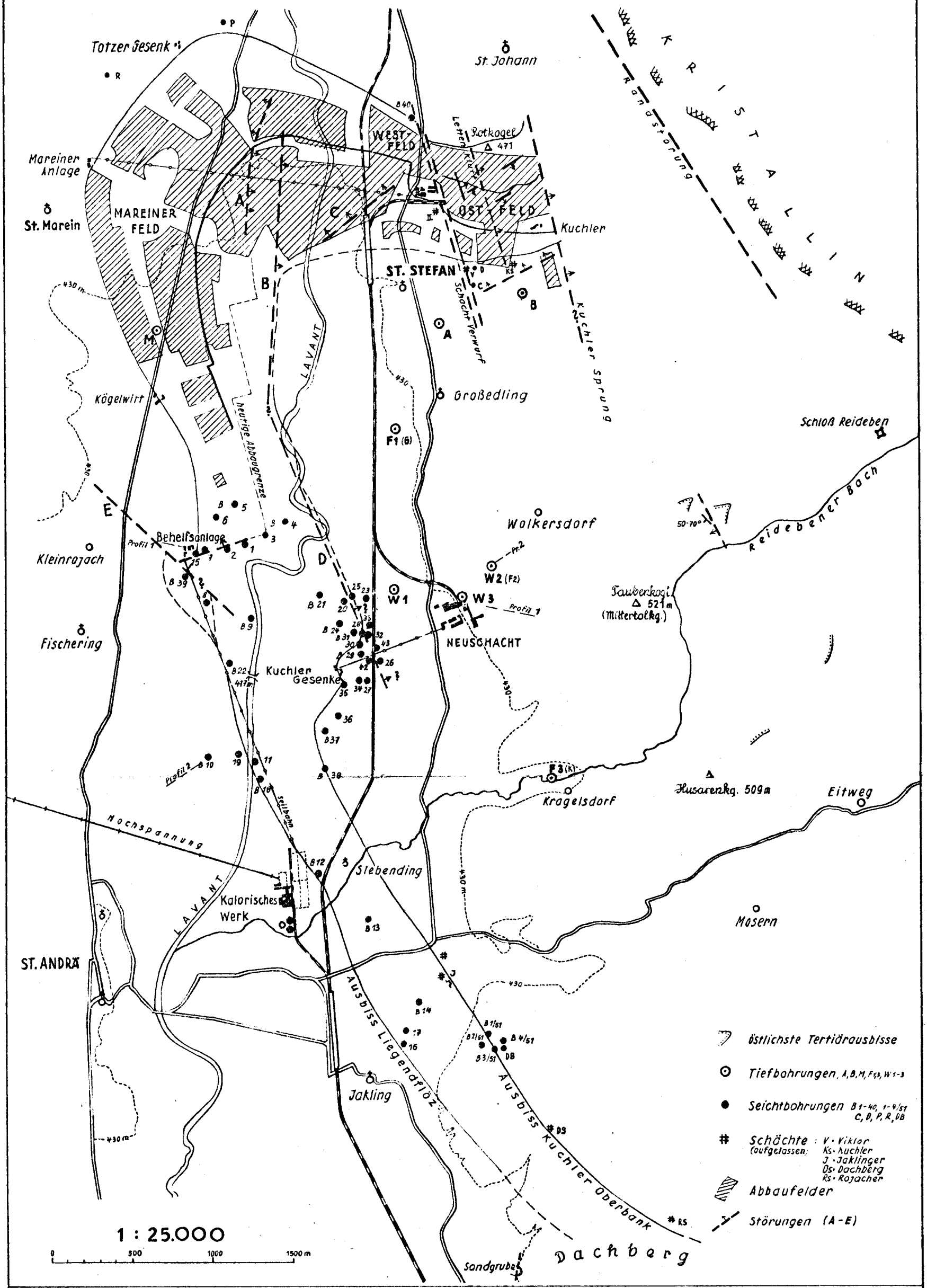
von P. Beck-Mannagetta

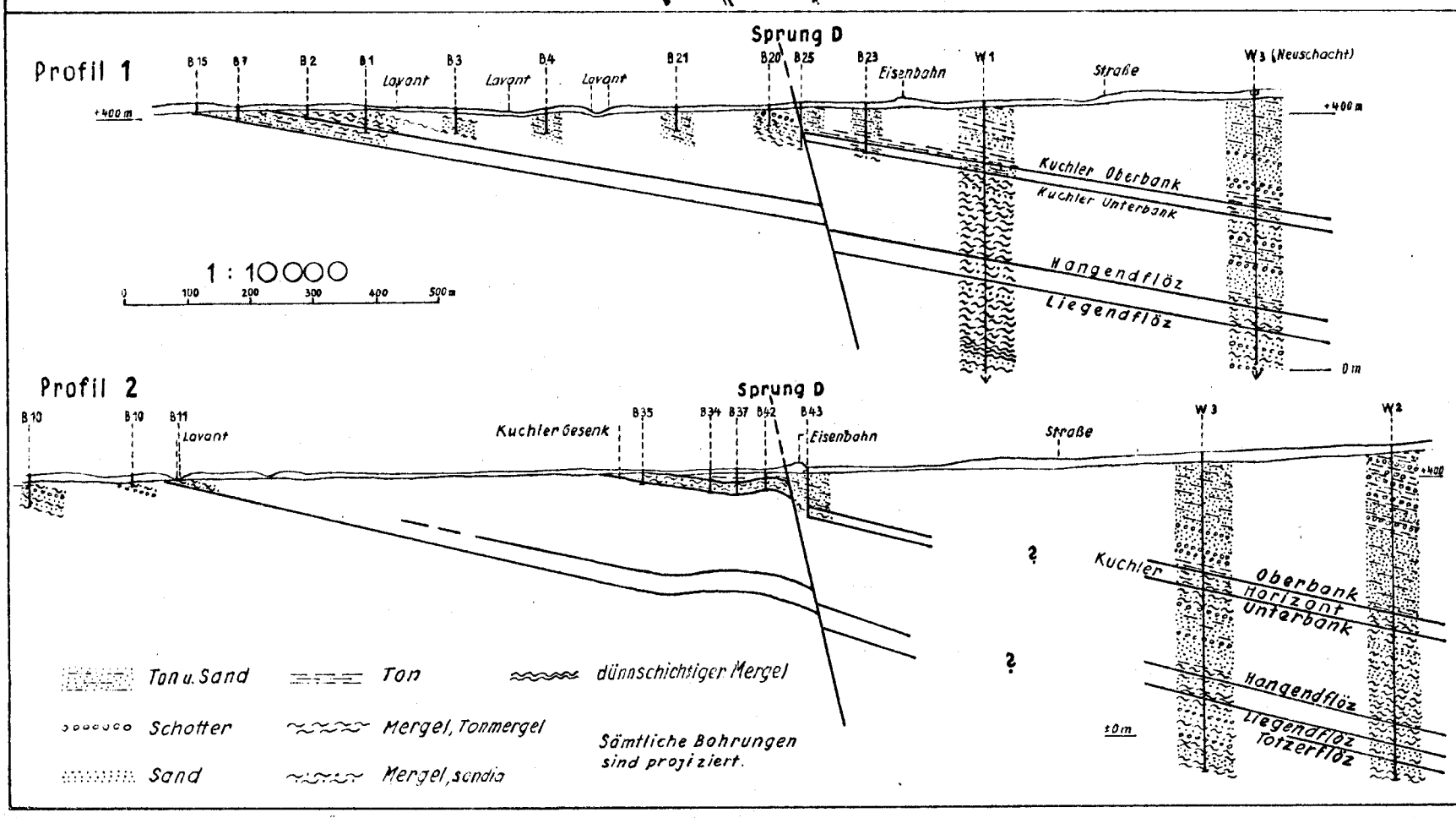
Tafel I



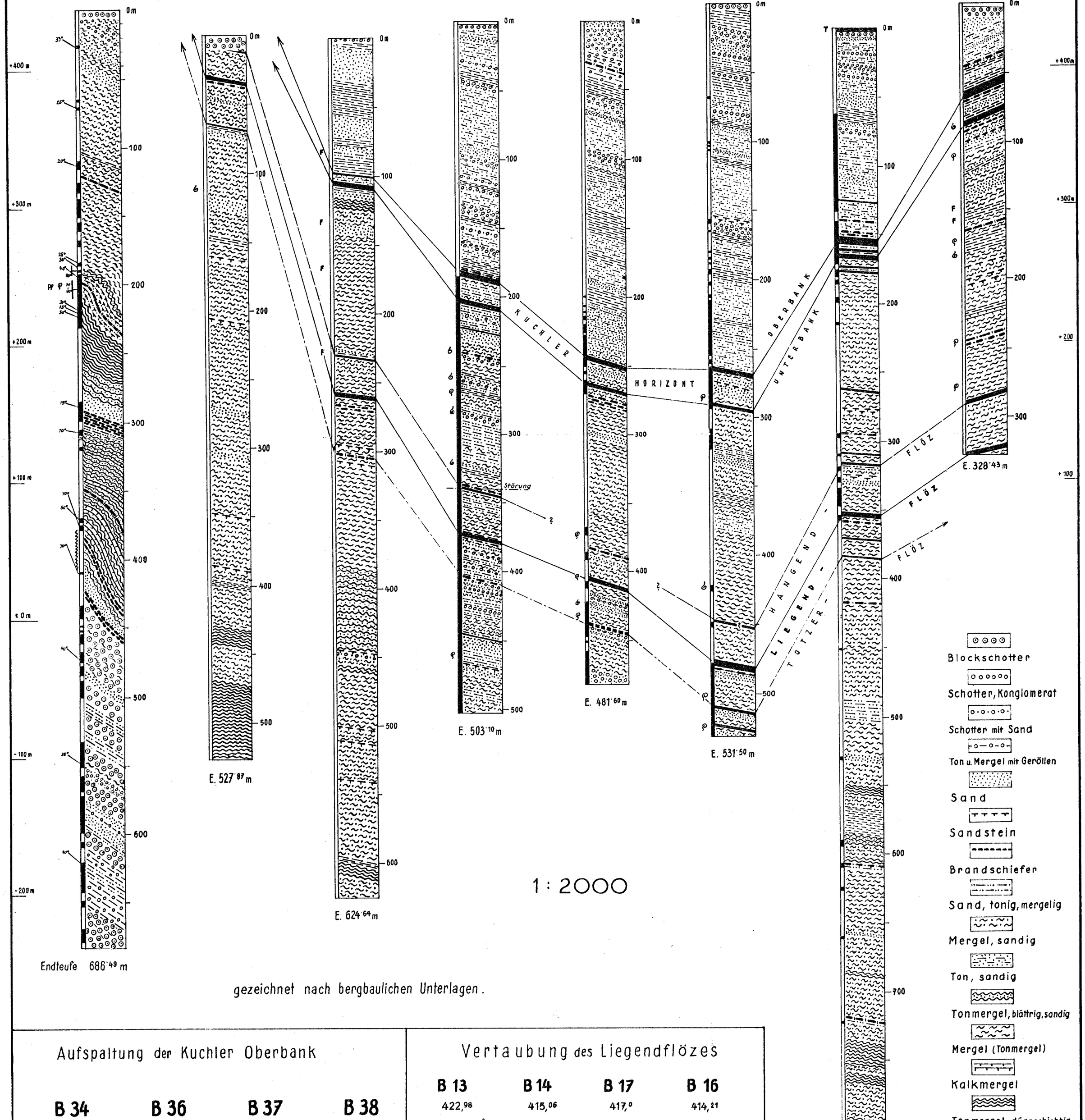
Übersicht über den Bergbau St. Stefan v. P. Beck-Mannagetta

nach bergbaulichen Unterlagen, Topographie nach 1:10.000 v. L. Brandstätter 1952

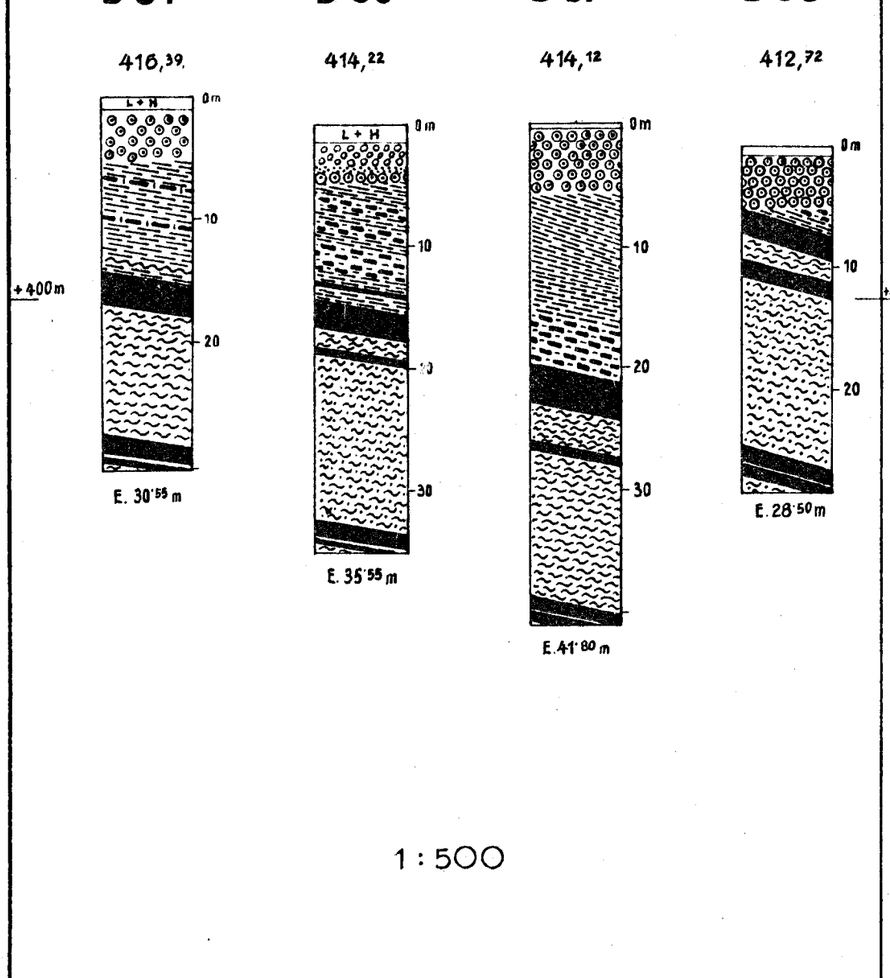




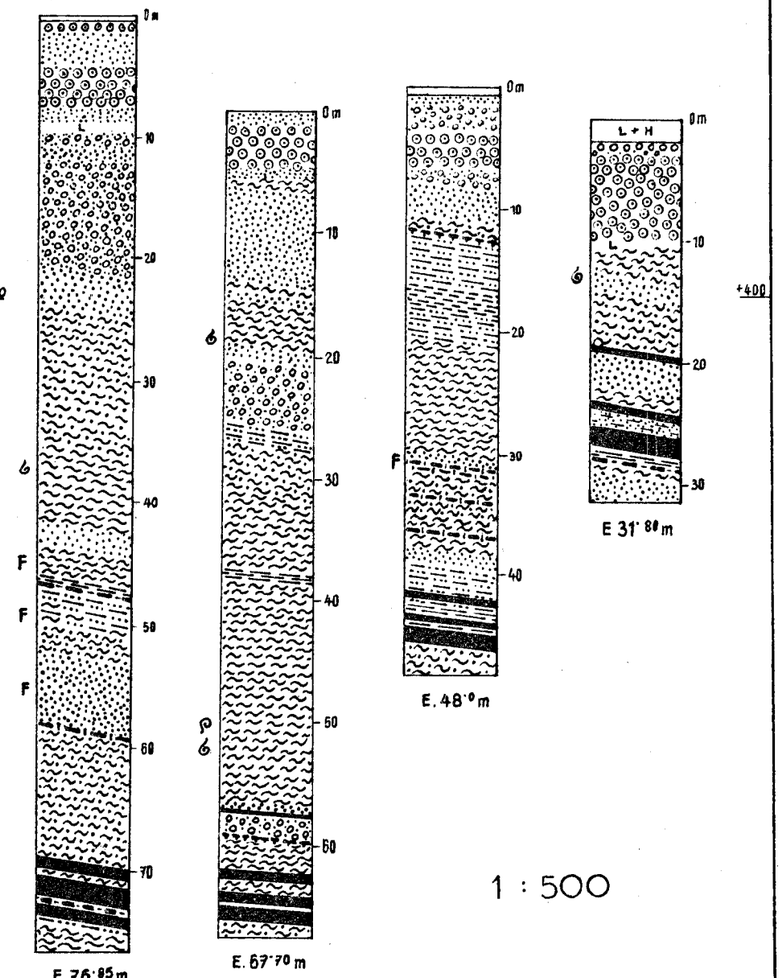
Bohrprofile durch die St. Stefaner Flözmulde von P. Beck-Mannagetta



Aufspaltung der Kuchler Oberbank



Vertaubung des Liegendflözes



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 95. Band, 1952.

Das Ettendorfer Becken

von P. Beck-Mannagetta

Tafel IV

1 : 5000

N

LEGENDE :

- Kristallin
- Werfener Schichten
- Wettersteindolomit u.-Kalk
- Raibler Schichten
- Fossil

} Trias

- Dazite (Tertiär)
- basale Breccien u. Sandsteine (kalkig mit Austern)
- basale Quarzschotter u. Konglomerate (kalkig mit Austern)
- fossilreiche Konglomerate
- fossilreiche Sandsteine
- Sande mit : A = Austern (bänke), M = Mytilusbank, U = Unionenbank, Br = Brotia, Tu = Turritellen, C = Cerithien, Tr = Thracia.
- Tuff, Bentonit
- dünnschichtige Tone u. Mergel, L = Lumachelle
- Cardienmergel
- Hydrobienschichten
- Quarzschotter, kalkfrei

} mittleres Torton

} oberes Torton

- feine Sande u. Schotter (Kristallin) östl. Burgstall Kgl.
- Bergsturzmasse des Burgstallkogels
- Niederterrasse der Drau 430 m
- Dolomit u. Dazitblöcke i. d. Niederterrasse
- Stufe i. d. Niederterrasse der Drau 410 m
- Stauseesedimente der Lavant u. Ä.
- Lavantterrasse in ca 380 m Höhe
- altalluvialer Blockschutt mit Lehm
- Lavamünder Terrasse ca 350 m
- Gehängeschutt (mächtigere Lagen)
- Alluvionen i. Allg.
- Rutschungen

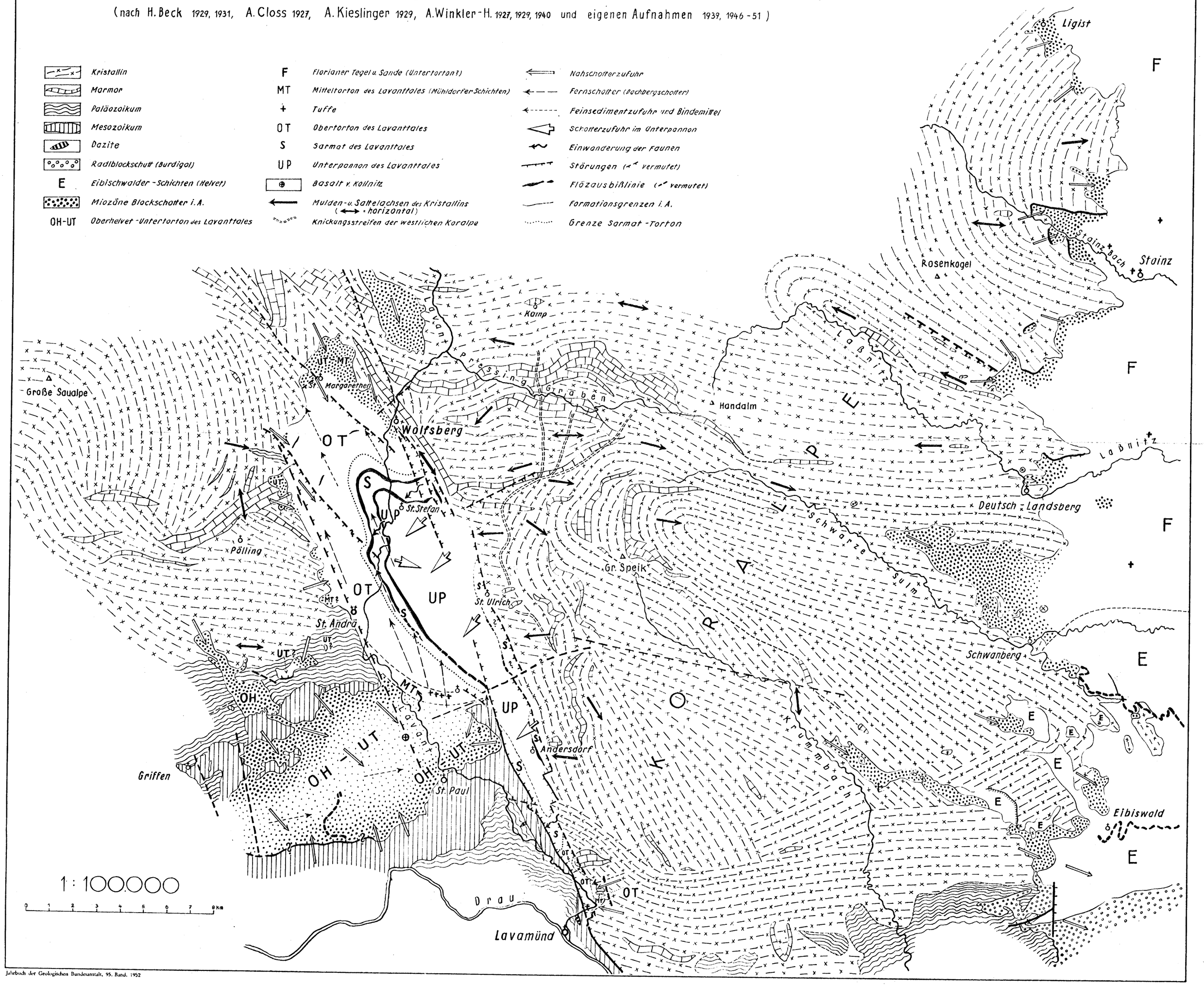
Fallzeichen :

0 | 0-30° | 30-60° | 60-90° | 90° | 10° im Tertiär

- Falte im Ölbach
- Störungen (vermutet)
- Stollen auf Kohle Fl = Flöz
- Quelle
- Ausbißlinie der Tertiärbasis
- " " Oberkante Lumachellen u. Sande
- " " Cardien- u. Hydrobienmergel
- " des Bentonites
- Karrenwege
- A Lage der Profile
- eingestürzter Tunnel östl. v. Lavanthof

Strukturkarte der Koralpe und des angrenzenden Tertiärs von P. Beck-Mannagetta, 1952

(nach H. Beck 1929, 1931, A. Closs 1927, A. Kieslinger 1929, A. Winkler-H. 1927, 1929, 1940 und eigenen Aufnahmen 1939, 1946-51)



Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark)

Von **Karl Nebert**

(Geol. Inst. der Universität Graz)

(Mit 1 Tafel (VIII) und 4 Textfiguren)

Inhalt: 1. Einleitung. — 2. Historischer Überblick. — 3. Die pannonische Schichtfolge. — 4. Jungpliozäne und quartäre Terrassenbildungen. — 5. Zusammenfassung. — 6. Schrifttum.

1. Einleitung

Zu den zahlreichen kleineren Buchten des steirischen Beckens (Grazer Becken), die sich im N tief in das kristalline Grundgebirge der SO-Abdachung der Zentralalpen einschneiden, gehört auch die Pöllauer Bucht. Ihren kristallinen Rahmen liefern zwei, orographisch deutlich sich hervorhebende Massive: im W der Rabenwald (1281 *m*) und im O der Masenbergstock (1272 *m*) mit dem halbinselförmig in die tertiären Ablagerungen hineinragenden Hartberger Gebirgssporn. Die Grenzen beider Massive gegen die jungtertiäre Bucht verlaufen im großen und ganzen NW—SO. Diese Grenzen werden von einer jungen Bruchtektonik vorgezeichnet. Die Verbindung beider Massive stellen im NO die Höhen um Weiglhof und Prätis mit ihren rund 1000 *m* hohen Gipfeln her.

Die Pöllauer Bucht wird somit von drei Seiten von kristallinen Gesteinen rahmenartig umgeben. Durch ein breites Tor öffnet sie sich im SO ins oststeirische Tertiärbecken. Dabei liegt die Gegend um Hartberg bereits außerhalb der Pforte.

Vom weitaus größten Teil der Bucht stand mir überhaupt kein geologisches Kartenmaterial zur Verfügung. Nur Brandls geologische Karte über die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgssporns konnte ich verwenden. Doch auch hier nur einen verhältnismäßig geringen Abschnitt der Bucht. Außerdem schied Brandl Sarmat und Pannon im großen aus, ohne auf eine Horizontierung oder Unterteilung einzugehen. Es ergab sich somit die Notwendigkeit einer Kartierung der Bucht. Diese Arbeit fand in der beigefügten geologischen Karte (1 : 25.000) ihren Niederschlag.

Mit Ausnahme des südwestlich von Hartberg gelegenen kleinen Sarmatgebietes (siehe Nebert [1951]) ist die Pöllauer Bucht zur Gänze mit pliozänen Ablagerungen gefüllt oder bedeckt. Dementsprechend erstrecken sich diese, von der in 300 *m* Meereshöhe gelegenen Ortschaft Sebersdorf, als südlichste Ecke des kartierten Gebietes, bis hinauf nach Oberbochegg, im nordwestlichen Teil der Bucht, wo sie die Höhen über 600 *m* mit ihrem grobklastischen Material bedecken.

Die pliozänen Ablagerungen der Bucht gehören zum überwiegenden Teil dem Pannon an. Stellenweise jedoch bedecken in relativ geringer Ausdehnung jungpliozäne und quartäre Terrassenbildungen die pannonischen Sedimente.

Entgegen der Ansicht Winkler-Hermadens (1951, S. 461), wonach der an der Basis des Mittelpannons auftretende Schotterzug das Pliozän einleiten soll, betrachte ich in Übereinstimmung mit den Wiener Geologen die Basis des Unterpannons als den Beginn des Pliozäns. Eine Begründung hiefür wurde an anderer Stelle gegeben.

2. Historischer Überblick

Die ältesten Angaben, die das Jungtertiär der Bucht berücksichtigen, stehen im Zusammenhang mit den sarmatischen Ablagerungen von Hartberg (Sedgwick und Murchison [1831], Andrae [1854], Stur [1871], Hilber [1878, 1891, 1894]). In einigen der zahlreichen Arbeiten Winkler-Hermadens (1913, 1920, 1948, 1951) über die jungtertiären Ablagerungen des oststeirischen Beckens finden wir auch vereinzelt dastehende Daten, vor allem über das Sarmat von Hartberg.

Eine umfassendere Arbeit, teils auf Beobachtungen älterer Forscher fußend, teils neue Beiträge bringend, stellt Brandls Arbeit (1931) über die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgssporns dar. Die beigegebene geologische Karte berücksichtigt auch den südöstlichen Teil der Bucht. Sie ist die erste Karte, die die geologischen Verhältnisse der sarmatisch-pliozänen Ablagerungen im südöstlichen Teil des Gebietes festhält.

Während also die geologisch-petrographischen Verhältnisse des den Rahmen der Bucht bildenden Kristallins durch einige neue Arbeiten (Schwinner, Friedrich, Purkert) gründlich untersucht wurden, waren die klastischen Ablagerungen in der Bucht selbst bisher noch nicht Gegenstand einer umfassenderen Arbeit.

3. Die pannonische Schichtfolge

Trotz ihrer großen Verbreitung in der Bucht sind die pannonischen Schichten nur spärlich aufgeschlossen. Dieser Mangel an guten Aufschlüssen und die Fossilleerheit der Schichten bereiteten der Kartierungsarbeit große Schwierigkeiten. Wenn nun in vorliegender Arbeit trotzdem gewisse Horizonte des Pannons herausgearbeitet werden konnten, so ist dies in erster Linie den grundlegenden Arbeiten Winkler-Hermadens zu verdanken, die für das gesamtsteirische Becken Horizont und Schichtfolge festgelegt haben. Vor allem hatte der an der Wende Unterpannon-Mittelpannon auftretende „Kapfensteiner Schotterzug" die Bedeutung eines echten Leithorizontes. Ohne ihn wäre die Trennung des Unterpannons vom Mittelpannon in der Pöllauer Bucht bei völliger Fossilleerheit der mittelpannonischen Schichten kaum möglich gewesen. Freilich muß hier festgehalten werden, daß die Korrelierung des als „Kapfensteiner Schotter" bezeichneten Schotterhorizontes infolge Fehlens mittelspannonischer Leitformen nicht auf paläontologischer Grundlage ausgeführt wurde. Es ist bloß ein Analogieschluß, auf rein lithologischer Grundlage gezogen. Als solcher wird er stets eine gewisse Gefahr in sich bergen.

In der Pöllauer Bucht ließen sich folgende Unterstufen, bzw. Horizonte des Pannons ausscheiden:

a) Unterpannon
b) Kapfensteiner Schotterzug
c) Blockschotter
d) Mittelpannon
e) Hofkirchener Schotterhorizont
f) Oberpannon.

In dieser Reihenfolge mögen sie im folgenden besprochen werden.

a) Unterpannon

Eine Zonierung des Unterpannons, ähnlich wie dies im inneralpinen Wiener Becken und z. T. im steirischen Becken durchgeführt wurde, stößt in der Pöllauer Bucht auf beträchtliche Schwierigkeiten. Diese sind auf die fast völlige Fossilleerheit der unterpannonischen Schichten zurückzuführen.

Trotzdem kann das Vorhandensein des Unterpannons in paläontologischer Hinsicht als gesichert gelten. Denn zwei Fundpunkte südlich von Hartberg lieferten hiefür Horizontfossilien: die Sandgrube im Ziegelwald und die Brunnengrabung von Lebing.

Im Ziegelwald folgen über 8 *m* mächtigen Sarmatschichten (Nebert [1951]) blaugraue sandige Tegel mit Sandzwischenlagen. Neben umgelagerten Sarmatfossilien *(Pirenella picta)* führt dieser unterste Horizont *Melanopsis impressa* Krauss (nach Winkler-Hermaden noch Neritinen). Den Hangendteil des Aufschlusses nehmen Tegel ein. Aus diesen bestimmte Winkler-Hermaden (1948) außer „dünnschaligen unterpannonischen Cardien" noch *Congeria* cf. *banatica.*

Den zweiten Fundpunkt mit unterpannonischen Fossilien stellt die Brunnengrabung von Lebing (Nebert [1951]) dar. Der Liegendteil (in 3·70 *m* Mächtigkeit angefahren) besteht aus sandigen Tegeln mit sehr fossilreichen Sandzwischenlagen. Die Fauna setzt sich aus folgenden Arten zusammen:

Theodoxus pilari Brusina
Theodoxus crescens Fuchs
Theodoxus zografi Brusina
Succinea gracilis Lörenthey
Orygoceras scolecostomum Brusina
Prososthenia zitteli Lörenthey
Prososthenia serbica Brusina
Caspia ambigua Brusina
Socenia soceni Jekelius
Hydrobia soceni Jekelius
Melanopsis impressa impressa Krauss
Melanopsis impressa carinatissima Sacco
Melanopsis impressa monregalensis Sacco
Melanopsis soceni Jekelius
Melanopsis sturi Fuchs

Limnaea sp. Lörenthey
Gyraulus solenoeides Lörenthey
Gyraulus soceni Jekelius
Gyraulus turislavicus Jekelius
Congeria ornithopsis Brusina
Congeria drzici Brusina
Congeria mártonfii Lörenthey
Limnocardium spinosum Lörenthey.

Auf die sandigen fossilreichen Tegel folgt ein graublauer Tegel, der im unteren Teil *Congeria ornithopsis* Brusina und *Congeria markovici* Brusina führt, während der obere Teil fossilleer ist und durch die Ziegelei (zwischen P. 356 und P. 363) südlich der Ortschaft Lebing aufgeschlossen wird.

Somit können wir annehmen, daß die Basis des Unterpannons im Raume südlich von Hartberg in tegelig-sandiger Ausbildung auftritt. An die Basis des Unterpannons müssen auch die bei Schildbach direkt über den sarmatischen Schichten liegenden Tegel gestellt werden.

Durch das allgemeine S-Fallen der unterpannonischen Schichten tauchen deren tiefere Horizonte gegen S zu unter jüngere Ablagerungen. Die südlich gelegenen Aufschlüsse des Unterpannons werden somit in stratigraphischer Hinsicht die höchsten Lagen des Unterpannons zeigen.

Die an der Wende Unterpannon-Mittelpannon auftretende kontinentale Phase macht sich bereits gegen Ende des Unterpannons durch zunehmende Verlandung bemerkbar. So zeigen einige Sandgruben bei Ebersdorf kreuzgeschichtete, fluviatile Sande, die — völlig fossilleer — wahrscheinlich die obersten Partieu des Unterpannons darstellen, nachdem über ihnen der mittelpannonische Kapfensteiner Schotter liegt. Die Gruben befinden sich gleich am Waldesrand, in der Nähe des nordwestlichen Eingangs von Ebersdorf. Jene Gruben, die den tieferen Teil dieses Schichthorizontes anschneiden, liegen in geschichteten blauen, gelben, zuweilen auch rötlichen Sanden mit Brauneisenlagen, bzw. -konkretionen. Im höheren Teil des Horizontes zeigen die Gruben bereits eineu deutlichen fluviatilen Einfluß: kreuzgeschichtete Sande mit Feinschotterlagen. Darüber lagert der Kapfensteiner Schotter mit seinen bis über faustgroßen Elementen.

Die Sande und sandigen Tegel des Unterpannons kann man am SW-Hang des Hochstraß-Lichteneck-Rückens — allerdings nur mit spärlichen Aufschlüssen — bis Kaindorf verfolgen. Hier tauchen sie unter mittelpannonische Schichten.

Unterpannonische Schichtkomplexe findet man ferner entlang des kristallinen Rahmens. Sie treten hier in wasserlosen, tief eingeschnittenen Erosionsrinnen zutage. Ihr Alter läßt sich hier nur auf Grund der Überlagerung des Kapfensteiner Schotters, bzw. des ihm gleichaltrigen Blockschotters als unterpannonisch vermuten.

Ein besonders schöner Aufschluß befindet sich in der südlich von Schönau und südlich vom P. 361 gelegenen und in den O-Hang des Rabenwaldes eingeschnittenen Erosionsrinne. An dieser Stelle (Abb. 1) sind graublaue tegelige Sande (*a*) in einer Mächtigkeit von 3 *m* aufgeschlossen. Über ihnen lagert der Kapfensteiner Schotter (*b*). Die Grenze zwischen den unterpannonischen Sanden und dem darüberliegenden Kapfensteiner Schotter ist scharf ausgeprägt.

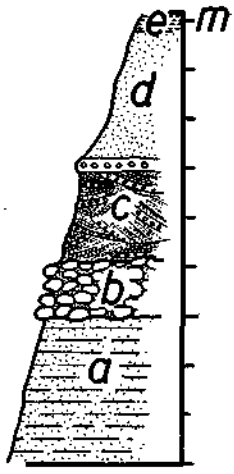


Abb. 1. Südlich von Schönau gelegener Aufschluß. Tegelige Sande des Unterpannons (a) werden von Kapfensteiner Schotter überlagert. a) Graublaue, tegelige Sande (3·0 *m*); b) Kapfensteiner Schotter (1·2 *m*); c) kreuzgeschichtete mittelpannonische Sande und Schotter (2·0 *m*); d) Sande des Mittelpannons (2·5 *m*); e) Terrassenablagerung.

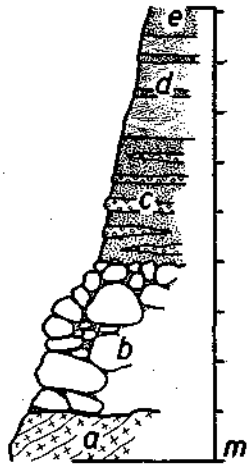


Abb. 2. Aufschluß bei P. 456. a) Kristallines Grundgebirge; b) Blockschotter mit Brocken von 80 *cm* ∅ (3·0 *m*); c) Sande mit Quarzschotterlagen (haselnußgroße Komponenten) (2·5 *m*); d) kreuzgeschichtete Mehlsande mit Grobsandlagen (2·0 *m*); e) Grobsand.

In der Gegend von Pöllau werden blaugraue sandige Tegel und graue, zuweilen auch gelbliche Sande von mehr oder weniger mächtig entwickeltem Blockschotter überlagert. Ein solcher Aufschluß ist nordwestlich von Ohertiefenbach zu sehen. Blaue sandige Tone werden hier von Blockschotter überlagert, dessen Brocken über Kopfgröße erreichen.

All diese sandig-tonigen Schichtkomplexe, die als Hangendes Kapfensteiner Schotter, bzw. den ihm gleichaltrigen Blockschotter führen, stellen wahrscheinlich höhere Lagen des Unterpannons dar.

Die beiden oben erwähnten Fundpunkte haben uns Zonenfossilien geliefert, die einen Vergleich der unterpannonischen Schichten der Pöllauer Bucht mit jenen des inneralpinen Wiener Beckens ermöglichen.

Papp (1948) verwendet in seiner Zonengliederung des Pannons des Wiener Beckens als Zonenfossilien Entwicklungsreihen von Melanopsiden, Congerien und Limnocardien. Die noch zum miozänen Formenbestand gehörende Artengruppe der *Melanopsis impressa* Krauss reicht in Zone B des Unterpannons hinauf. Vor allem ist *Melanopsis impressa carinatissima* Sacco aus der Faunenliste von Lebing für Zone B charakteristisch. Ferner tritt als neue Art *Congeria ornithopsis* Brusina auf und bleibt auf Zone B beschränkt (siehe Tabelle). Die durch die Brunnengrabung von Lebing angefahrenen Schichten entsprechen also stratigraphisch der Zone B der Gliederung nach Papp oder den „Impressa-Schichten" der Gliederung nach Friedl. Nach der für das steirische Becken gegebenen Pannon-Gliederung von Winkler-Hermaden (1951) kann für den Hartberger Raum das Vorhandensein des Unterpannons auf paläontologischer Basis als gesichert gelten.

Tabelle

Dazische Becken		Inneralpine Wiener Becken: Papp (1948)			Inneralpine Wiener Becken: Friedl (1948), Janoschek (1951)		Steirische Becken Winkler-Hermaden (1951)		Pöllauer Bucht
PLIOZÄN	Levant				fluviatile Schotter		Terrassenbildungen		Terrassenbildungen
	Daz						oststeirische Basalte Silberbergschotter		
	Pont	Obere Congerienschichten	H	Süßwasserfauna mit Landschnecken	Oberpannon	gelbe Serie	Oberpannon	Sande und Tegel Lignite Taborer Schotter	kreuzgeschichtete Sande Hofkirchener Schotter
			G			blaue Serie			
			F	Congeria neumayri, C. zahalkai, Dreissena auricularis		lignitische Serie	Mittelpannon	Lignitführende Schotter von Henndorf	kreuzgeschichtete Sande und Schotter
	Mäot	Untere Congerienschichten	E	Cong. subglobosa, Cong. zsigmondi, Melanopsis vindobonensis	Mittelpannon	Zone der Congeria subglobosa		Schotter von Stegersbach mit Congeria subglobosa hemiptycha	Tegel
			D	Mel. fossilis constricta, Mel. vindobonensis, Cong. partschi partschi	Unterpannon	Zone der Congeria partschi		Lignite von Ilz	Grießsande und Mehlsande
			C	Cong. hoernesi, Cong. partschi leobersdorfensis, Formengruppe d. Melanopsis fossilis		Zone der Congeria ornithopsis		Kapfensteiner Schotter	Blockschotter = Kapfensteiner Schotter
			B	Cong. ornithopsis, Formengruppe der Melanopsis impressa		Zone der Melanopsis impressa	Unterpannon	Lignite, Melanopsidensande, Congerien-, Ostrakodentegel	Fauna von Lebing und Aufschluß im Ziegelwald
			A	Zwischensand der Bekkenfazies mit Repliadenaarten u. verkümmerten Foraminiferen				Übergangsschichten	Schichtlücke
SARMAT									

Der Basisschicht des Pannons fehlt die Zone A in der Randfazies des Wiener Beckens. Sie tritt nur in der Beckenfazies als „Zwischensand" auf. In entsprechender Weise ist zu erwarten, daß Zone A in den unterpannonischen Schichten der Pöllauer Bucht gleichfalls fehlen wird, da wir es hier ausschließlich mit Randgebieten zu tun haben.

Der Fundpunkt im Ziegelwald läßt sich ohne Schwierigkeit desgleichen in Zone B einreihen, zumal nach Strausz (1943) *Congeria banatica* im ungarischen Anteil des pannonischen Beckens ein fazieller Vertreter der *Congeria ornithopsis* ist.

b) Der Kapfensteiner Schotterzug

leitet im steirischen Becken das Mittelpannon ein (Winkler-Hermaden). Bezüglich des in der Pöllauer Bucht vorkommenden Schotterzuges wurde bereits eingangs festgelegt, daß dessen Parallelisierung mit dem „Kapfensteiner Schotter" von Gleichenberg nicht auf paläontologischer Grundlage vorgenommen werden konnte. Wir müssen aber anderseits annehmen, daß die von Winkler-Hermaden zuerst bei Gleichenberg festgestellte und durch die intrapannonische Orogenese hervorgerufene Trockenlegungs- und Erosionsphase, als deren Produkt der Kapfensteiner Schotter angesehen werden muß, sich nicht allein auf dieses Gebiet beschränkt, sondern vielmehr auch in den Nachbargebieten ähnliche Schotterablagerungen hinterlassen hat. Auch in lithologischer Hinsicht, bezüglich Größe und Zusammensetzung der Schotterkomponenten, wären Analogien gegeben, die allerdings nur mit Vorsicht zu verwenden sind. Stets müssen wir uns vor Augen halten, daß derartige fluviatile Schottereinschaltungen im steirischen Pannon sehr häufig sind und daß deren Alter, bzw. stratigraphische Lage bei völliger Fossilleerheit der Schichten kaum mit hundertprozentiger Sicherheit zu bestimmen ist. Wo indessen das Hangende dieser Schotter in der Pöllauer Bucht als Mehlsande entwickelt ist, wäre die Wahrscheinlichkeit, daß wir es mit Kapfensteiner Schotter zu tun haben, größer, denn im Gebiet Gleichenberg, Fürstenfeld usw. wird das Mittelpannon sehr häufig von Mehlsanden eingenommen.

Wenn auch schöne Aufschlüsse ziemlich selten sind, so läßt sich der Kapfensteiner Schotter als Leithorizont in unserem Gebiet dennoch gut verfolgen.

Im Gelände tritt die Grenze Unterpannon-Mittelpannon meistens dadurch in Erscheinung, daß die aus mittelpannonischen Sanden und dem Kapfensteiner Schotter aufgebauten Berghänge ganz sanft verlaufen, an der Oberkante des Unterpannons sich aber plötzlich schluchtartig und steil abfallend in die unterpannonischen Sande einschneiden. Dadurch entstehen bis über 20 *m* tiefe, in unterpannonische Sedimente eingeschnittene Erosionsrinnen, deren enger, oft nur 2—3 *m* breiter Talboden mit herabgeschwemmten Kapfensteiner Schottergeröllen gefüllt, bzw. bedeckt ist. Nur in den seltensten Fällen findet man in diesen Rinnen ein sich träge dahinziehendes, wasserarmes Bächlein.

Im Durchschnitt erreichen die Gerölle des Kapfensteiner Schotters in der Pöllauer Bucht Faustgröße. Die Geröllgröße nimmt mit der Entfernung vom kristallinen Rahmen ab. Dementsprechend werden wir in der Nähe des kristallinen Grundgebirges auch doppeltfaustgroße bis kopf-

große Gerölle finden. Die Komponenten bestehen bis zu 80% aus kristallinem Gestein, das aus dem umgebenden kristallinen Grundgebirge stammt. Quarz nimmt den Rest von 20% ein. Sehr häufig findet man noch bis überkopfgroße unterpannonische Tegelknollen eingelagert.

Ein Blick auf die geologische Karte läßt die Verbreitung des Kapfensteiner Schotters in zwei Aufschüttungsrichtungen erkennen. Diese entsprechen wahrscheinlich den Richtungen zweier Flußläufe. Die eine Aufschüttungsrichtung kommt aus der Gegend von Pöllau und zieht sich an der Uferseite des Saifenbaches entlang bis nach Kaindorf. Hier tritt der Schotter auch am linken Talhang zutage, jedoch nur bis etwa P. 330. Gute Aufschlüsse dieses ersten Schotterzuges findet man in den bereits erwähnten tiefen Erosionsrinnen.

Abb. 1 zeigt uns den bei den unterpannonischen Schichten bereits besprochenen Aufschluß von Schönau. Über den blaugrauen unterpannonischen Tegelsanden folgt eine 1·20 *m* mächtige Schotterbank, deren Komponenten Kopfgröße erreichen. Nach oben geht die Schotterbank in kreuzgeschichtete Sande (2 *m*) mit Schotterlagen über. In den Schotterlagen nimmt die Geröllgröße stetig ab. Als Hangendes ist mittelpannonischer Sand entwickelt.

Die zweite Schotteraufschüttung kommt aus Richtung Hartberg und verläuft südlich, entlang des Löffelhaches und Safenhaches. Ihre Schotterablagerungen können wir im Gebiete des Totterfeldes, ferner zwischen Unterdombach und Oberbuch bis hinunter nach Sebersdorf und Ebersdorf verfolgen. Ein schöner Aufschluß des Schotters liegt in einem Bachgraben östlich von Unterdombach, ein anderer weiter südlich beim Ritterhof.

Die beiden Schotterzüge werden durch ein breites Gebiet getrennt, in dem keine zum Kapfensteiner Schotterzug gehörende Gerölle vorkommen. Es ist dies ein breiter Streifen, der sich von Flattendorf nach S über Mitterdombach, Siebenbrunn und Lichteneck hinunterzieht. Das Vereinigungsgebiet der beiden angenommenen Flußläufe fällt aus dem Bereich des aufgenommenen Gebietes und wird sich etwas südlicher befinden.

Die Mächtigkeit des Kapfensteiner Schotterzuges ist in der Pöllauer Bucht Schwankungen unterworfen. Sie dürfte aber im Durchschnitt einige Meter betragen.

Wie bereits erwähnt, leitet nach Winkler-Hermaden (1951) der zur „Kapfensteiner Flußphase" gehörende Schotterzug das Mittelpannon im steirischen Becken ein. In stratigraphischer Hinsicht jedoch kommt der Kapfensteiner Schotter an die Basis der Zone C nach Papp zu liegen. Da aber nach der für das inneralpine Wiener Becken gegebenen Einteilung (Janoschek [1951]) das Mittelpannon lediglich auf die Zone E (nach Papp) beschränkt ist (siehe Tabelle), ergeben sich hieraus einige Abweichungen in der Fixierung der Unterkante des Mittelpannons, die für das steirische Becken von Winkler-Hermaden bedeutend tiefer festgesetzt wird. Die ganz neutral gehaltene, lediglich auf Zonenfossilien aufgebaute Zoneneinteilung von Papp (1948) beseitigt diese Abweichungen. Die intrapannonische Hauptorogenphase des Kapfensteiner Schotterzuges würde zeitlich zwischen Zone B und C nach Papp fallen. Damit wäre aber die Miozän-Pliozän-Grenze im Sinne der Auffassung von Janoschek (1951) auch für das steirische Becken festgelegt. Diese in der Hauptsache auf Verschiedenheit in der Zusammensetzung der Säugetierfauna beruhende

Grenzziehung hat nicht nur für das inneralpine Wiener Becken Geltung, sondern muß auch auf das steirische Becken, als ein Teil des großen pannonischen Sees, übertragen werden. Läßt man mit Winkler-Hermaden (1951) das Pliozän mit dem Kapfensteiner Schotter beginnen, so würde man diesem eine zu große Bedeutung zumessen. Die „Kapfensteiner Flußphase" hat trotz ihrer scheinbar allgemeinen Verbreitung im steirischen Becken und dessen Nachbargebiete nur einen lokalen Charakter und ihre Schotterablagerungen haben lediglich eine bestimmte stratigraphische Position in der pannonischen Schichtfolge.

c) Der Blockschotter

Entlang der kristallinen Umsäumung zieht sich mit geringer Unterbrechung ein Gürtel grobklastischen Materials. Es ist das in der Fachliteratur als Blockschotter bekannt gewordene, von Wildbächen auf-

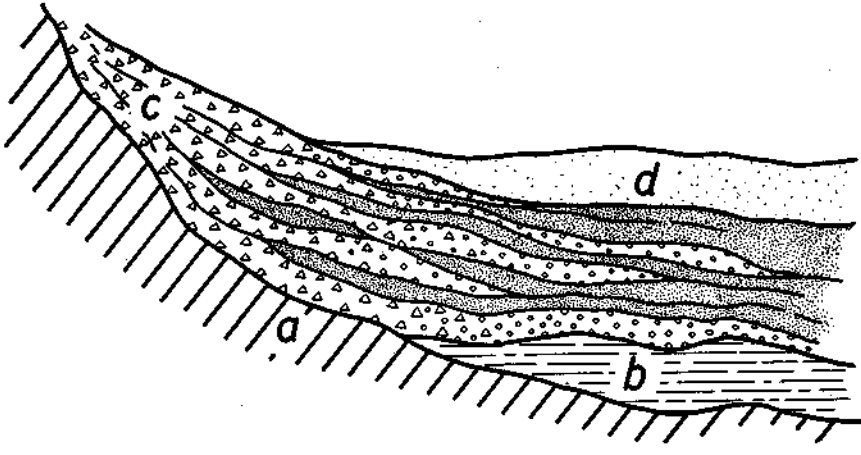


Abb. 3. Blocksohotter-Deltakegel. a) Kristallines Grundgebirge; b) unterpannonische Tegelsande; c) Blockschotter; d) mittelpannonische Sande.

geschüttete Material. Die Blöcke des Schotters können im NW der Bucht, etwa bei Oberhochegg, bis 650 *m* Höhe hinauf verfolgt werden. Der Blockschotter liegt z. T. unmittelbar auf kristallinem Grundgebirge, z. T. auf blaugrauen Tegelsanden, deren Alter als unterpannonisch angenommen wurde. Gewöhnlich füllt der Schotter tiefe und breite Erosionsrinnen, die den Lauf der heutigen Bäche zum Großteil vorgezeichnet haben.

Die Schuttkegel folgender sieben Hauptaufschüttungsrichtungen ließen sich feststellen:

aus der Richtung Dörfl (nordwestlich Oberhochegg) entlang der linken Seite des Saifenbaches gegen SW

aus der Richtung Schiester (Prätis) entlang des rechten Uferhanges des Prätisbaches

entlang des vom Kapellenbach rechts gelegenen Bergrückens

der von N kommende, zwischen Breitenbach und Tuttenberg liegende Schuttkegel

die Erosionsrinne des Löffelbaches

die von W einziehenden Aufschüttungen des nördlichen Uferhanges des Lomhaches

der Schuttkegel um den Schönaubach berum.

Alle diese Schuttkegel stellen Hauptaufschüttungsrichtungen dar, deren Material in tiefen Erosionsrinnen in die Pöllauer Senke verfrachtet wurde. Im Profil läßt sich die Schuttkegelstruktur dieser Aufschüttungsrichtungen gut verfolgen. Hiebei haben wir es mit deltaähnlichen Aufschüttungen zu tun (Abb. 3), die in das Innere der Bucht vordrangen. Die periodische Aufeinanderfolge von Blockschotterlagen und kreuzgeschichteten Sanden, sowie die Ahnahme der Korngröße der Ablagerungen mit wachsender Entfernung von den Buchträndern ist auch im Gelände gut zu heobachten.

Der Blockschotter besteht aus lose zusammengehaltenen Elementen, die in der Hauptsache von kristallinen Gesteinen stammen. Die Größe der Komponenten ist sehr verschieden. Von Kindesfaustgröße bis zu Blöcken von 1 *m* Durchmesser kommt jede Größe vor.

In einem westlich des Hornwaldes gelegenen schmalen Streifen konnte ich feststellen, daß hier ein eisenhaltiges Bindemittel den Blockschotter in ein Konglomerat umgewandelt hat. Die Elemente des Konglomerats erscheinen mehr eckig als abgerundet, wodurch eine große Ähnlichkeit mit der Eggenberger Brekzie entsteht. Diese Ähnlichkeit im Gesamterscheinungsbild wird dadurch noch gesteigert, daß in der Nähe an zwei Stellen (südlich Halt und nördlich vom Schloß Lehenshofen) Roterde unmittelbar auf Kristallin lagernd auftritt. Die von Winkler-Hermaden (1951, S. 464) ausgesprochene Vermutung, daß ein bedeutender Teil der bisher als miozän gegoltenen „Eggenberger Brekzie" mittelpannonischen Alters sei, erhält mit dieser Beobachtung eine weitere Stütze.

Die Mächtigkeit des Blockschotters ist großen Schwankungen unterworfen. Ganz dünne Lagen oder nur vereinzelte Blöcke sind an den Randgebieten der Pöllauer Senke häufig. Gegen das Buchtinnere nimmt die Mächtigkeit beträchtlich zu. Sie kann hier über 50 *m* erreichen. So besteht ein einziger Hangaufschluß von über 25 *m* Höhe im Eingang des Köppelreithtales, nordwestlich von Pöllau, ausschließlich aus Blockschotterablagerungen. Wechsellagerungen von 2 *m* mächtigen Sanden und Schotterlagen sind angeschnitten; die Komponenten des Schotters erreichen Kopfgröße. Auch ist eine deutliche Kreuzschichtung wahrzunehmen.

Hilber (1894) hält den Blockschotter in der Gegend von Hartberg für diluvial und sieht in ihm fragliche Gletscherablagerungen. Winkler-Hermaden weist ausgedehnte mittelmiozäne Blockschotterablagernngen im NO der steirischen Bucht nacb. Unter dem Einfluß dieses Nachweises stellt Brandl (1931) auch den den Hartberger Gebirgssporn umsäumenden Blockschotter ins Mittelmiozän. 1923 beschreibt Winkler-Hermaden in der Friedberg-Pinkafelder Bucht junge, mittelpannonische Schotter. Winkler-Hermadens Beohachtungen (1951) zufolge liegt der Blockschotter bei Hartberg (Schildbach und Löffelbach) diskordant über Sarmat „und würde der mittelpannonischen Verschüttung zugehören". Der Blockschotter wäre somit altersmäßig gesehen nichts anderes als ein gröberer „Kapfenberger Schotter", der als Wildbachablagerung den kristallinen Rahmen gürtelförmig umsäumt oder aber in tiefen Erosionsrinnen zur Ablagerung gekommen, bzw. steckengeblieben ist.

Daß der Blockschotter tatsächlich an die Basis des Mittelpannons (Einteilung nach Winkler-Hermaden) gehört, d. h. genetisch das gleiche Alter wie der Kapfensteiner Schotter besitzt, wird noch von folgenden Beobachtungen erwiesen:

1. An manchen Stellen der Pöllauer Bucht geht der grobe Blockschotter unmerklich in den Kapfensteiner Schotter über. Sind jüngere mittelpannonische Sandschichten zugegen, dann taucht der Blockschotter unter diese Sandschichten, um weiter talabwärts in deren Liegenden als Kapfensteiner Schotter zu erscheinen.

2. Die Lagerungsverhältnisse zeigt ein schöner Aufschluß, der beim Bau eines neuen Güterweges entstanden ist. Es ist der Weg, der von Flattendorf in Richtung Winzenberg bis etwa zum P. 456 gebaut wurde. Nahezu am Ende des Weges ist bei einer Brücke im Bachbett kristallines Gestein aufgeschlossen (Abb. 2). Darüber folgt in 3 *m* Mächtigkeit ganz grober Schotter (*b*). Als Hangendes der Blockschotterlage sind mittelpannonische Sande (*c*) und Mehlsande (*d*) in ganz typischer Ausbildung entwickelt.

Demzufolge müssen wir an der Wende Unterpannon-Mittelpannon, (bzw. zwischen Zone B und C nach Papp) eine beträchtliche Hebung der kristallinen Umrahmung mit eventuellen gleichzeitig verlaufenden Senkungstendenzen der Pöllauer Bucht annehmen. Dadurch wurde eine gesteigerte Erosion eingeleitet. Wildbäche mit gewaltiger Transportkraft verfrachten grobklastisches Material von den steil aufgerichteten Hängen. Infolge seiner Schwere kommt das grobklastische Material bereits an den weniger steilen Hängen zur Ablagerung. Größtenteils wird es aber in tief eingeschnittene Erosionsrinnen aufgeschüttet und ragt deltakegelförmig in die Pöllauer Bucht hinein.

d) Mittelpannon

Die auf den Kapfensteiner Schotter folgenden Schichten des Mittelpannons bestehen in der Hauptsache aus Sanden und Tegeln.

Unter den Ablagerungen der Pöllauer Bucht hat dieser Schichtkomplex die größte Verbreitung. Besonders Höhen im mittleren und südlichen Teil der Bucht sind aus diesen Schichten des Mittelpannons aufgebaut.

Über dem Kapfensteiner Schotter ist in der Pöllauer Bucht im allgemeinen ein Sandhorizont entwickelt. Dieser tritt entweder als Griessand (Grobsand) oder als Mehlsand auf. Oft ist auch Kreuzschichtung zugegen. Darüber folgt dann gewöhnlich eine 15—20 *m* mächtige Tegelschicht, die meistens gut geschichtet ist und eine blaugrüne Farbe besitzt. Kreuzgeschichtete Sande und Schotter schließen die mittelpannonische Schichtfolge ab. Ihr Hangendes wird vom Hofkirchener Schotterzug eingenommen.

Diese Aufeinanderfolge von Schichten kann an mehreren Profilen verfolgt werden. So sind z. B. am Kammweg, der von der Kaindorfer Landstraße hinauf nach Hofkirchen führt (Abb. 4), im Liegenden unterpannonische Sande ausgebildet (*c*). Tiefe Erosionsrinnen sind in sie eingeschnitten. Wenn auch gute Aufschlüsse fehlen, so verraten zahlreich herumliegende, bis faustgroße Gerölle den Zug des Kapfensteiner Schotters (*d*), der über den unterpannonischen Sanden liegt. Weiter aufwärts folgen einige Aufschlüsse mit kreuzgeschichteten Sanden (*e*), ferner

Tegel (*f*) und schließlich Mehlsande (*g*), deren Hangendes vom Hofkirchener Schotterzug (*h*) eingenommen wird.

In einer nordöstlich von Kaindorf und nahe zur Landstraße gelegenen Ziegelei sind die mittelpannonischen Tegel gut aufgeschlossen. Die Aufschlußhöhe betrug etwa 4 *m*. Die Tegel haben eine blaugraue bis graugrüne Farbe. Eine Brunnengrabung in der Ziegelei zeigte, daß die Tegel bis 15 *m* tief hinabreichen. Ihr Liegendes wird von Sanden eingenommen.

Bei Untertiefenbach befinden sich einige kleinere Sandgruben. In ihnen ist der obere Abschnitt der mittelpannonischen Schichtfolge angeschnitten. Eine von den Gruben zeigt uns die Verhältnisse an der Grenze zum Hofkirchener Schotter. Infolge einer Störung kommt dieser hier etwas tiefer zu liegen. Die mittelpannonischen Sande besitzen eine schöne Kreuzschichtung, die durch einzelne dünne Schotterlagen

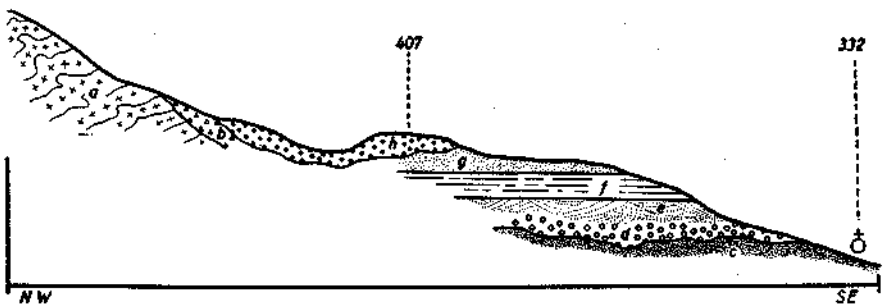


Abb. 4. Mittelpannonprofil von Hofkirchen. a) Kristallines Grundgebirge; b) Blockschotter; c) Unterpannon; d) Kapfensteiner Schotter; e) kreuzgeschichtete Sande; f) Tegel; g) Sande; h) Hofkirchener Schotter.

merklich betont wird. Die Grenze zum Hofkirchener Schotter ist unebenmäßig. Der Schotter selbst liegt diskordant über den kreuzgeschichteten Sanden. Ein etwa 10 *cm* breiter rostbraun gefärbter Streifen markiert die Grenze und läßt vermuten, daß hier eine alte Landoberfläche angeschnitten ist. Unmittelbar auf dem rostbraun gefärbten Streifen und eingebettet im Hofkirchener Schotter liegen graublaue, gerundete Tegelknollen.

Abgesehen von einigen Blattabdrücken und unbestimmbaren Cardien- und Ostrakodenresten, die ich an drei oder vier Stellen fand, fehlen den mittelpannonischen Schichten jegliche Lebensspuren. Somit muß auf eine weitere Zonierung, bzw. Zonenparallelisierung mit dem Wiener Becken verzichtet werden. Berücksichtigt man aber anderseits die von Winkler-Hermaden (1951) für das steirische Becken aufgestellte Pliozängliederung, dann würde dem mittelpannonischen Schichtkomplex der Pöllauer Bucht die Zonen C—F nach Papp entsprechen. Das steirische Mittelpannon umfaßt also in der Gliederung nach Winkler-Hermaden stratigraphisch eine größere Spanne als jenes des Wiener Beckens, das in der Gliederung nach Janoschek (1951) auf Zone E beschränkt ist.

e) Der Hofkirchener Schotterzug

leitet in der Pöllauer Bucht wahrscheinlich das Oberpannon ein. Er ist im Gelände stets deutlich zu erkennen. Neben dem Kapfensteiner Schotter-

zug stellt er in der Bucht den zweiten pannonischen Leithorizont dar. Da seine stratigraphische Lage innerhalb des steirischen Pannons noch nicht geklärt ist, habe ich ihn vorläufig nach der Ortschaft Hofkirchen benannt, wo er am verbreitetsten ist.

Der Schotter setzt sich aus sehr gut gerundeten Komponenten zusammen, die in der Hauptsache aus kristallinem Gestein und wenig Quarz bestehen. Waren die Gerölle des Kapfensteiner Schotters im Durchschnitt faustgroß, so sind jene des Hofkirchener Schotters höchstens taubeneigroß, wobei die kleineren Komponenten zahlenmäßig stark in den Vordergrund treten. Dieser Unterschied in der Korngröße ist das hervorstechendste Merkmal, wodurch im Gelände der Hofkirchener Schotter vom Kapfensteiner Schotter ohne Schwierigkeit sich trennen läßt: ersterer ist ein Kleinschotterzug, letzterer ein Grobschotterzug.

Das Verbreitungsgebiet des Hofkirchener Schotters liegt im südlichen und südwestlichen Teil der Bucht, u. zw. sind es hier die Höhen um 400 *m* herum.

Im Gebiete der Gemeinde Hofkirchen und westlich davon bedeckt der Schotter in einer Mächtigkeit von einigen Metern die flachen Bergrücken. Er läßt sich hier gut verfolgen, denn auf den Äckern liegt er massenhaft herum. Annähernd in gleicher Höhenlage treffen wir den Schotter auch im Gebiete der Ortschaften Dienersberg, Haselberg und Altenberg an. Doch sind hier weniger gute Aufschlüsse. Weiter südlich tritt der Schotter bei den Ortschaften Hochstraß und Kopfing in z. T. guten Aufschlüssen wieder auf. Ein kleiner Denudationsrest liegt östlich von Dienersdorf um P. 402 herum. Ein 2 *m* hoher Aufschluß ermöglicht uns hier die Lagerungsverhältnisse und die Beschaffenheit des Schotters zu studieren.

Bei Untertiefenbach liegt der Hofkirchener Schotter infolge einer Störung bedeutend tiefer. Dadurch wäre man verleitet, den hier auftretenden Schotter als Kapfensteiner Schotter anzusprechen. Jedoch schon eine flüchtige Untersuchung des Aufschlusses überzeugt uns, daß hier der Hofkirchener Schotter in ganz typischer Ausbildung vorliegt.

Am ehesten ließe sich der Hofkirchener Schotter mit dem Tahorer Schotter (Winkler-Hermaden [1951, S. 467]) parallelisieren, da letzterer auch als ein über mittelpannonischen Schichten gelegener Kies-(Kleinschotter)horizont ausgebildet ist. Sowohl die stratigraphische Position als auch die Beschaffenheit der beiden Schotter (Kleinkörnigkeit) legen eine solche Vermutung nahe. Bestätigt wird letztere erst, wenn der Anschluß an die Nachbargebiete (Fürstenfeld, Fehring) hergestellt ist.

f) Oberpannon

Auf den Hofkirchener Schotterhorizont folgen kreuzgeschichtete Sande mit Feinschotterlagen. Sie sind in einigen Gruben südlich von Untertiefenbach aufgeschlossen.

4. Jungpliozäne und quartäre Terrassenbildungen

Wie im übrigen steirischen Becken stand auch in der Pöllauer Bucht das auf das Pannon folgende Jungpliozän und Quartär unter *fluviatiler* Vorherrschaft. Schotter- und Lehmaufschüttungen bei gleichzeitiger

Landschaftsformung ergaben weitausgedehnte Terrassensysteme, als „Ausdruck schwacher jungtertiärer" Bewegungen (Winkler-Hermaden [1951]).

Die Altersbestimmung dieser Formenelemente stößt in Mangel an paläontologischen Belegen auf große Schwierigkeiten. Paläontologische Belege (Knochenreste und prähistorische Funde) sind lediglich für einige jungquartäre Terrassen gefunden worden. Besonders die Trennung jungpliozäner Terrassen von quartären kann im steirischen Becken oft nicht ausgeführt werden. Winkler-Hermaden (1951) spricht in Analogie mit den Terrassen des Wiener Beckens alle Terrassen des steirischen Beckens, die 60—70 *m* über dem heutigen Talboden liegen, als jung- bis mittelquartär, jene zwischen 70 und 150 *m* als altquartär an.

Auf der beigefügten geologischen Karte sind die verschiedenen Terrassen nicht nach ihrem Alter ausgeschieden, sondern nach der Art ihrer Bedeckung.

Im allgemeinen kann auch in diesem Gebiet ein einheitlicher Zug im Aufbau des Terrassenkörpers festgestellt werden (Winkler-Hermaden, Hübl): auf eine mehrere Meter mächtige Schotterdecke folgt gewöhnlich eine Lehmhaube, die manchenorts in sandiger Ausbildung vorhanden ist. Die Geröllgröße in der Schotterdecke ist sehr verschieden. Die Annahme, daß Schotter jüngerer Terrassen infolge wiederholter Umlagerung im Durchschnitt kleinere Gerölle aufweisen müßte, kann nicht als Regel gelten. Gerade bei den jungen und jüngsten Terrassen findet man eine massierte Aufschüttung von oft übergroßen Geröllen (scheinbar umgelagertes Blockschottermaterial), während das Korn älterer Terrassenschotter gewöhnlich kleiner ist. Man kann also aus der Geröllgröße nicht auf ein relatives Alter schließen.

Die Schotterdecke setzt sich aus Quarz- und Kristallingeröllen zusammen, wobei die Quarzkomponente stark in den Vordergrund tritt, ohne jedoch zur Alleinherrschaft zu gelangen. Daß der Schotter einer Terrasse scheinbar nur aus Quarzgeröllen besteht, ist dem Umstand zuzuschreiben, daß das kristalline Gestein sehr bald von der Verwitterung zerstört wird, während das widerstandsfähigere Quarzgeröll verschont bleibt. Dies ist indessen nur an der Oberfläche einer Schotterdecke der Fall. Sobald man etwas tiefer eindringt, ändert sich das Bild.

In der Pöllauer Bucht ist die Lehmhaube gewöhnlich der Denudation zum Opfer gefallen. Aber oft ist auch die zurückgebliebene Schotterdecke äußerst dünn. Nur ganz spärlich herumliegende Quarzgerölle lassen auf eine einstige Schotterdecke schließen.

Ohne auf ein Alter einzugehen, werden im folgenden die einzelnen Terrassenniveaus besprochen:

a) Die Niederterrassen erheben sich nur einige Meter über den Talböden des Saifenbaches und Safenbaches. Sie würden dem Niveau XII der üblichen Einteilung morphologischer Elemente im steirischen Becken entsprechen. Schön entwickelt sind sie an der linken Seite des Saifenbaches. Man kann sie hier von Sebersdorf, über Ebersdorf und Kaindorf bis nach Dienersdorf verfolgen. Bei Ebersdorf befinden sich stellenweise Terrassenaufschlüsse mit bis überkopfgroßen, gut gerundeten Quarzbrocken. Ein anderer Zug solcher Niederterrassen befindet sich zwischen Sebersdorf und Unterbuch, auf der rechten Seite des Safenbaches. Bei Unterbuch ist die Lehmhaube der Terrasse noch erhalten.

b) Die nun folgenden Hochterrassen werden gewöhnlich in untere, mittlere und obere eingeteilt. Sie entsprechen den Niveaus IX—XI. In unserem Gebiet ist eine Unterteilung der Hochterrassen nicht ohne weiteres möglich, denn diese sind gewöhnlich ineinandergeschachtelt.

c) Das tiefere Terrassenniveau umfaßt die Verebnungen zwischen 390 und 420 *m* Höhe. Das Niveau ist im südlichen Teil der Bucht schön und einheitlich ausgebildet. Hieher gehören die Verebnungsflächen um Lichteneck—Altenberg—Hochstraßwald, ferner jene bei Hofkirchen—Rieghöf, jene des Hofwaldes und schließlich jene bei Flattendorf. Vielfach ist von ihrer Lehmhaube und Schotterdecke fast nichts mehr da.

d) Zum mittleren Terrassenniveau (480 *m*) würde im Bereiche der jungtertiären Ablagerungen der Bucht die Verebnungsfläche der „Scheibe" bei Pöllau gehören.

e) Das höchste Terrassenniveau (550—600 *m*) ist das in der Pöllauer Bucht am besten ausgeprägte. Brandl bezeichnet es als Hartberger Hauptniveau, Sölch (1928) als Raacher Niveau. Außer in Gebieten des kristallinen Grundgebirges finden wir das Niveau noch im nordwestlichen Abschnitt der Pöllauer Bucht (Schiester, Oberhochegg, Dörfl, Gollner). An einigen Stellen liegt dieses Terrassenniveau unmittelbar über Blockschotter und ist dann von diesem durch die kleinere Geröllgröße und vor allem durch einen größeren Abrollungsgrad zu trennen.

5. Zusammenfassung

a) Die klastischen Ablagerungen der Pöllauer Bucht gehören zum überwiegenden Teil dem Pannon an. Jungpliozäne und quartäre Terrassenbildungen sind von nebensächlicher Bedeutung. Im SW der Bucht tauchen infolge einer Aufbeulung auch sarmatische Schichten zutage (Nebert [1951]).

b) Das Unterpannon (Gliederung nach Winkler-Hermaden [1951]) ist in sandig-tegeliger Ausbildung. Zwei Fossilfundpunkte (Lehing, Ziegelwald) lieferten Zonenfossilien, die eine Parallelisierung mit dem Unterpannon des Wiener Beckens ermöglichen. Das Vorhandensein der Zone B (Gliederung nach Papp [1948]), respektive der „Impressa-Schichten" (Gliederung nach Friedl) kann für die Pöllauer Bucht als gesichert gelten.

c) Über dem Unterpannon ist auch in der Pöllauer Bucht ein Schotterzug (= Kapfensteiner Schotter) mit im Durchschnitt faustgroßen Geröllen entwickelt. Er leitet das Mittelpannon ein und stellt einen Leithorizont dar. Er ist das Produkt einer intrapannonischen Hauptorogenphase (Winkler-Hermaden [1951]), die zeitlich zwischen Zone B und C (nach Papp) fällt.

d) Der auf der kristallinen Umsäumung und in tiefen Erosionsrinnen liegende Blockschotter ist gleichaltrig mit dem Kapfensteiner Schotter, liegt also an der Basis des Mittelpannons.

e) Das über dem Kapfensteiner Schotter folgende Mittelpannon besteht in der Hauptsache aus Gries- und Mehlsanden, Tegelschichten und kreuzgeschichteten Sanden und Feinschotterlagen. Diese Ablagerungen würden den Zonen C—F (Gliederung des Pannons im Wiener Becken nach Papp) entsprechen.

f) Dem im oststeirischen Becken das Oberpannon einleitende „Taborer Schotterhorizont" entspricht in der Pöllauer Bucht ein Feinschotter-

horizont (Hofkirchener Schotter). Über ihm folgen wieder kreuzgeschichtete Sande mit Feinschotterlagen.

g) Die Niederterrassen, Hochterrassen und Terrassenniveaus werden für die Pöllauer Bucht beschrieben. Weder die jungpliozänen Terrassen noch die quartären sind in der Bucht fossilbelegt.

Auch an dieser Stelle möchte ich dem Vorstand des Geologischen Institutes Graz, Herrn Prof. Dr. K. Metz, meinen herzlichsten Dank für das der Arbeit stets entgegengebrachte Interesse aussprechen. Herrn Prof. Dr. A. v. Winkler-Hermaden verdanke ich erste Orientierungs-Exkursionen in verschiedene Teile des steirischen Beckens.

6. Schrifttum

Andrae, C. J.: Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen usw. — Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1854.

Brandl, W.: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgssporns. — Jahrb. d. geol. Bundesanst., **81**, 353—386. Wien 1931.

Brandl, W.: Geomorphologie des Masenbergstockes. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark, **69**. Graz 1933.

Friedl, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. Wien, **24**, 133. 1931.

Hilber, V.: Die 2. Mediterranstufe bei Hartberg in Oststeiermark. — Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1878.

Hilber, V.: Sarmatisch-miozäne Conchylien Oststeiermarks. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark. 1891.

Hilber, V.: Das Tertiärgebiet um Hartberg und Pinkafeld in Ungarn. — Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1894.

Hübl, H. H.: Das Tertiär zwischen Raab und Feistritz (Oststeiermark). Manuskript. 1943.

Janoschek, R.: Das inneralpine Wiener Becken. In Schaffer, Geologie von Österreich. Wien 1951.

Nebert, K.: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär südwestlich von Hartberg (Oststeiermark). — Berg- und hüttenmännische Monatshefte d. Mont. Hochsch. Leoben, **96**. Wien 1951.

Papp, A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten des Pannons im Wiener Becken. — Anzeiger d. math.-naturw. Klasse der Österr. Akademie der Wissensch. 1948, 123—134.

Sedgwick and Murchison: A Sketch of the Structure of the Eastern Alps etc. — Transactiou of the Geol. Soc., 2th series, vol. III. London 1831.

Sölch, J.: Die Landformung der Steiermark. — Verlag des naturw. Ver. Steiermark. Graz 1928.

Strauß, L.: Versuch einer Parallelisierung des Pannons. — Mitt. Reichsanst. f. Bodenforsch. Wien, H. 6, 93—100. Wien 1943.

Stur, D.: Geologie der Steiermark. — Graz 1857.

Winkler-Hermaden, A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. — Jahrb. d. Geol. Reichsanst., **63**. Wien 1913.

Winkler-Hermaden, A.: Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. — Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Wien 1920.

Winkler-Hermaden, A.: Neue Feststellungen im Tertiärbereich von Hartberg—Friedberg. — Manuskript. 1948.

Winkler-Hermaden, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In Schaffer, Geologie von Österreich, Wien 1951.

GEOLOGISCHE KARTE DER JUNGTERTIÄREN BUCHT VON PÖLLAU

1 : 25.000

SCHICHTFALLEN:
- unter 10°
- 10° – 30°
- 31° – 60°

FOSSILFUNDPUNKTE:
- Tierreste
- Pflanzenreste

ALLUVIUM:

JUNGPLIOZÄNE-QUARTÄRE TERRASSEN:
- Lehm
- Schotter

OBERPANNON:
- Sande
- Hofkirchener Schotterzug

MITTELPANNON:
- Mehlsande
- Kapfensteiner Schotterzug
- Blockschotter
- Blockschotter-Konglomerat

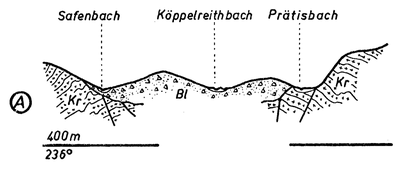
Schutt · Mylonit · Roterde

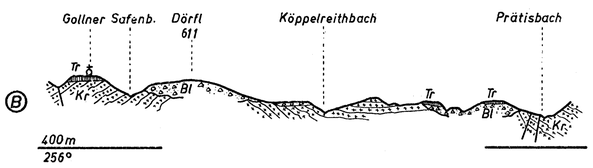
UNTERPANNON:
- Tegel und Sande

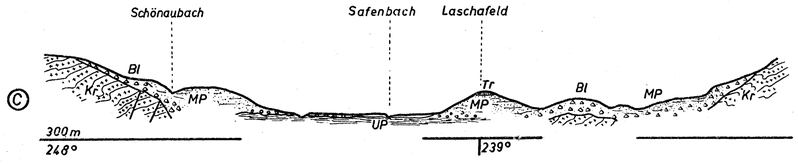
SARMAT:
- Obere fluviatile Sande
- Vorwiegend marinbrackische Kalke, Kalksandsteine und Tegel
- Untere fluviatile Sande
- Süsswasserkalk

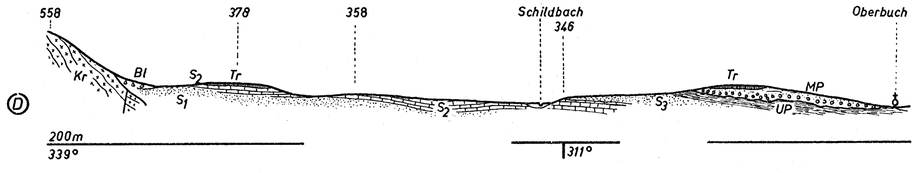
KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE:
- Muralpen- und Raabalpenkristallin

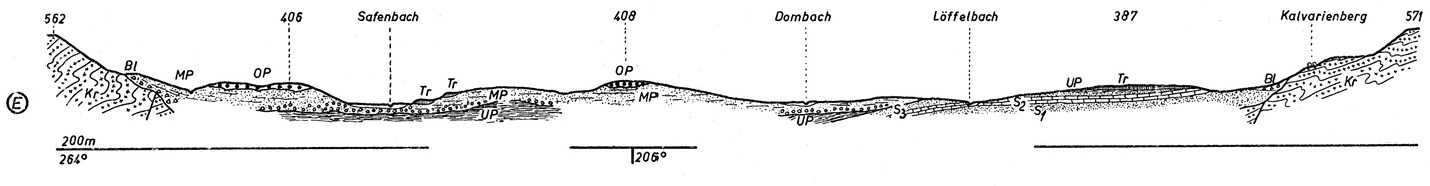
Tr Terrassen
OP Oberpannon
MP Mittelpannon
Bl Blockschotter
UP Unterpannon
S_3 Obere fluviatile Sande
S_2 Marinbrackisches Sarmat
S_1 Untere fluviatile Sande
Kr Kristallines Grundgebirge

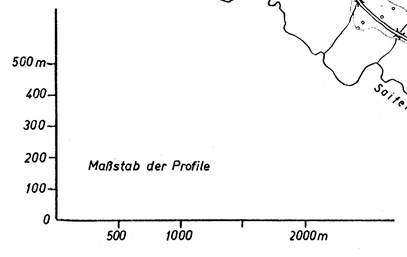












Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und Kobernaußerwaldes (O.-Österr.) und die Altersstellung der Fundschichten

Von Erich Thenius

(Paläontologisches und Paläobiologisches Institut der Universität Wien)

Mit 7 Abbildungen

Inhalt:

1. Einleitung 119
2. Herkunft der einzelnen Funde 120
3. Beschreibend-vergleichender Abschnitt 121
4. Auswertung der Befunde in stratigraphischer Hinsicht 141
5. Ergebnisse 142
6. Literatur 143

1. Einleitung

Über die im Laufe der letzten Jahrzehnte aus den Schotterablagerungen und der Kohlentonserie des Hausrucks und des Kobernaußerwaldes aufgesammelten Fossilfunde von Säugetieren ist in der bisherigen Literatur, abgesehen von einigen kleinen Notizen (Tausch [1883]; Kerschner [1924, 1926]; Pia & Sickenberg [1934]), nichts Näheres zu finden.

Im folgenden Bericht ist das Ergebnis einer im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt Wien durchgeführten Sichtung und Bearbeitung sämtlicher bisheriger jungtertiärer Säugetierreste des erwähnten Gebietes [1]) niedergelegt, die aus folgenden Gründen wünschenswert schien:

Die Säugetierreste stellen praktisch die bisher einzigen tierischen Fossilfunde aus der Kohlenton- und Schotterserie dar und können damit einzig zur Altershestimmung der Fundschichten herangezogen werden. Die sich ergebenden Fragen betrafen einerseits das geologische Alter der Kohlentonserie des Hausruckgebietes und die damit verbundene Parallelisierung nach dem W, anderseits die Altersstellung und Parallelisierung der auf Grund neuerer Begehungen (vgl. Becker [1949, 1950]) als altersverschieden erkannten sogenannten Basis- und Deckschotter.

Gleichzeitig damit war auch die seit Tausch (1883) wiederholt diskutierte Frage nach dem Auftreten von *Hipparion* in präpliozänen Schichten Europas (vgl. u. a. Tohien [1938], S. 187, Fußnote) verbunden,

[1]) Für Unterstützung im Gelände ist Verf. der Direktion der Wolfsegg-Traunthaler-Kohlenwerke-AG., Thomasroith, sowie Herrn Dipl.-Ing. Meißl und Dr. H. Becker zu Dank verpflichtet. Ferner sei auch den Herren Dr. W. Freh, Kustos der mineral.-geolog. Abteilung des Oberösterr. Landesmuseums Linz, Dir. Dr. H. Marschall, Leiter des Städtischen Museums Wels und H. Karigl, Forstverwaltung der Hatschekschen Güter in Haag a. H. für bereitwilligste Überlassung von Material zur Bearbeitung auch an dieser Stelle gedankt.

deren Klärung das vom Verfasser wiederbolt betonte Ergebnis (siebe Papp und Thenius [1949], S. 707) bestätigt, daß Hipparion in Europa nie mit einer rein miozänen Fauna vergesellschaftet auftritt.

2. Herkunft der einzelnen Funde

Die Fossilfunde rühren aus drei verscbiedenen Schichtkomplexen her, die in Übereinstimmung mit den neuesten geologischen Erkenntnissen als Liegend- oder Basisschotter, Kohlentonserie und Deckschotter bezeichnet seien.

Die Funde aus der den Schlier überlagernden Kohlentonserie des Hausrucks (= obere Süßwassermolasse Gümbels [1887]) hat bereits Tausch (1883, 1896) erwähnt. Von diesen hat besonders der Hipparionzahn eine weitere Diskussion ausgelöst. Dem Erhaltungszustand nach rühren beide von Tausch beschriebenen Reste aus kohlenführenden Schichten her (vgl. S. 125 ff.), so daß, selbst wenn man einen Versturz aus Hangendschichten annehmen will, die Reste zumindest aus dem Oberflöz, bzw. dessen Begleitschichten entstammen müssen. Bekanntlich sind im Wolfsegg-Tbomasroither Kohlengebiet drei Flöze zu unterscheiden, die als Unter-, Mittel- und Oberflöz bezeichnet werden. Bemerkenswerter Weise wird in diesem Gebiet das Oberflöz von bis 12 *m* mächtigen Schottern unterlagert (vgl. Wagner [1878], Petrascheck [1926, 1929], Götzinger [1924, 1936]), zwischen Unter- und Mittelflöz fehlen dagegen Schottereinlagerungen. Die Kohlen selbst, die stets von Tonen und Mergeln im unmittelbaren Liegenden und Hangenden begleitet werden, sind vielfach xylitisch mit Fusitlagen dazwischen (vgl. Lorenz [1856]), die anf einstige offene Brände hinweisen. Die Unterflözgruppe — wie Unter- und Mittelflöz auch vielfach genannt werden — ist durcb Zwischenmittel oft in mehrere Flöze aufgelöst.

Als Liegend- oder Basisschotter wurden durch Becker (1949) Schotterlagen ausgeschieden, die im Liegenden von Kohlenflözen im Raum westlich Frankenburg in einer Mächtigkeit bis zu 20 *m* aufgeschlossen sind. Interessanterweise finden sich die Basisschotter nie im Liegenden von drei wohlentwickelten, abbauwürdigen Flözen, wie sie etwa im Wolfsegg-Thomasroitber Gebiet auftreten. Die im Hangenden der Basisschotter entwickelten Flöze sind meist nur wenig mächtig und werden daher nicht abgebaut. Besonders charakteristisch sind sie in Munderfing und bei Straß südlich Lohnsburg aufgeschlossen. Letzterer Fundort lieferte als bisher einziger aus zwei verscbiedenen Schottergruben verwertbare Fossilreste, u. zw. Zahn- und Extremitätenfragmente von *Mastodon longirostris* und Kieferreste von *Anchitherium aurelianense*. (vgl. S. 122) Die Basisschotter unterscheiden sich durch ihre meist regelmäßige Schichtung mit Sandeinlagerungen von den Deckschottern. Konglomeratbänke, wie sie häufig im Deckschotter auftreten, konnten nicht beobachtet werden. Das Fehlen von marinen Organismenresten in den Schottern läßt erkennen, daß es sich um Schotter fluviatiler Herkunft handelt, was auch für die Deckschotter gilt.

Der Rest und somit der Hauptteil der Fossilien entstammt dem Deckschotter, der sich kappenartig über die Kohlentonserie legt und diese vor der Abtragung geschützt hat. Morphologisch fällt die Verbreitung der

Deckschotter weitgehend mit dem Auftreten von Waldbeständen zusammen. Während die Deckschotter im Hausruckgebiet durch Erosion in einzelne Schotterkuppen und -züge aufgelöst sind, bilden sie im Kobernaußerwald noch vielfach eine zusammenhängende Schottermasse. Der in der Literatur schon mehrfach (Commenda [1900], König [1910], Götzinger [1924], Kinzl [1927]) beschriebene Deckschotter ist fluviatiler Herkunft und setzt sich vorwiegend aus Quarzschottern zusammen, die partienweise durch Eisenoxyd rostrot verfärbt und verkittet sind. Daneben finden sich Gneis, Granit, selten Kalke, Hornblende und gelegentlich kantengerundete Flyschgesteine usw. Im W liegt der Schotter um rund 100 *m* tiefer als im O. Vielfach treten im Schotter Kalkkonglomeratbänke auf, die den Basisschottern fehlen. Auch zeigt der Deckschotter keine so regelmäßige Schichtung, wie sie für den Basisschotter zutrifft. Ferner finden sich im Deckschotter gelegentlich Kohlensohmitzen, die aufgearbeitete Flözreste darstellen. Sie konnten bisher im Basisschotter nicht beobachtet werden.

Oft finden sich diese Quarzschotter als Folge eiszeitlicher Einwirkungen umgelagert als Terrassenschotter wieder. Anderseits behindern auch Rutschungen eine klare Einsicht in die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse.

Die Fossilfunde aus den Deckschottern rühren von folgenden Örtlichkeiten her: Haag a. H. (Hatscheksche Schottergrube bei Schloß Starhemberg), Ditting bei Haag, Bergern, Zell am Pettenfirst, Kobernaußen, Maria Schmolln, Schalchen, Otten und Siegerertal nördlich Schneegattern.

Davon hat sich die ersterwähnte Schottergrube bei Haag als die ergiebigste erwiesen. Die Säugetierreste des Deckschotters im Hausruckgebiet sprechen für jüngeres Unterpliozän. Hinsichtlich der Deckschotter im Kobernaußerwald (Schalchen, Maria Schmolln) ist auf Grund der bisherigen Fossilfunde eine genaue Altersfixierung nicht möglich, sondern nur eine Einengung auf Ober-Miozän bis Unter-Pliozän gegeben.

Die Kohlentonserie, bzw. die Schotter überlagern im besprochenen Gebiet den Schlier diskordant, wie erst kürzlich Bürgl (1948) ausführte (vgl. auch Götzinger [1938]). Auf die Entwicklung und Ausbildung des Schliers braucht in diesem Zusammenbang nicht eingegangen werden. Erwähnt sei bloß, daß die unter der Bezeichnung Schlier zusammengefaßten Ablagerungen recht verschiedener Fazies angehören (vgl. Bürgl [1948]).

3. Beschreibend-vergleichender Abschnitt

Der Einfachheit halber sind sämtliche Funde unabhängig ihrer Herkunft in systematischer Hinsicht behandelt. Auf die Ergebnisse für die Altersstellung der Fundschichten komme ich im Abschnitt 4 zu sprechen.

Ordnung: **Artiodactyla** Owen (1848)
Familie: Tragulidae M. Edwards (1864)
Genus: *Dorcatherium* Kaup (1883)
Dorcatherium naui Kaup
(1934) *Dorcatherium* sp. (Pia und Sickenberg, Nr. 3616).

Material: 1 Mt III+IV aus Haag a. H., Schottergrube Hatschek. O. Ö. Landes-Museum Linz, Nr. 32/1929.

Von einem Traguliden liegt ein hinterer Laufknochen vor.

Beschreibung: Mt III+IV dext.: Der rostrot verfärbte Rest zeigt schwache Rollspuren und stammt von einem nicht völlig erwachsenen Individuum, wie das Fehlen der distalen Epiphysen und die median unvollständig verwachsenen Metatarsalia erkennen lassen. Er bleibt kaum hinter den für *Dorcatherium naui* charakteristischen Dimensionen zurück, was durchaus in Einklang mit dem individuellen Alter dieser Form steht. Die Verwachsung reicht von proximal, wo an der Gelenkfläche keine Naht mehr sichtbar ist, bis zur Mitte der Diaphyse. Beide Metapodien entsprechen morphologisch vollkommen den von *D. naui* bekannt gewordenen, so daß sich eine Beschreibung erübrigt.

Mt III + IV	Haag a. H.	Gaiselberg, NÖ. (nach ZAPFE 1949)
prox. Länge	+ 17·0	17·2
prox. Breite	+ 18·4	19·5

Bemerkungen: *Dorcatherium naui* wurde erstmalig aus dem Unterpliozän von Eppelsheim (Rheinhessen) beschrieben. *Dorcatherium* erlischt in Europa mit dem Unterpliozän, so daß auch diese Form, zusammen mit den übrigen spezifisch bestimmbaren, für Unterpliozän spricht.

Ordnung: **Perissodactyla** Owen (1848)
Familie: Equidae Gray (1821)
Genus: *Anchitherium* H. v. Meyer (1844)
Anchitherium aurelianense (Cuv). (Abb. 1).

Material: Ein Mandibelfragment sin. mit P_3—M_3. Ein zahnloses Mandibelfragment dext. aus Straß südlich Lohnsburg (Schottergrube Födringer). O.-Ö. Landes-Museum Linz. [1])

Von *Anchitherium* liegen zwei frisch beschädigte Unterkieferäste vor, von denen der eine noch das Backenzahngebiß besitzt. Beide Reste stammen aus den Basisschottern von Straß südlich von Lohnsburg im westlichen Hausruck. Abrollungsspuren sind an den vorhandenen Resten nicht zu beobachten.

Beschreibung: Mand. sin. mit P_3—M_3: Diese Mandibelfragmente sowie das zur rechten Körperhälfte gehörige lassen erkennen, daß die vorliegenden, mit frischen Bruchrändern versehenen Reste einst vollständiger gewesen sein mußten. Nunmehr liegt bloß der seines Ventralrandes beraubte Mandibelcorpus vor, der noch Wurzelreste des P_1 und P_2 sowie die P_3—M_3 vollständig umfaßt. Diese selbst sind, außer am Vorderrand des M_3, nicht beschädigt und nach dem für *Anchitherium* charakteristischen Muster gebaut. Sämtliche Zähne sind zweiwurzelig und aus der zweijochigen Krone aufgebaut, die bei den P am breitesten, am M_3 am schmalsten ist. Dieser besitzt ferner ein Talonid. Außen ist basal ein kräftiges Cingulum entwickelt. Die relativ schwach abgekauten Zähne (siehe Abb. 1 oben) sind nicht hochkronig. Die Außenfläche der Zähne ist schwach gerunzelt. Der hintere Halbmond legt sich an den medianen

[1]) Für Vermittlung der Reste bin ich Herrn Doz. Dr. H. Zapfe zu Dank verpflichtet.

Innenhöcker an und verbindet sich erst bei stärkerer Abkauung mit diesem zu einer einheitlichen Kaufläche.

Bemerkungen: *Anchitherium aurelianense* ist bekanntlich das Waldpferd des Miozäns. Das (autochthone) Vorkommen im Pontikum war lange Zeit umstritten. Erst Untersuchungen in neuerer Zeit zeigten, daß *Anchitherium* in Europa noch gleichzeitig mit *Hipparion* existierte (siehe v. Königswald [1931], Wehrli [1938], Viret [1945], Villalta und Crusafont [1945]). Für das österreichische Tertiär konnte ich (1950) diesen Nachweis auf Grund spärlicher Reste aus dem U-Pannon von Gaiselberg führen. Nun zeigen die Dimensionen der Form vom Hausruck, daß es sich um ein großes *Anchitherium aurelianense* handelt, wie es bisher nur aus dem Pont (s. l. = Pannon) bekannt geworden ist. Die miozänen Formen erreichen nicht diese Dimensionen, wie die nachstehende Tabelle

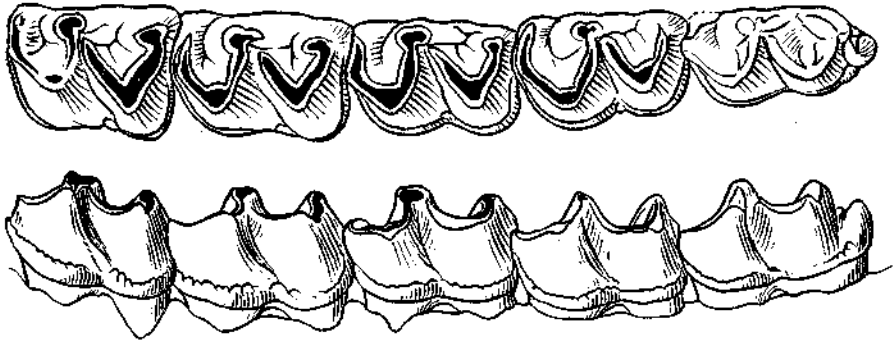


Abb. 1. *Anchitherium aurelianense* (CUV.). P_3—M_3 sin. aus den Basisschottern von Straß südlich Lohnsburg. U-Pliozän. Oben: von der Kaufläche, unten: von außen. $^1/_1$ nat. Gr.

erkennen läßt. *Anchitherium sampelayoi* aus dem U-Pliozän von Spanien (siehe Villalta und Crusafont [1945]) ist eine noch größere und durch hochkronigeres Gebiß ausgezeichnete Art. Den Zähnen fehlt überdies ein Cingulum. Entsprechend der morphologischen Merkmale handelt es sich bei der österreichischen Form um eine große Form des *A. aurelianense*. Eine Identifizierung mit der als *A. aurelianense ezquerrae* abgetrennten Form aus dem Sarmat von Madrid (vgl. Villalta und Crusafont [1945], S. 17) ist nicht gegeben, da diese mit der Steinheimer Form übereinstimmt, die an Größe hinter den pontischen Formen zurückbleibt. Es handelt sich bei diesen bloß um weiterentwickelte Nachkommen der miozänen „Normalrasse" (vgl. Wehrli [1938]). Eine subspezifische Abtrennung erscheint nicht gerechtfertigt.

Hinsichtlich der geologischen Verbreitung sei hier bloß bemerkt, daß die bisher aus sicher stratifizierten Ablagerungen stammenden Anchitherienreste des Unterpliozäns aus unterpannonischen Schichten (z. B. Gaiselberg, Zone C nach Papp [1951]) herrühren. Damit wäre für die Basisschotter des westlichen Hausruck ein unterpannonisches Alter nicht ausgeschlossen, was um so wahrscheinlicher ist, als die Deckschotter oberpannonisch sein dürften.

Maßtabelle

Anchitherium aurelianense						
	P_3	P_4	M_1	M_2	M_3	Herkunft
L	23·0	24·1	23·6	22·0	25·0	Straß S Lohnsburg (Födringer)
B	17·5	17·6	61·3	15·8	13·0	
L	22·5	22—25·0	22·5—23·5	20·0	20·0	Wißberg und Esselborn (Rheinhessen) (n. Wehrli [1938])
B	17·5	16—18·0	14—16·5	14·0	14·5	
L	21·5	20·5	20·5	20·0	22·5	Steinheim und Georgensgmünd (maximale Werte) (n. Wehrli [1938])
B	16·5	16·5	14·5	14·0	12·0	

Genus: *Hipparion* de Christol (1832)

Hipparion gracile (Kaup) (Abb. 2)

1883 *Hippotherium gracile* Kp. (Tausch, S. 148)

1896 *Hippotherium gracile* Kp. (Tausch, S. 309)

1934 *Hipparion* sp. (Pia und Sickenberg, Nr. 1408).

Material: 1 P inf. aus Wolfsegg, Geol. B.-A. Wien; 1 M inf. aus Haag a. H., Schottergruhe Hatschek, Forstverwaltung Haag.

Von *Hipparion gracile* liegen zwei Unterkieferbackenzähne vor. Der eine stammt aus dem Hausruckdeckschotter, während der andere nach Tausch (1883) aus der Kohlentonserie herrührt.

Beschreibung: P inf. (non M_3): Der Zahn, der in seiner Erhaltung dem von *Chalicotherium* entspricht (vgl. S. 126), zeigt bloß an der zerstörten Wurzelpartie eine Rundung, die möglicherweise auf Abrollung zurückgeht, und umfaßt die zu einem Drittel abgekaute Krone. Zementsubstanz fehlt völlig, was auf nachträgliche chemische Lösung zurückgeführt werden kann. Dadurch ist die starke Längsriefung des Schmelzes an der Außenseite deutlich sichtbar. Vorne außen und median befindet sich je ein Basalpfeilerchen von verschiedener Höhe (vorderes 22 *mm*, hinteres 16 *mm*). Das Schmelzblech ist nicht sonderlich dick und gut gefältelt, besonders an der vorderen und hinteren Begrenzung der Marken. Das mit einer Sekundärfalte versehene Außental reicht nur wenig weit nach innen, was für die Unterkieferpraemolaren charakteristisch ist. Das Hinterende der Vorder- und das Vorderende der Hintermarke berühren einander fast. Ein Talonid ist vorhanden. Der Zahn verbreitert sich gegen die Basis zu.

M inf.: Dieser ist im Gegensatz zu obigem stark gerollt und zeigt Spuren rostrot verfärbten Sandes in den vertieften Partien. Durch die Rollung ist nicht bloß der Zement der vorspringenden Partien weggeschliffen, sondern auch die ursprüngliche Riefung des Schmelzes an den freigelegten Teilen kaum mehr erkennbar. Auch die Vorderpartie und das Talonid sind abgeschliffen. In den Furchen dagegen ist der Zement erhalten geblieben. Der Schmelz selbst erscheint gegenüber den südeuropäischen und vorderasiatischen Hipparionen relativ dünn und innen an den Marken reich

gekräuselt. Wie der Wolfsegger Zahn verbreitert sich auch dieser gegen die Basis zu. Der vordere Außenpfeiler ist bloß basal konstatierbar. Die Außenfalte reicht bis an die Innenwand, wie es für abgekaute M inf. charakteristisch ist. Der Zahn selbst dürfte mehr als ein Drittel abgekaut sein. Die hintere Innenmarke ist sehr lang und die vordere zeigt sich caudal eingedellt, wie dies u. a. auch an Zähnen von *Hipparion gracile* aus Gaiselberg (siehe Zapfe [1949]) vorkommt. Auch der Erhaltungszustand stimmt mit solchen aus den unterpannonischen Schottern von Gaiselberg vollkommen überein.

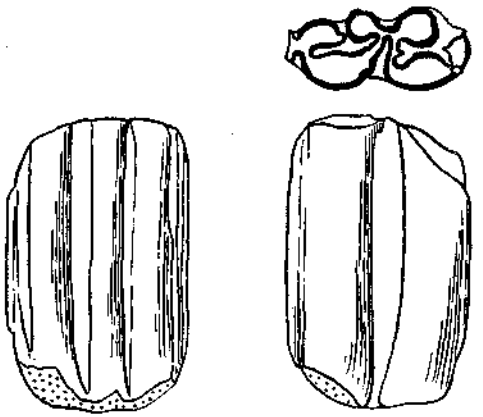


Abb. 2. *Hipparion gracile* (KAUP). M inf. dext. aus den Deckschottern von Haag a. H. Schottergrube Hatschek. U-Pliozän. Orig. Forstverwaltung Haag a. H. Rechts oben: von oben, links: von innen, rechts unten: von außen $^1/_1$ nat. Gr.

Vergleich: Untersuchungen des Verf. zufolge existierte im österreichischen Unterpliozän bloß eine *Hipparion*-Art, nämlich *H. gracile* (vgl. Thenius [1950]), die sich von *H. mediterraneum* aus S- und SO-Europa im Zahn- und Extremitätenbau deutlich unterscheidet (siehe Schlosser [1921], Zapfe [1949], Thenius [1950 a]). Beide Zähne aus dem Hausruck fallen vollkommen in die Variationsbreite der heimischen Form, so daß die Bezeichnung *Hipparion gracile gracile* gerechtfertigt ist. Oberwähnte Untersuchungen erbrachten auch den Nachweis, daß *Hipparion mediterraneum* aus S- und SO-Europa artlich von *H. gracile* zu trennen ist, während *H. brachypus* bloß als Unterart von *H. gracile* aufzufassen und dementsprechend — so paradox es klingt — als *Hipparion gracile brachypus* zu bezeichnen ist. Beiden Rassen sind u. a. verstärkte Laufknochen typisch, während *H. mediterraneum* schlanke Metapodien und verkürzte proximale Extremitätenabschnitte besitzt.

Bemerkungen: *Hipparion gracile* bildet ein sicheres Leitfossil für das Unterpliozän. Die Bemerkung Gümbels (1887, S. 221), „daß *Hippotherium gracile* sehr langlebig" ist und „schon mit *Mastodon angustidens* in der Schweizer Molasse vorkommt" beruht auf einem Irrtum (vgl. Stehlin [1914]).

Wenngleich auch die genaue Herkunft des Wolfsegger Zahnes nie ganz abgeklärt und damit letzten Endes für die Alterseinstufung der Kohlenton-

serie nur unter Vorbehalt herangezogen werden kann, so bestätigt er zumindest das unterpliozäne Alter der obersten Partien der Kohlentonserie, wie der Erhaltungszustand beweist. Denn bei Funden in der Kohlentonserie ist naturgemäß die Versturzmöglichkeit (aus Hangendschichten) immer gegeben und daher auch entsprechend zu berücksichtigen.

Hinsichtlich des von einzelnen Autoren als Beweis für das Vorkommen von *Hipparion* in präpliozänen Ablagerungen kann für den Wolfsegger Zahn nur gesagt werden, daß keinerlei Beweisgründe für diese Ansicht vorliegen.

Familie: Chalicotheriidae Gill (1872)
Genus: *Chalicotherium* Kaup (1833)
Chalicotherium sp.
1883 *Chalicotherium* sp. (Tausch, S. 148)
1896 *Chalicotherium* sp. (Tausch, S. 309)
1912 *Chalicotherium* sp. (Bach, p. 690, Tafel XXVIII, Fig. 3 a, b)
1934 ? *Chalicotherium* sp. (Pia und Sickenberg, Nr. 1571).

Material: 1 M_1 dext. von Thomasroith (? Wolfsegg), Paläont. und Paläobiol. Institut der Universität Wien.

Von einem Chalicotheriiden liegt der bereits durch Tausch (1883) beschriebene Unterkiefermolar vor.

Beschreibung: Der seiner Wurzeln beraubte Zahn ist relativ leicht, das Dentin bräunlich, die Schmelzsubstanz schwärzlich verfärbt. Der Zahn, ein M_1 dext., zeigt die für *Chalicotherium* charakteristische Anordnung der Joche, von denen das hintere größer, weiter geöffnet und vollständiger entwickelt ist. Am Vorderjoch ist der Vorderarm nur schwach ausgebildet, wie es diesem Zahn zukommt. Ein Vorder- und Intereingulum ist gut entwickelt. Das Innental ist weit geöffnet und reicht bis nahe zur Basis. Der vordere Innenhügel wird vorne und hinten von gleichmäßig abfallenden Wänden begrenzt.

Vergleich: Fehlen des Außencingulums, weit geöffnetes und bis zur Basis reichendes Innental, sowie gleichmäßig abfallende Vorder- und Hinterfläche des vorderen Innenhöckers schließen *Anchitherium* aus.

Zur spezifischen Bestimmung reicht der Rest keineswegs aus, da zwischen den beiden [1]) in Betracht kommenden Arten: *Chalicotherium grande* und *Ch. goldfussi* praktisch keine Unterschiede im Backenzahngebiß existieren (vgl. auch Zapfe [1949]).

Für die Alterseinstufung ist dieser Rest, der nach dem Erhaltungszustand zweifellos aus der Kohlentonserie stammt, nicht verwertbar. Die Gattung *Chalicotherium* ist sowohl in miozänen als auch unterpliozänen Ablagerungen Europas nachgewiesen.

Familie: Rhinocerotidae Owen (1845)
Genus: *Dicerorhinus* Gloger (1841)
Dicerorhinus schleiermacheri (Kaup) (Abb. 3)
1926 *Rhinocerotide* indet. (Kerschner, S. 39)
1927 *Rhinocerotide* indet. (Kinzl, S. 257).

[1]) *Chalicotherium styriacum* (Bach [1912]) aus dem U-Pliozän ist nicht als eigene Art aufrechtzuerhalten. Siehe auch v. Königswald (1936, S. 13), der diese Art jedoch auf *Ch. grande* bezieht.

Material: Nasalia sin. et dext. aus Haag a. H., Schottergrube Hatschek, O.-Ö. Landes-Museum Linz Nr. 288/1925.

Von einer Nashornart liegen die beiden, etwas gerollten Nasalia vor.

Beschreibung: Beide Nasalia sind in ungefähr brotlaibförmigem Umriß erhalten und gegen proximal durch eine frische Bruchfläche begrenzt. Während die Ventralfläche — soweit erhalten — annähernd eben erscheint, ist die Dorsalfläche durch die etwas abgeschliffenen Rugositäten schön konvex gekrümmt. Beide Nasalia sind median vollkommen verschmolzen

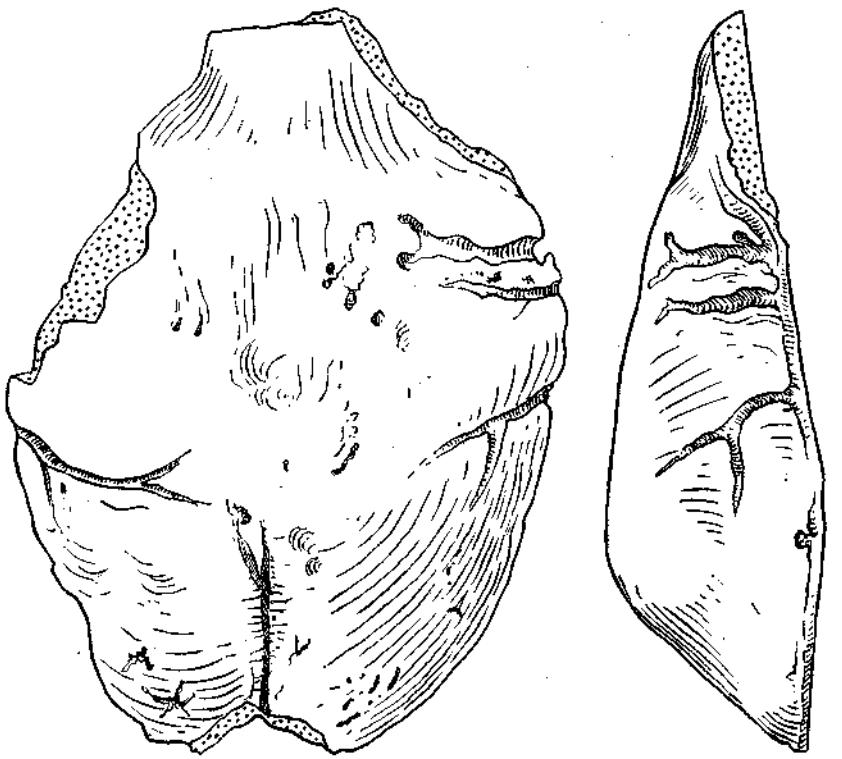


Abb. 3. *Dicerorhinus schleiermacheri* (KAUP). Nasalia aus den Deckschottern von Haag a. H. Schottergrube Hatschek. U-Pliozän. Orig. O.-Österr. Landes-Museum Linz, Nr. 288/1925. Links: von oben, rechte: seitlich. ½ nat. Gr.

und lassen keine Nahtlinie mehr erkennen. Bloß gegen den vorderen Rand zu, der in der Mitte etwas ausgebrochen ist, ist eine schwache Medianfurche siehtbar, von der aus am rechten Nasale eine Abzweigung verläuft. Ähnliche, der Ernährung des Nasenhornes dienende einfach-verzweigte Furchen sind an der seitlichen Oberfläche beider Nasalia in annähernd symmetrischer Anordnung feststellbar. Sämtliche Rinnen verflachen ungefähr in halber Nasaliabreite. Während der vordere Ahfall desselben steiler ist, senkt sich die hintere Fläche wesentlich flacher von der höchsten Stelle, die etwas vor der Mitte des scheibenförmig erhaltenen Gebildes liegt. Abgesehen von den erwähnten „Nahrungskanälen" besitzt die

Oberfläche der Nasalia nur ein schwaches Relief, was hauptsächlich auf leichte Abrollung und Abschleifung zurückzuführen sein dürfte. Die Ventralseite, die in der vorderen Hälfte erhalten ist und caudal durch eine annähernd halbkreisförmig nach vorne konvexe Ausnehmnng begrenzt ist, zeigt etwas stärkere Spuren der Abrollung. Während jetzt die Fläche weitgehend eben ist, muß sie im ursprünglichen Zustand randlich erhaben gewesen sein, mit etwas nach ventral abgesenkter Spitzenpartie. Dies läßt sich aus der freigelegten spongiösen Knochenstruktur erkennen. Median war ein flacher Wulst entwickelt, wodurch die lateral gelegenen Partien als flache, rinnenartig eingesenkte Abschnitte entwickelt waren. Die erwähnte caudale, halbkreisförmige Begrenzung ist — soweit erkennbar — sekundär entstanden, indem die hier relativ dünne Ventralfläche ausgebrochen ist, wodurch die Diploëräume der Nasalia freigelegt sind. Diese sind durch einzelne dünne Knochenlamellen in mehrere Kammern aufgelöst und reichen median etwas weiter nach vorne als lateral, ohne jedoch die Höhe der höchsten Erhebung zu überschreiten.

Der Rand des linken Nasales läßt erkennen, daß die Nasalia sich gegen hinten, wo die Rugositäten aussetzen, knapp verschmälerten und ihre größte Breite ungefähr in der Mitte der mit Rugositäten behafteten Nasenpartien erreichten. Eine knöcherne Nasenscheidewand war nicht vorhanden.

Vergleich: Die Nasalia der *Rhinocerotiden* gehören zu den diagnostisch wertvollsten Skelettelementen. Zwar haben Untersuchungen im Laufe der letzten Jahrzehnte gelehrt, daß große sexuelle Unterschiede innerhalb einer Art bestehen (vgl. Wurm [1912]), die durch die verschiedenen Dimensionen und die Gestalt des Hornes bedingt sind. Ferner verändert sich die Nasenpartie auch mit dem individuellen Alter (vgl. Toula [1906])[1]), indem die Rugositäten mit steigendem Alter zunehmen und den tichorhinen Rhinocerotiden in der Jugend eine knöcherne Nasenscheidewand abgeht, bzw. diese erst relativ spät mit den Nasalia verschmilzt.

Bei dem Haager Exemplar handelt es sich um ein völlig erwachsenes Tier, wie jegliches Fehlen von Nahtlinien zwischen den beiden Nasalia erkennen läßt und ferner den gut entwickelten Rugositäten nach zu schließen, um ein männliches Individuum. Diese Feststellung ist für die systematische Beurteilung des Restes, wie noch gezeigt werden soll, nicht ohne Bedeutung.

Durch das Vorhandensein eines wohl entwickelten Nasenhornes müssen die Aceratherien vollkommen außer Betracht bleiben, da bei diesen die Nasalia stets glatt sind und dementsprechend eines Hornes entbehrten. Bloß das gelegentliche Auftreten eines Frontalhornes kommt vor (siehe Oshorn [1900], S. 248). Gleichzeitig kommt auch die Gattung *Brachypotherium* für einen Vergleich nicht in Frage, da deren Vertreter ebenfalls keine Nasenhörner besessen haben (vgl. Roger [1900]). Von den Formen mit Nasenhorn sind die mit knöcherner Nasenscheidewand gleichfalls auszuschließen *(D. etruscus, D. mercki* und *hemitoechus, Coelodonta antiquitatis)*, so daß zum Vergleich bloß die pliozänen und miozänen Vertreter der Gattung *Dicerorhinus* und die Diceriuae herangezogen werden brauchen.

[1]) So konnte Toula für das rezente *D. sumatrensis* nachweisen, daß bei der sonst durch das Fehlen einer knöchernen Nasenscheidewand ausgezeichneten Art, im Alter nicht unbeträchtliche Teile des mesethmoidalen Knorpels verknöchern können.

Letztere unterscheiden sich jedoch durch den breiten Ansatz, die hohe, stark medio-lateral gewölbte Nasenpartie und die ventral stark ausgehöhlten Nasalia beträchtlich.

Ein Vergleich mit pliozänen *Dicerorhinus*-Arten zeigt große Ähnlichkeit, so daß die Nasalia bloß auf diese Gattung bezogen werden können. Von den in Betracht kommenden Arten, *D. schleiermacheri*, *D. orientalis* und *D. megarhinus* [1]) ist die größte Übereinstimmung mit *D. schleiermacheri* festzustellen. *D. orientalis* und *megarhinus* verschmälern ihre Nasenpartien gegen vorne zu und außerdem ist die Ausdehnung der Diploëhöhlen geringer. Mit *D. schleiermacheri* stimmen Gestalt, Umriß, größte Breite hinter der höchsten Erhebung, nach abwärts gesenkter Vorderrand, Dimensionen und Entwicklung der Rugositäten so weitgehend überein, daß eine Zuordnung zu dieser Art gegeben erscheint.

Für stratigraphische Belange ist jedoch wesentlich, daß die jungpliozäne Form (über die Bezeichnung der Stufe vgl. Papp und Thenius [1949]), *D. megarhinus*, nicht in Betracht kommt.

Genus: *Aceratherium* Kaup (1832)
Aceratherium sp.

Material: Ein Tibiafragment dist. sin. von Maria Schmolln, Gemeindeschottergrube; O.-Ö. Landes-Museum Linz, Nr. 142/1940.

Von einem weiteren Rhinocerotiden liegt die distale Tibiahälfte vor, die immerhin eine generische Bestimmung ermöglicht.

Beschreibung: Der mehr als die halbe Länge umfassende Rest läßt erkennen, daß er von einem schlankfüßigen Rhinocerotiden herrührt. Die distale Partie zeigt die besonders innen vertiefte Trochlea, die bei relativ großem antero-posteriorem Durchmesser wenig quergedehnt ist, wodurch die Gelenkfläche im Umriß annähernd quadratisch wird. Der Malleus internus springt wenig distalwärts vor, die gesamte distale Partie ist nur schwach verbreitert. Während diese innen weitgehend abgeflacht erscheint und nur durch eine seichte Furche unterbrochen ist, ist außen eine ungefähr dreieckige, mit der Spitze gegen proximal gerichtete Nahtfläche für die Fibula vorhanden, die in eine scharfe Kante ausläuft. Dadurch erhält der Diaphysenquerschnitt oberhalb der Trochlea einen dreieckigen Querschnitt.

Vergleich: Die nur wenig schräg verstellte Trochlearrollen unterscheiden sich von denen bei *Hipparion* ferner durch ihre geringe Tiefe, von *Chalicotherium* durch stärkere Schrägstellung, deutlichere Furchung und annähernd quadratischen Umriß. Es bleiben daher für einen Vergleich bloß die Rhinocerotiden übrig. Von diesen kommen die kurz- und „normalfüßigen" wie *Brachypotherium* und *Dicerorhinus* nicht in Betracht. *Brachypotherium* weicht außerdem durch die flache, breit-rechteckige Trochlea, *Dicerorhinus* durch die ebenfalls in medio-lateraler Richtung verbreiterte Trochlea ab, was auf stärkere Entwicklung der lateralen Hälfte zurückzuführen ist. Somit bleibt bloß der Stamm der Aceratherien übrig, der unter den Rhinocerotiden des europäischen Jungtertiärs Formen mit den schlanksten Extremitäten besitzt.

---

[1]) *Dicerorhinus belvederensis* (Wang [1929]) = syn. von *Aceratherium bavaricum*.

Ein Vergleich mit Tibien von *Aceratherium incisivum* aus dem Unterpliozän des Wiener Beckens zeigt völlige Übereinstimmung, die Dimensionen, Gestalt und Proportionen betreffen. Außerdem findet sich hier auch die Rinne an der distalen Innenseite, die ich bei *Dicerorhinus* nicht feststellen konnte.

Tibia	*Aceratherium* „*tetradactylum*" von Neudorf a. d. March (ČSR)	*Aceratherium* sp.	*Aceratherium incisivum*	
		v. Ma. Schmolln	v. Wien XII., Oswaldgasse P. u. S. Nr. 1254	v. Wien XII., Meidling-Gatterhölzl; P. u. S. Nr. 3538
distaler medio-lateraler Durchmesser	72·0	72·3	72·5	84·0 [1])
distaler antero-post. Durchmesser	52·0	58·0	61·1	61·0

Wie aus beigegebenen Maßen hervorgeht, erreicht die distale Trochlea bei *A. tetradactylum* nicht die Dicke wie bei *A. incisivum*. Ferner ist die Diaphyse bei der miozänen Form etwas kürzer. Aus diesem Grund spricht der Rest von Maria Schmolln eher für *A. incisivum*, was jedoch in Anbetracht der geringen Kenntnis über die individuelle Variationsbreite nicht mit Sicherheit entschieden werden kann. Daher führe ich das Stück bloß als *Aceratherium* sp. an.

Rhinocerotide indet.

Material: Ein Wirbelkörper aus Kobernaußen; O.-Ö. Landes-Museum Linz.

Ein stark gerollter Wirbelkörper eines Rhinocerotiden liegt aus der Schottergrube östlich von Kobernaußen vor.

Die schlechte Erhaltung des Restes läßt zusammen mit den zur spezifischen Bestimmung nicht verwendbaren Merkmalen der Wirbel eine genaue Determinierung nicht zu. Der schwach opisthocöle Wirbelkörper ist ventral schwach gekielt, dorsal etwas vertieft und zeigt seitlich konkave Flächen.

Auffallend ist das geringe Gewicht des Restes, dessen Herkunft aus den Deckschottern jedoch nach den vorhandenen Angaben gesichert erscheint. Für *Hipparion* ist der Wirbelkörper zu groß.

Ordnung: **Proboscidea** Illinger (1811)
Familie: Dinotheriidae Bonaparte (1845)
Genus: *Dinotherium* Kaup (1829)
Dinotherium aff. giganteum Kaup (Abb. 4)
1932 *Dinotherium* cf. *giganteum* Kp. (Schlesinger in litt.)
1934 *Dinotherium giganteum* Kp. (Pia und Sickenberg, Nr. 3660).

Material: 1 P^3 dext. aus Schalchen bei Mattighofen, O. Ö. Landesmuseum Linz, Nr. 263/1932.

[1]) Laterale Kante ungewöhnlich ausgezogen. Betrifft nicht die Gestalt und Umriß der Gelenkfläche.

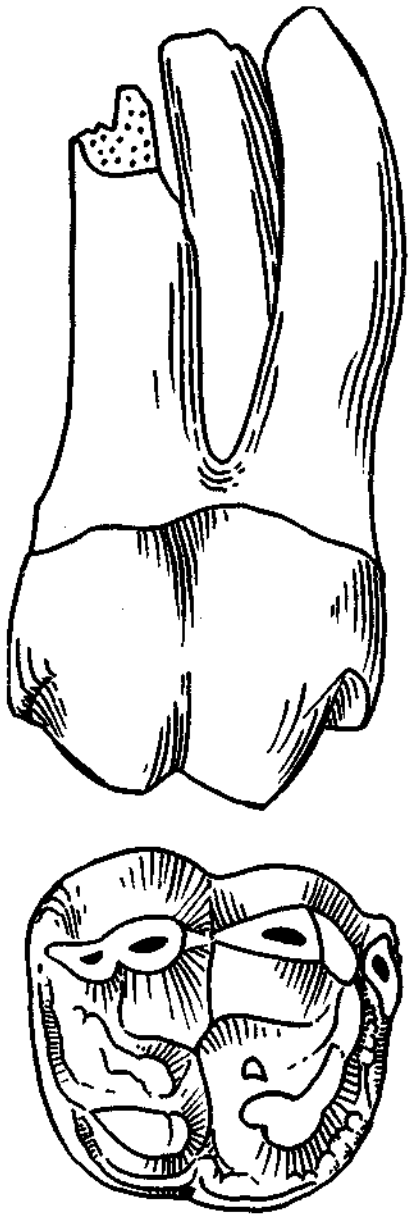


Abb. 4. *Dinotherium* aff. *giganteum* KAUP. P^3 dext. aus den Deckschottern von Schalchen Orig. O.-Österr. Landes-Museum Linz, Nr. 263/1932. Oben: von außen, unten: von unten. $^2/_3$ nat. Gr.

Von *Dinotherium* liegt ein P sup. vor, der eine weitgehende Bestimmung zuläßt.

Beschreibung: Der vollständig erhaltene Zahn läßt keine Abrollungsspuren erkennen. Er ist etwas angekaut. Die Krone besitzt gerundeten, trapezförmigen Umriß und besteht aus zwei, untereinander verbundenen Außenhöckern und zwei getrennten Innenhügeln. Beide Außenhöcker sind durch eine seichte Kerbe voneinander getrennt und lateral komprimiert, indem die Innenfläche schwach, die äußere stärker in antero-posteriorer Richtung konvex gekrümmt ist. Während der vordere Außenhöcker eine einheitliche Kaufigur aufweist, ist der hintere zweiteilig. Die konischen Innenhöcker stehen mit den Außenhöckern kaum in Verbindung. Bloß der vordere Innenhügel entsendet einen Wulst gegen das Vorderende des Außenhöckers, von dem dieser jedoch durch eine Kerbe getrennt ist. Zwischen hinterem Außen- und Innenhügel schaltet sich eine S-förmig gekrümmte Schmelzerhebung ein, die von der Mitte des Innenhügels zum Hinterende des Außenhöckers verläuft und damit das Längstal absperrt. Das Quertal ist nach innen zu vollkommen offen. Bloß randlich gliedert sich ein Höckerchen vom Cingulum ab, das Vorder-, Innen- und Hinterrand des Zahnes umgibt. Das Vordercingulum ist besonders kräftig und besteht aus einem länglichen Außenelement und einer kräftig geperlten Reihe, die sich am inneren Vorderende des vorderen Innenhügels etwas abhebt. Beide Innenhöcker stehen relativ eng beieinander.

Es sind drei vollständig erhaltene Wurzeln vorhanden, von denen die hintere in medio-lateraler Richtung fast die ganze Zahnbreite einnimmt, die innere von rundlichem Querschnitt unter dem vorderen Innenhügel liegt und die sich gegen innen verjüngende Vorderwurzel im wesentlichen den vorderen Außenhöcker stützt. Alle drei Wurzeläste sind leicht nach rückwärts gekrümmt.

Vergleich: Größenmäßig kommen für die Schalchener Form bloß *D. levius* und *D. giganteum* in Betracht. Wie aus beigegebenen Maßen hervorgeht, steht sie ungefähr zwischen beiden Arten, was auch für die Formen des jüngeren Miozäns des Wiener Beckens, bzw. des süddeutschen Unterpliozäns gilt (vgl. Dehm [1949]). Die aus dem niederösterreichischen Unterpliozän vorliegenden Formen sind in der Regel etwas größer und entsprechen somit dem typischen *D. giganteum*. Bekanntlich beruht die Trennung von *D. levius* und *D. giganteum* im wesentlichen auf den Dimensionen. Die meisten angegebenen morphologischen Unterschiede halten einer näheren Prüfung nicht stand, da die Variationsbreite und geschlechtliche Differenzen in der Regel nicht genügend berücksichtigt werden (vgl. Sickenberg [1929], S. 80, Dehm [1949]). In Übereinstimmung mit Dehm (1949, S. 19 ff.) bezeichne ich den Zahn als *Dinotherium* aff. *giganteum* Kp., eine Bezeichnung, die Dehm für größenmäßig zwischen *D. levius* und *D. giganteum* stehende Formen anwendet. Der einzig bemerkenswerte Unterschied gegenüber *D. levius* und auch *D. giganteum* besteht in der zweiteiligen Ausbildung des hinteren Außenhöckers.

Bemerkungen: Wie aus obigem hervorgeht, bilden die Dinotherien keine Leitformen und so ist auch der vorliegende Zahn für eine nähere Einstufung (Obermiozän oder Unterpliozän) nicht verwertbar. Immerhin schließt der Zahn jungpliozänes und altmiozänes Alter aus.

P^3	*Dinotherium levius* La Grive (n. Depéret [1887]) (Torton)	*Dinotherium* aff. *giganteum*			*Dinotherium giganteum* Eppelsheim (Pannon)
		Schalchen (O.-Mioz.-U.-Plioz.)	Eichkogl (Torton)	Oberhollabrunn (Sarmat)	
Länge	66·0	74·3	73·0	71·3	83·0
Breite	—	71·3	72·9	69·2	—

Familie: Mastodontidae Girard (1852)
Genus: *Mastodon* Cuvier (1817)
Subgenus: *Bunolophodon* Vacek (1877)
Mastodon (Bunolophodon) longirostris Kaup (Abb. 5).

Material: Ein M^3-Fragment von Straß südlich Lohnsburg, O.-Ö. Landes-Museum Linz. Ein M inf. Joch aus Straß südlich Lohnsburg, O.-Ö. Landes-Museum Linz.

Die beiden hier besprochenen Molarenfragmente gehören dem *Mastodon longirostris*-Formenkreis an und entstammen den Basisschottern.

Beschreibung: M^3-Fragment: Das Fragment umfaßt drei Joche, deren mediane Mammillenspitzen etwas beschädigt sind. Der Rest, der sich gegen hinten verschmälert, muß ein Talonid und vor den drei Jochen noch ein weiteres Joch besessen haben. Der breite, bunodonte Jochkamm besteht jeweils aus fünf in einer Flucht angeordneten Mammillen, die steile Seitenwände besitzen. Am vorderen und mittleren Joch ist praetrit je ein schwacher vorderer, am vorderen außerdem ein kleiner hinterer Sperrhügel entwickelt. Die Täler, die am Grunde keine Zementfüllung anfweisen, sind tief und eng. Die geringe Vorwärtsneigung, Entwicklung bloß der vorderen Sperrhügel, Umriß und relative Breite des Restes, sowie die Jochzahl lassen erkennen, daß es sich um einen linken, letzten Oberkiefermolaren handelt. M inf.-Fragment: Von einem Mandibularmolaren liegt ein Joch von einer Breite von 72 *mm* vor. Es besteht aus drei gegen den Jochkamm genäherten Höckern, von denen der innere deutlich, der mittlere schwach zweigeteilt ist. An der praetriten Jochhälfte ist ein caudaler Sperrhügel entwickelt. Ein vorderer fehlt, wie oft bei Unterkiefermolaren von *M. longirostris*. Die Mammillen sind relativ hoch.

Vergleich: Während die Zugehörigkeit der Mastodontenzähne aus den Deckschottern zur Gruppe der Tetralophodonten über jeden Zweifel erhaben ist, erfordern die Zahnfunde aus dem Basisschotter von Straß infolge ihres fragmentären Erhaltungszustandes und ihres stratigraphischen Wertes einige Bemerkungen über ihre systematische Einstufung.

Wie aus der Beschreibung hervorgeht, muß der Oberkieferzahn zumindest nach der Formel 4 x gebaut gewesen sein. Der Umriß jedoch läßt auf 5 x schließen. Der bunodonte Charakter, die weitgehend unterdrückten Sperrhügel, das Fehlen eines abgesetzten seitlichen Cingulums, die engen Täler und der breite, aus fünf Mammillen bestehende Jochkamm schließen sowohl zygodonte Arten als auch *Mastodon angustidens (subtapiroidea)* aus. Gleichfalls kommen sogenannte Übergangsformen,

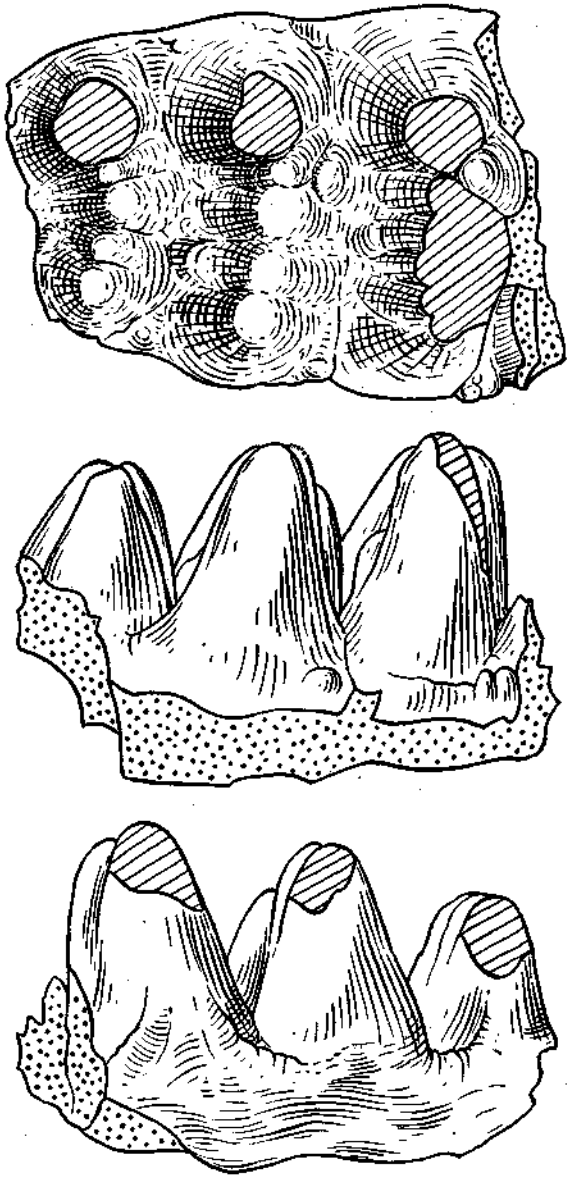


Abb. 5. *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP. M^3-fragment aus den Basisschottern von Straß südlich Lohnsburg. U-Pliozän. Orig. O.-Österr. Landes-Museum Linz. Oben: von unten, mitte: von außen, unten: von innen. $^2/_3$ nat. Gr.

bzw. *M. angustidens austro-germanicus* (Wegner [1913]) und *M. angustidens steinheimensis* (Klähn [1931]) nicht in Betracht. Damit ist gleichzeitig die Zugehörigkeit zum *M. longirostris*-Formenkreis gegeben, für den die oben geschilderten Merkmale, wie Mammillenzahl, Jochkammbreite und Jochzahl, Mangel eines seitlichen Cingulums, enge und tiefe Täler, sowie Unterdrückung der Sperrhügel in den rückwärtigen Jochen charakteristisch sind. Das gleiche gilt für das M inf.-Fragment. Der M^3 kommt durch einen breiten Jochkamm und die stark reduzierten Sperrhöcker der durch Schlesinger als *M. longirostris* f. *sublatidens* bezeichneten Form nahe.

Bemerkungen: Wie bereits Schlesinger (1919, S. 152) ausführlich begründet, gehört *M. longirostris* zu den verläßlichsten Leitfossilien und ist für das gesamte Pannon (= Pont s. l.; vgl. Papp und Thenius [1949]) charakteristisch. Es ist daher, da beide Reste bloß frische Bruchflächen und keine Rollspuren aufweisen, von einem „parautochthonen" Vorkommen beider Reste zu sprechen und das Alter der Basisschotter von Straß südlich Lohnsburg (vgl. Protokoll der Geol. Bundesanstalt über die Exkursion in den Kobernaußerwald und Hausruck vom 8. bis 13. Mai 1950) als pannonisch zu betrachten. Eine feinere Stratifizierung dieser Schotter ist auf Grund der bisherigen Funde nicht möglich, doch ist anzunehmen, daß es sich um basales Pannon handelt, da die Deckschotter auf Grund von Fossilfunden vermutlich dem jüngeren Pannon angehören.

Mastodon longirostris Kp./arvernensis Cr. und Job. (Abb. 6)

1924 *Mastodon longirostris* Kp. (Kerschner, S. 39)
1924 *Mastodon longirostris/arvernensis* (Schlesinger, in litt.)
1927 *Mastodon longirostris/arvernensis* (Kinzl, S. 257)
1934 *Mastodon longirostris/arvernensis* (Pia und Sickenberg, Nr. 3695.)

Material: Ein M_3 dext. aus Haag a. H., Schottergrube Hatschek (O. Ö. Landesmuseum Linz, Nr. 107/1923); ein M_3 sin. aus Haag a. H., Schottergrube Hatschek (O.-Ö. Landesmuseum Linz).

Zwei Unterkiefermolaren gehören zu der durch Schlesinger (1917, 1922) als *M. longirostris/arvernensis* bezeichneten „Übergangsform".

Beschreibung: M_3 dext.: Dem weitgehend vollständig erhaltenen Zahn fehlt bloß die Vorderhälfte des ersten Joches. Die Abkauung erstreckt sich auf sämtliche Joche. Die Dentinsubstanz ist an den vorderen Jochen freigelegt. Der schmale Zahn besteht aus fünf Jochen und einem Talonid. Kennzeichnend ist der Hälftenbau der Joche, der an *M. arvernensis* erinnert, wobei allerdings das für diese Art typische Alternieren der Joche fehlt. Sperrhöcker sind bloß an der Hinterwand der drei vorderen Joche entwickelt. Das dritte bis fünfte Joch zeigen vorne weitgehend mit dem Joch verschmolzene Sperrhügel. Beim zweiten und dritten Joch sind die vorderen Sperrelemente besser mit den übrigen Jochhöckern vereinigt, wodurch die praetriten Jochhälften etwas nach hinten verschoben erscheinen, ohne jedoch das *arvernensis*-artige Alternieren zu zeigen. Die vorderen posttriten Jochhälften lassen eine schwache Zweiteilung erkennen, die bei den rückwärtigen verlorengeht, indem der Haupthöcker dominiert. Die praetriten Jochhälften sind durch Verschmelzung mit den Sperrelementen ein- bis dreihöckrig (siehe Abb. 5). Der Talonidhöcker läßt eine deutliche Zweiteilung in eine schwache innere und eine stärkere äußere Partie erkennen.

M_3 sin.: Dieser Zahn ist durch den Transport im Schotter weitgehend abgeschliffen. Die Abschleifung erstreckt sich dabei nicht bloß auf die Zahnhöcker, sondern vielmehr auf die beiden Seitenwände, denen der gesamte Schmelzbelag fehlt, wodurch der Zahn außerordentlich schmal erscheint. Daß die Einebnung der Zahnhöcker nicht auf Abkauung beruht,

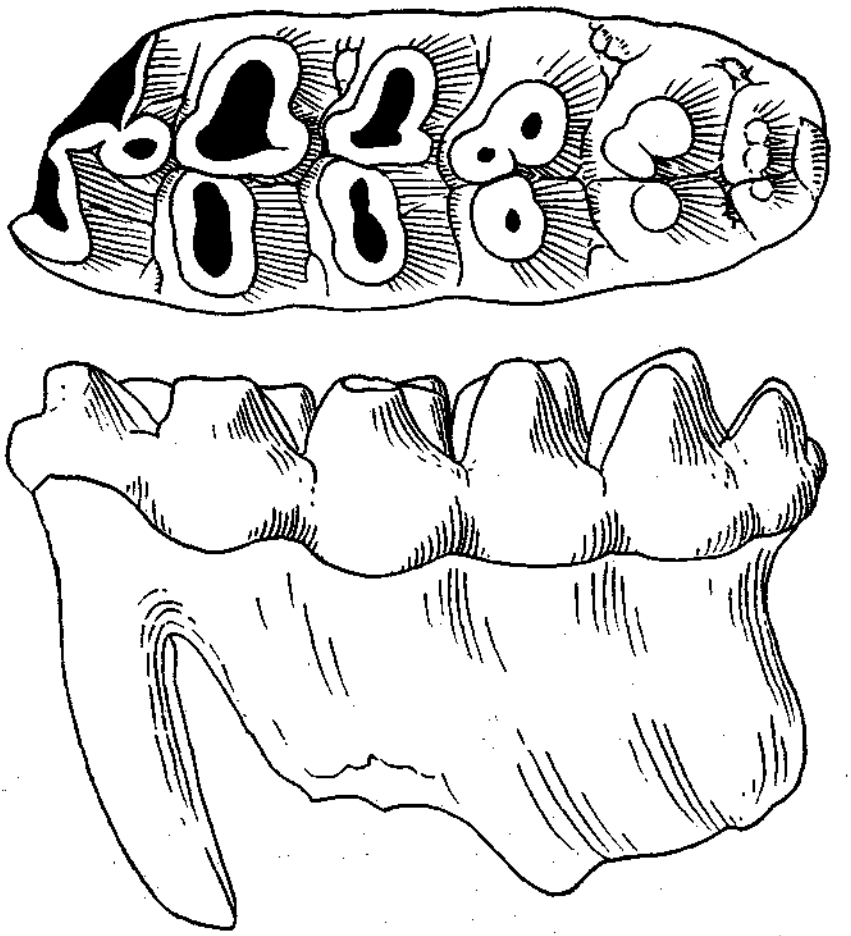


Abb. 6. *Mastodon longirostris* Kp. *arvernensis* Cr. u. Job. M_3 dext. aus den Deckschottern von Haag a. H. Schottergrube Hatschek, U-Pliozän. Orig. O.-Österr. Landes-Museum Linz, Nr. 107/1923. Oben: von oben, unten: von innen. $^1/_2$ nat. Gr.

wird aus der Art der Absohleifung ersichtlich, welche die caudalen Joche stärker erfaßt hat als die vorderen und ferner den Jochen einen in mediolateraler Richtung konvexen Umriß verleiht. Die ungefähr zu einem Viertel erhaltenen Wurzelpartien sowie ihre Beschaffenheit lassen erkennen, daß dieser Abschnitt den Großteil des Transportes in den Schottern noch in seiner Knochenhülle mitgemacht haben muß. Als ganzes gesehen, muß der noch mit Kieferresten behaftete Zahn ähnlich wie ein Flußgeschiebe

zwischen den Schottern transportiert worden sein. Der Zahn weist vorne und hinten an der Krone frische Bruchbeschädigungen auf. In der Anordnung der Kronenelemente stimmt dieser Zahn vollkommen mit dem oben beschriebenen M_3 dext. überein, so daß an einer spezifischen Zusammengehörigkeit beider Zähne nicht zu zweifeln ist. Der einzige Unterschied besteht darin, daß am M_3 sin. in den Tälern hinter dem dritten Joch Reste von Zementsubstanz eingelagert sind, die dem M_3 dext. völlig abgehen.

Vergleich: Wie aus obigem hervorgeht, vereinen beide Zähne Merkmale von *longirostris* (Jochstellung) mit denen von *arvernensis* (Jochbau, Umriß). Nun hat Schlesinger (1922, S. 59, Tafel XI, Fig. 1) einen durchaus entsprechenden Zahn aus dem *arvernensis*-Niveau von Tataros (Kom-Bihar) beschrieben und abgebildet, den er zu seiner Übergangsform *longirostris/arvernensis* stellt. In Anbetracht der Übereinstimmung mit unseren Resten beziehe ich die beiden Zähne aus Haag (von denen der eine bereits Schlesinger bekannt war und den er auch als *M. longirostris/arvernensis* bezeichnete) ebenfalls als *M. longirostris/arvernensis*.

Bemerkungen: Wie schon Schlesinger (1919, S. 139) hervorhebt, sind diese Übergangsformen für eine feinere Stratifizierung nicht verwendbar. Die deuten bloß auf Pliozän hin.

Mastodon (Bunolophodon) cf. longirostris Kaup

1926 *Mastodon* sp. (Kerschner, S. 39)

1934 *Mastodon* sp. (Pia und Sickenberg, Nr. 3699).

Material: Ein I_2 dext. aus Ditting bei Haag, O.-Ö. Landes-Museum Linz, ein M^2 sin. aus Haag a. H., O.-Ö. Landes-Museum Linz, Nr. 27/1931.

Zwei Zahnfunde von Mastodonten aus den Deckschottern erlauben infolge ihres Erhaltungszustandes keine sichere spezifische Bestimmung, gehören jedoch zweifellos einer tetralophodonten Spezies an.

Beschreibung: I inf.: Der in einer Länge von zirka 15 *cm* erhaltene Zahn ist stark gerollt und wie die proximale Bruchfläche erkennen läßt, einseitig abgeschliffen, wodurch der ursprünglich birnförmige Querschnitt einem mehr ovalen gewichen ist. Mediane Kontaktflächen oder Schmelzsubstanz sind nicht vorhanden. Die Zugehörigkeit des entfernt an einen *Rhinoceros*-Incisiven erinnernden Zahnes zu *Mastodon* ist durch die an der Bruchstelle sichtbare Struktur mit den charakteristischen guillochierenden Linien gesichert. Spitzenwärts ist neben nachträglich entstandenen Schlifflächen eine deutlich abgegrenzte, wenige Zentimeter lange, den Zahn schräg zur Längsachse schneidende Nutzspur sichtbar. Angesichts des fragmentären Erhaltungszustandes ist eine sichere Entscheidung, ob der Zahn einer typischen *longirostris*- oder einer Übergangsform zu *arvernensis* angehört, nicht möglich.

M^2 sin.: Der weitgehend abgekaute Zahn umfaßt die beiden Wurzeln, von denen die vordere zweiteilig ist und die Kronenbasis. Diese besitzt annähernd trapezförmigen Umriß und läßt außen drei Einschnitte mit Schmelzsubstanz erkennen, die beweisen, daß der Zahn nur von einem tetralophodonten *Mastodon* herrühren kann. Der durch die Abkauung allerdings nicht mehr in seinem ursprünglichen Umfange erhaltene Umriß entspricht weitgehend dem von *M. longirostris*.

Bemerkungen: Analog zu dem Unterkieferstoßzahn erlaubt auch dieser Zahn keine einwandfreie spezifische Bestimmung. Es muß daher

eine Zuordnung zu *longirostris*, bzw. *longirostris/arvernensis* vorderhand offen bleiben.

Stratigraphisch sind beide Reste nur insofern von Bedeutung, als die das pliozäne Alter der Deckschotter belegen und Miozän ausschließen.

Mastodon (Bunolophodon) grandincisivus Schles. (Abb. 7)

1934 *Mastodon longirostris/arvernensis* (Pia und Sickenberg, Nr. 3693).

Material: Ein M^3 dext. aus Haag a. H., O. Ö. Landesmuseum Linz, Nr. 4/1929; ein M_3 sin. aus Haag a. H., Städt. Museum Wels.

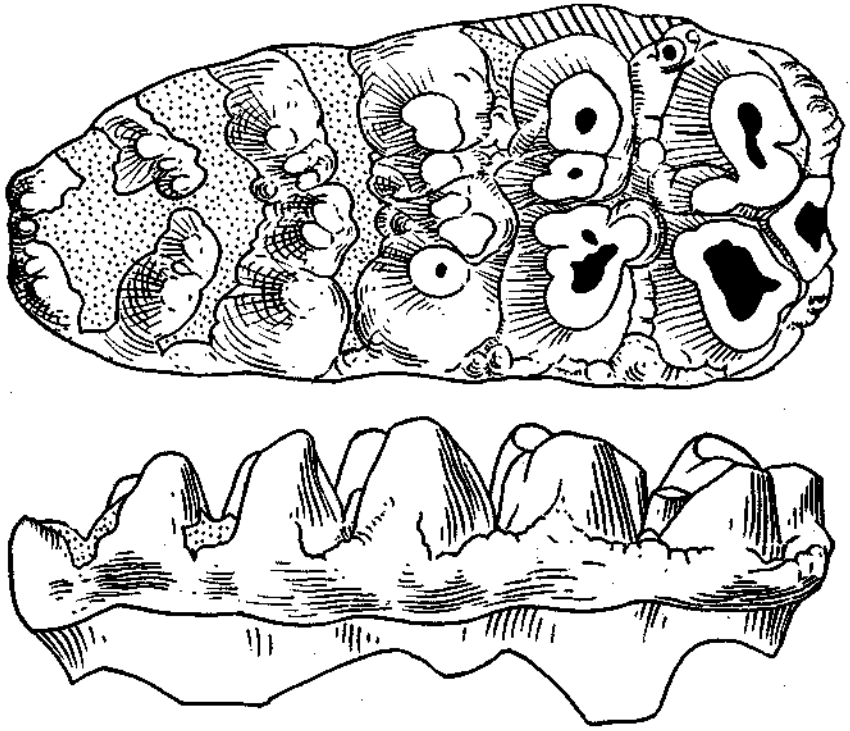


Abb. 7. *Mastodon (Bunolophodon) grandincisivum* SCHLES. M^3 dext. aus den Deckschottern von Haag a. H. Schottergrube Hatschek. U-Pliozän. Orig. O.-Österr. Landes-Museum Linz Nr. 4/1929. Oben: von unten, unten: von innen. $^1/_2$ nat. Gr.

Beide Zähne stimmen im Erhaltungszustand überein und scheinen auch — soweit aus den vorliegenden Fundangaben zu entnehmen — gleichzeitig gefunden worden zu sein, so daß eine individuelle Zusammengehörigkeit nicht unmöglich ist. Die Zähne weisen keine Rollspuren an der Krone auf (Wurzelabschnitt in Gipssockel eingebettet) und sind beide bloß randlich (der M_3 stärker) beschädigt, was auf die Bergung zurückzuführen sein dürfte.

Beschreibung: M^3 dext.: Der aus 5 x Jochen bestehende große und breite Zahn ist an den drei vorderen Jochen abgekaut. Diese bestehen aus vier bis fünf Mammillen. Vordere Sperrhöcker sind bloß an den drei Vorderjochen ausgebildet. Hintere Sperrhügel finden sich deutlich am

ersten und zweiten, schwach am dritten Joch praetriterseits. Schwächere posttrite Sperrelemente sind gleichfalls in nach rückwärts abnehmender Intensität festzustellen. Innen ist ein deutliches Cingulum entwickelt, das besonders am Ausgang der Täler durch Höckerbildung verstärkt ist. Vorne ist dasselbe besonders an der Außenseite kräftig entwickelt und ferner in Form von Basalwarzen in den posttriten Tälern mehr minder stark ausgebildet. Während die vorderen Joche eine gerade, quer stehende Flucht bilden, sind die Mammillen des vierten und fünften Joches pfeilförmig angeordnet. Die Täler, die nach hinten breiter werden, sind ab dem dritten Joch von Zement erfüllt, der nahezu das ganze fünfte Joch nnd den Talon einhüllt. Den beiden letzten Jochen fehlen Sperrelemente. Der Talon besteht aus vier miteinander in einer Geraden verschmolzenen Höckern und ist durch ein breites, schmelzerfülltes Tal vom fünften Joch getrennt (siehe Abb. 7).

M_3 sin.: Die Abkauung erstreckt sich ähnlich wie bei M^3 nur auf die vorderen Joche. Analog zu den *longirostris* und *grandincisivus*-Formen sind hier die hinteren Sperrhöcker der praetriten Jochhälften stärker entwickelt als die vorderen. Sie reichen bis zum vierten Joch. Am ersten Joch ist der vordere Sperrhügel noch gut ausgebildet. Der Zahn selbst besteht aus 6 x Jochen. Die Täler sind mit starker Zementablagerung versehen, was besonders für die rückwärtigen gilt. Abgesehen von einem orimentären hinteren Sperrhügel an der posttriten Jochhälfte des dritten Joches ist kein Sperrelement an der Innenseite feststellbar (die vierte posttrite Jochhälfte fehlt!). Ein Basalwulst ist vorne und außen vorhanden und verstärkt sich gegen hinten. Ab dem dritten Joch macht sich die bereits am M^3 konstatierte pfeilförmige Anordnung der Jochmammillen bemerkbar, die bis zum vorletzten Joch anhält. Das zu einem sechsten Joch gewordene Talonid besteht aus einem praetriten Haupt- und einem posttriten Nebenhügel. Postero-extern legt sich an dieses ein aus vier miteinander verschmolzenen Höckern bestehendes Talonid eng an. Der Zwischenraum ist durch Zement erfüllt. Zwischen fünftem und sechstem Joch ist ein deutliches Tal entwickelt.

Bemerkungen: Wie aus der Beschreibung hervorgeht, zeigen beide Zähne die durch Schlesinger (1922, S. 17 ff.) für *Mastodon grandincisivus* hervorgehobenen Kennzeichen. Diese sind: M^3: Dimensionen, breite, offene, hintere Täler, starker Zementbelag, Jochzahl 5 x, posttrite Sperrhöcker am ersten, zweiten und dritten Joch, Fehlen der Sperrhöcker ab dritten Joch, pfeilförmige Anordnung der Mammillen des vierten und fünften Joches und starker Basalwulst. Der einzige Unterschied, der jedoch nur gegenüber dem M^3 von Pestszentlörincz, nicht aber gegenüber dem M^3 von Mannersdorf bei Angern zutrifft, besteht darin, daß der Zahn von Haag am dritten Joch einen deutlichen vorderen Sperrhöcker praetriterseits besitzt. Gewissen Übereinstimmungen mit *M. longirostris atticus*, wie posttrite Sperrhügel und starker Zementbelag, stehen tiefgreifende Unterschiede gegenüber, wie Fehlen der Stegodontie an den letzten Jochen, Mangel eines vorderen Sperrhöckers am vierten Joch, Verschmälerung des Zahnes nach rückwärts, Jochzahl usw. M_3: 6 x Joche, basalwulstartiges Talonid, reichliche Zementfüllung der hinteren Täler, außen, besonders hinten verstärktes Cingulum, pfeilförmige Anordnung der Jochhälften am dritten, vierten und fünften Joch und zweiteiliges sechstes Joch. Wie

aus dieser Zusammenstellung hervorgeht, kann am M_3 aus Haag bloß am vierten Joch der hintere Sperrhügel posttriterseits nicht konstatiert werden, da diese Jochhälfte weggebrochen ist.

In Anbetracht dieser völligen Übereinstimmungen bezeichne ich die beiden Molaren als *Mastodon grandincisivus*.

Maße, Art		*Mastodon grandincisivus* Schles.			
		Haag a. H. Mus. Linz	Pestszentlörincz Mus. Budapest dext.	sin.	Kertsch n. Pavlow 1903
M^3	Länge	224·0	225·0	213·3	180·0
	max. Breite	103·0	114·0	ca. 105·0	82·0
M_3	Länge	222·0	254·0	257·0	240·0
	max. Breite	92·0	97·0	97·0	—

Vom stratigraphischen Gesichtspunkt kommt dieser Art besondere Bedeutung zu, da sie im mitteleuropäischen Raum bisher nur aus oberpannonischen Schichten bekannt geworden ist (vgl. Schlesinger [1919], S. 159). Die Funde von Kertsch (siehe Pavlow [1903], sub *Mastodon* cf. *longirostris*) stammen jedoch aus den „Couches sarmatiques supérieures" (im Sinne von Andrusov), die dem unteren Pannon im Wiener Becken entsprechen (vgl. Papp und Thenius [1949]). Auf die stratigraphische Bedeutung dieser Reste wird im Abschnitt 4 noch zurückzukommen sein.

Proboscidea indet.

1934 *Proboscidea indet.* (Pia und Sickenberg, Nr. 3710).

Material: Ein Wirbelkörper aus Bergern (O.-Ö. Landes-Museum Linz), ein Scapulafragment dist. aus Zell a. Pettenfirst (Städt. Museum Wels), eine Ulnadiaphyse von Haag a. H. (O.-Ö. Landes-Museum Linz); eine Femurdiaphyse aus Otten (O.-Ö. Landes-Museum Linz), ein Olecranonfragment aus Straß (Geol. Bundesanstalt Wien), ein Femurfragment aus dem Mattigtal (Dr. O. Sporn, Mattighofen), Röhrenknochenfragmente ans dem Siegerertal nördlich Schneegattern (O. Ö. Landesmuseum Linz).

Neben den oben erwähnten Zahnfunden liegen eine Reihe von Rumpf- und Gliedmaßenknochen in mehr minder fragmentärem Zustand vor, die wohl ihre Zugehörigkeit zu den Proboscidiern erkennen lassen, aber infolge ihres Erhaltungszustandes keine spezifische Bestimmung ermöglichen.

Beschreibung: Wirbelkörper: Ein Wirbelkörper eines Lendenwirbels von annähernd dreieckig gerundetem Querschnitt mit planen, median schwach vertieften Epiphysen, gehört vermutlich einem Mastodonten an.

Scapulafragment: Ein Scapulafragment, das im wesentlichen die in beiden Richtungen konkave Cavitas sigmoidea umfaßt, läßt gleichfalls eine nähere Bestimmung nicht zu. Der Umriß der Gelenkfläche ist wie bei den Proboscidiern in der Regel annähernd rechteckig, bei einer Länge von 205 *mm* und einer Breite von 125 *mm*.

Ulna: Die Ulna, deren distaler Abschnitt fehlt und die proximal am Olecranon etwas beschädigt ist, weist mit ihren gewaltigen Dimensionen

eher auf *Dinotherium* als auf *Mastodon*. Bisher ist allerdings von diesem Fundort (Schottergrube Hatschek bei Haag a. H.) *Dinotherium* noch nicht nachgewiesen worden. Charakteristisch ist der dreieckig-gerundete Diaphysenquerschnitt, mit konkaven Wänden zwischen den „Kanten". Das kurze Olecranon besitzt einen kielförmig vorspringenden Caudalrand, was in analoger Weise für *Dinotherium* charakteristisch ist. Auch dimensionell stimmt der Knochen mit *Dinotherium* überein. Dennoch erachte ich es für verfrüht, den Knochen *Dinotherium* zuzuordnen.

Femurfragment aus Otten: Ein Diaphysenfragment eines großen Röhrenknochens erweist sich durch antero-posteriore Abflachung und Verbreiterung gegen distal als Femur eines tertiären Proboscidiers. Lateral ist eine Rugosität feststellbar, die mit dem leistenartigen Vorsprung bei *Mastodon* (siehe Schlesinger [1917], S. 29, Tafel VII, Fig. 1; Klähn [1931], S. 13, Abb. 8) zu identifizieren ist. Bekanntlich geht den quartären und rezenten Elephanten die starke Komprimierung und dieser Vorsprung ab. Bei *Dinotherium* fehlt letzteres ebenfalls. Auch dimensionell entspricht der Rest eher *Mastodon* als *Dinotherium*. Rhinocerotiden kommen, abgesehen von den Dimensionen, durch das Vorhandensein eines Trochanter tertius nicht in Betracht. Auch *Chalicotherium* scheidet aus, da der laterale Vorsprung fehlt und median durchgehend Rugositäten vorhanden sind.

Olecranonfragment aus Straß: Der Rest ist zu dürftig, um ein sicheres Urteil zuzulassen. Rein dimensionell gehört er eher zu *Mastodon* als zu *Dinotherium*.

Femurfragment aus dem Mattigtal: Ähnliches gilt von diesem Objekt, das rein der Größe nach auf *Dinotherium* zu beziehen sein dürfte.

Röhrenknochensplitter: Diese eignen sich durch ihren Erhaltungszustand überhaupt nicht zu einer generischen Bestimmung, sondern beweisen bloß die Anwesenheit eines tertiären Proboscidiers.

Bemerkungen: In stratigraphischer Hinsicht sind die hier als *Proboscidea indet.* besprochenen Knochenreste bedeutungslos.

4. Auswertung der Befunde in stratigraphischer Hinsicht

Der Hipparionzahn aus der Kohlentonserie von Wolfsegg war der erste Fund, der einen Hinweis auf das geologische Alter der bis dahin stets als obere Süßwassermolasse aufgefaßten und damit dem jüngeren Miozän zugerechneten Kohlentonserie des Hausruckgebietes gab. Bis dahin waren die Kohlen des Hausrucks in ihrer Gesamtheit denen von Wildshut-Ostermiething und den bayerischen, die zweifellos miozänen Alters sind (vgl. u. a. Wurm [1937]), gleichgesetzt worden. Immerhin erlaubt der Fund, selbst wenn seine genaue horizontierte Herkunft als nicht ganz gesichert betrachtet werden kann, die höhere Kohlentonserie („Oberflöz") von Wolfsegg in das Pannon zu stellen.

Ferner liefern die aus den Basisschottern von Straß südlich Lohnsburg herrührenden *Anchitherium*- und Mastodonzahnreste den Nachweis für deren unterpliozänes Alter, indem *Mastodon longirostris* bisher nur aus dem Pannon (= Unterpliozän, = Pont s. l.) bekannt geworden ist und außerdem an ein Vorkommen auf heterochron-allochthoner Lagerstätte (im Sinne von Ehrenberg [1929]) nicht zu denken ist. *Anchitherium aurelianense* ist in diesen Dimensionen nur aus dem Pliozän bekannt ge-

worden und spricht für basales Pannon. Dementsprechend wären auch die Kohlenflöze des östlichen Kobernaußerwaldes (Kobernaußen—Lohnsburg—Roderer), die orographisch höher liegen als die westlichen gegen das Mattigtal zu (z. B. Munderfing), als pannonisch zu betrachten. Bemerkenswert ist, daß die Braunkohlenflöze des Hausrucks nicht durchwegs horizontal gelagert sind, wie dies für die Flöze der westlicheren Gebiete die Regel ist (vgl. Aberer und Braumüller [1949], Petrascheck [1926, 1929]).

Hinsichtlich der Deckschotter lieferte die Untersuchung folgende Resultate: Die orographisch höher gelegenen Deckschotter (Hausruck und östlich Kobernaußerwald) führen eine Säugetierfauna, die rein unterpliozänes Gepräge besitzt. Die bisherigen Angaben über pannonisches Alter (siehe u. a. Kinzl [1927], Schaffer [1943], S. 541) beruhen bloß auf *Mastodon longirostris/arvernensis*, eine Form, die sowohl im älteren wie im jüngeren Pliozän vorkommt. Eine Form (*Mastodon grandincisivum*) spricht durch ihr Vorkommen aber für jüngeres Pannon, was durchaus in Einklang mit obiger Feststellung über die Basisschotter steht, indem diese vermutlich basales Pannon darstellen. Die wenigen Säugetierfossilien aus den westlichen Deckschottern (westlicher Kobernaußerwald) lassen eine derartige feine Stratifizierung nicht zu, sondern sind sowohl für das jüngere Miozän als auch das Pannon kennzeichnend. Obzwar die Deckschotter altersmäßig einheitlich zu sein scheinen, ist jedoch eine gleichzeitige Entstehung der orographisch tiefer gelegenen Deckschotter nicht belegt. Aus den in diesem Gebiet auftretenden Basisschottern liegen bis jetzt noch keine Säugetierfossilien vor.

5. Ergebnisse

Als Ergebnis der Bearbeitung der jungtertiären Säugetierreste des Hausrucks und Kobernaußerwaldes kann festgehalten werden:

1. Die Bildung der Kohlentonserie (Süßwasserserie) des Hausrucks fällt wenigstens teilweise (? Oberflöz) in das Unterpliozän. (Thomasroith-Wolfsegger Gebiet: *Hipparion gracile* und *Chalicotherium* sp.).

2. Die Basisschotter im Gebiet von Kobernaußen—Lohnsburg gehören ebenfalls dem Unterpliozän an (Straß: *Mastodon longirostris* und *Anchitherium aurelianense*).

3. Die Deckschotter des Hausrucks und östlichen Kobernaußerwaldes sind vermutlich oberpannonisch (Haag: *Mastodon grandincisivus, M. longirostris/arvernensis, Dorcatherium naui, Diceratherium* cfr *schleiermacheri, Hipparion gracile*).

Damit ist erstmalig näheres über die pannonische Säugetierfauna Oberösterreichs bekannt geworden, die nunmehr folgende Arten umfaßt:

Dorcatherium naui
Anchitherium aurelianense
Hipparion gracile
Chalicotherium sp.
Diceratherium cf. *schleiermacheri*
Mastodon longirostris
Mastodon longirostris/arvernensis und
Mastodon grandincisivus,

zu denen möglicherweise *Dinotherium* aff. *giganteum* und *Aceratherium* zu zählen sind.

Interessant ist vom ökologischen Gesichtspunkt aus, daß jegliche Steppenelemente fehlen, wodurch sich die vom Verfasser schon vor einiger Zeit ausgesprochene Ansicht, daß im mitteleuropäischen Raum zur Zeit des Pannons keine Steppenfauna existierte, neuerlich bestätigt (vgl. Thenius [1949]). Wie Verfasser ferner bei Besprechung der pannonischen Säugetierfauna von Brunn—Vösendorf (1950a) ausführen konnte, setzt sich die heimische pannonische Säugetierwelt vorwiegend aus persistierenden Miozänarten (*Dorcatherium naui, Anchitherium aurelianense, Chalicotherium*) oder deren artlich veränderten Nachkommen (*Mastodon longirostris, M. grandincisivus, Dicerorhinus schleiermacheri*) zusammen, während Einwanderer stark zurücktreten (*Hipparion gracile*).

6. Literatur

Aberer, F. u. Braumüller, E.: 1949, Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. — Jb. Geol. B. A. *92*, Wien.

Bach, F.: 1912, Chalicotherienreste aus dem Tertiär Steiermarks. — Jb. Geol. B. A. *62*, Wien.

Becker, H.: 1949, Über geologische Untersuchungen im westlichen Hausruck und im östlichen Kobernaußerwald (Bl. Ried—Vöcklabruck).

Becker, H.: 1950, Zur Geologie des westlichen Hausrucks im Raume nördlich Frankenburg (Bl. Ried—Vöcklabruck). — Verh. Geol. B. A. Jg. 1949, H. 1., Wien.

Bürgl H.: 1948, Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. — Verh. Geol. B. A. Jg. 1946, Wien.

Commenda, H.: 1900, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. — 59. Jber. Mus. Franz. Carol. Linz.

Dehm, R.: 1949, Das jüngere Tertiär in Südbayern als Lagerstätte von Säugetieren, besonders Dinotherien. — N. Jb. f. Miner. usw., Abh. B, Stuttgart.

Depéret, Ch.: 1887, Recherches sur la succession des faunes de vertébrés miocènes de la vallée du Rhône. — Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon *4*.

Ehrenberg, K.: 1929, Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste und die Methoden ihrer Erforschung. — Handb. biol. Arb. meth. Abderhalden, Abt. X., Wien und Berlin (Schwarzenberg).

Götzinger, G.: 1924, Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. — Jb. Geol. B. A. *74*, Wien.

Götzinger G.: 1936, Exkursion in den Hausruck. — Führer f. d. Quartärkonferenz in Österreich. Wien.

Götzinger, G.: 1938, Über außerplanmäßige Aufnahmen am Blatt Ried—Vöcklabruck. (4751). — Verh. Geol. B. A., Wien.

Gümbel, W. C. v.: 1887, Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottnang. — S. B. Bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., *17*, München.

Kerschner, Th.: 1924, Bericht über das Jahr 1923. — Jber. Oösterr. Mus. Ver. *80*, Linz.

Kerschner, Th.: 1926, Bericht über das Jahr 1925. — 81. Jber. Oösterr. Mus. Ver. Linz.

Kinzl, H.: 1927, Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. — Jb. Geol. B. A., *77*, Wien.

Klähn, H.: 1931, Die tertiären Wirbeltiere des Steinheimer Beckens XII. Die Mastodonten des Sarmatikums von Steinheim a. A. — Palaeontographica Suppl. Bd., *8*, Stuttgart.

König, A.: 1910, Geologische Beobachtungen in Oberösterreich. I. Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn. — 68, Jber. Mus. Franz. Carol. Linz.

Koenigswald, G. H. R. v.: 1931, Die Bedeutung der Equiden für die Altersstellung des rheinhessischen Dinotheriensandes. — Cbl. f. Miner. usw. B, Stuttgart.

Koenigswald, G. H. R. v.: 1936, Metaschizotherium fraasi n. g. n. sp., ein neuer Chalicotheriide aus dem Obermiozän von Steinheim a. A. — Palaeontographica, Suppl. Bd. *8*, Stuttgart.

Lorenz, J. K.: 1856, Über die Entstehung der Hausrucker Kohlenlager. — S. B. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. *21*, Wien.

Osborn, H. F.: 1900, Phylogeny of the rhinoceroses of Europe. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. *13*, New York.

Papp, A.: 1951, Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien *39—41*, Wien.

Papp, A. u. Thenius, E.: 1949, Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich unter besonderer Berücksichtigung der Mio-Pliozän- und Tertiär-Quartärgrenze. — S. B. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. *158*, Wien.

Pavlow, M.: 1903, Mastodon angustidens et Mastodon cf. longirostris. — Annuaire géol. et miner. Russie *6*, Odessa.

Petraschek, W.: 1926/29, Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. II. — Katowice.

Pia, J. u. Sickenberg, O.: 1934, Katalog der in den österr. Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. — Dschr. naturhist. Mus. geol.-paläont. Reihe *4*, Wien.

Roger, O.: 1900, Über Rhinoceros goldfussi Kaup und die anderen gleichzeitigen Rhinoceros-Arten. — 34. Ber. naturh. Ver. Schwaben und Neuburg, Augsburg.

Schaffer, F. X.: 1943, Das Alpenvorland. — In: Schaffer, F. X.: Geologie der Ostmark. Wien (Deuticke).

Schlesinger, G.: 1917, Die Mastodonten des k. k. naturhistorischen Hofmuseums. — Dschr. naturhist. Hofmus. *1*, Wien.

Schlesinger, G.: 1919, Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten. — Mitt. Geol. Ges. *11*, Wien.

Schlesinger, G.: 1922, Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. — Geol. Hungar. *2*, Budapest.

Schlosser, M.: 1921, Die Hipparionfauna von Veles in Mazedonien. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-phys. Kl., *29*, München.

Sickenberg, O.: 1929, Eine neue Antilope und andere Säugetierreste aus dem Obermiozän Niederösterreichs. — Palaeobiologica, *2*, Wien.

Stehlin, H. G.: 1914, Über das Vorkommen von Hipparion in der Schweiz. — Verh. naturf. Ges. Basel, *25*, Basel.

Tausch, L. v.: 1883, Über Funde von Säugetierresten in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebietes in Oberösterreich. — Verh. Geol. R. A. Wien.

Tausch, L. v.: 1896, Bericht über geologische Beobachtungen bei einigen Tertiärvorkommnissen im Innviertel (Oösterr.) und einem Teile von Nieder- und Oberbayern. — Verh. Geol. R. A. Wien.

Thenius, E.: 1949, Gab es im Wiener Becken eine Pikermifauna? — Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., *8*, Wien.

Thenius, E.: 1950, Über den Nachweis von Anchitherium aurelianense im Pannon des Wiener Beckens. — Ebendort, Wien.

Thenius, E.: 1950, Die Säugetierfauna aus den Congerienschichten von Brunn—Vösendorf bei Wien. — Verh. Geol. B. A. Jg. 1948, H. 7/9. Wien. (1950 a).

Tobien, H.: 1938, Über Hipparion-Reste aus der obermiozänen Süßwassermolasse Südwestdeutschlands. — Z. Deutsch. Geol. Ges. *90*, Berlin.

Toula, F.: 1906, Das Gebiß und Reste der Nasenbeine von Rhinoceros (Ceratorhinus) hundaheimensis. — Abh. Geol. R. A. *20*, Wien.

Villalta-Comella, J. F. de & Crusafont-Pairó, M.: 1945, Un Anchitherium en el Pontiense español. Anchitherium sampelayoi nova sp. — Notas y Comun. Inst. geol. y miner. España *14*, Madrid.

Viret, J.: 1945, Sur la coexistence des équides Anchitherium et Hipparion en Europe occidentale. — Bull. Soc. géol. France (5), *15*, Paris.

Wagner, J. C.: 1878, Geologische Skizze des Hausruckgebirges. — Verh. Geol. B. A. Wien.

Wang, K. M.: 1929, Die fossilen Rhinocerotiden des Wiener Beckens. — Mem. Inst. geol. Nation. Res. Inst. China, *7*, Shanghai.

Wurm, A.: 1912, Das Rhinoceros der Sande von Mauer bei Heidelberg. — S. B. Heidelberg. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. B, Heidelberg.

Wurm, A.: 1937, Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unteren Inn und unterer Isar. — N. Jb. f. Miner. usw. Beil. Bd., *78*, Stuttgart.

Zapfe, H.: 1949, Das Metatarsale III von Chalicotherium goldfussi Kaup. — Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., *3*, Wien.

Zapfe, H.: 1949, Die Säugetierfauna aus dem Unterpliozän von Gaiselberg bei Zistersdorf in Niederösterreich. — Jb. Geol. B. A. Wien, Jg. 1948 (1949 a).

Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales

Von **H. P. Cornelius** † und **B. Plöchinger** mit einem Beitrag von **O. Hackl**

(Mit 4 Tafeln IX bis XII und 1 Textabbildung)

Inhalt

Seite

Einleitende Bemerkungen ... 146

Erster Teil: Stratigraphie

I. Schichtglieder ... 149
1. Werfener Schichten, Breccien und Rauhwacken ... 149
2. Gutensteinerkalk-Basisschichten ... 151
3. Gutensteiner Dolomit ... 153
4. Ramsaudolomit ... 154
5. Karnischer Dolomit ... 155
6. Reingrabener Schiefer ... 156
7. Dunkle karnische und norische Kalke ... 156
8. Heller und bunter karnisch-norischer Hallstätter Kalk ... 157
9. Hauptdolomit ... 158
10. Obertriadische Mergelschiefer ... 158
11. Norisch-rhätischer Dachsteinkalk ... 159
12. Kössener Schichten ... 160
13. Bunte Liaskalke ... 160
14. Krinoiden-Plattenkalk (Lias-Dogger [?]) ... 161
15. Oberlias-Dogger Kieselkalk ... 161
16. Strubbergschichten ... 162
17. Hornsteinknollenkalk, Hornsteindolomit und Radiolarit ... 162
18. Oberalmer Schichten ... 162
19. Neokome Schrambach- und Roßfeldschichten ... 163
20. Gosauablagerungen ... 163
21. Quartär ... 163
II. Faziesverband ... 166

Zweiter Teil: Tektonik

I. Einzelbeschreibungen ... 170
1. Paß Lueg bis Lammereck ... 170
2. Umgebung von Kuchlbach-Infangalm ... 171
3. Der Sattelberg ... 173
4. Das Rauhe Sommereck, Wiesergraben ... 174
5. Gehänge südlich Wiesergut, Winkler ... 175
6. Die Furche des Strubbergpasses ... 176
7. Der Vordere Strubberg ... 177
8. Hinterer Strubberg—Arlstein—Trickfall ... 179
9. Höllkar—Efetleck—Luifriedgraben ... 179
10. Schallwand—Gr. Traunstein—Firstsattel—Gelände ober der Quechenbergalm ... 180
11. Quechenbergalm—Spindelmaisalm—Ahornkar ... 185
12. Der Traunsteinsattel und der Untere Traunstein ... 186
13. Die Gegend um die Gsengalm ... 187
14. Schober und Gsenggraben ... 187

15. Die Pailwand 188
16. Die Höhen zwischen Golling und Schwarzen Berg 189
17. Der Gollinger Schwarze Berg 191
18. Die Höhen östlich des Schwarzen Berges 193
II. Gesamtbild 194

Dritter Teil: Strubbergschichten als Manganerzträger

I. Geologische Grundlagen 199
1. Gesteine der Strubbergschichten 200
2. Die Verbreitung der Strubbergschichten 203
3. Das Alter der Strubbergschichten 204
II. Vorkommen der Manganerze 207
1. Die bedeutendsten Manganschiefervorkommen 207
2. Die Genesis der Manganschiefer 213
3. Chemisch-analytische Verfahren und Probleme bei den Manganschiefern des Tennengebirges. Von Oskar Haekl 217
Literaturverzeichnis 223

Liste der Beilagen

1. Geologische Karte vom Teunengebirgs-N-Rand und den Bergen im Bereich des Lammertales 1 : 25.000 und 16 N—S-Profile ..... Tafel IX
2. Die Manganschiefervorkommen der Lammereck-O-Seite und des östlich benachbarten Gebietes ..... Tafel X
3. Die Manganschiefer an der S-Seite des Vorderen Strubberges ..... Tafel XII
4. Tektonik im Bereich Schallwand-Quechenbergalm und die Manganschiefervorkommen Firstsattel-Obere Alm ..... Tafel XI

Einleitende Bemerkungen

In drei Punkten sollte der Arbeit von H. P. Cornelius—B. Plöchinger eine erläuternde Vorbemerkung vorangeschickt werden:

a) Aus dem Nachlaß von H. P. Cornelius wurde ein Manuskript (1945) mit Karte uud Profilen über die Manganerzvorkommen des Tennengebirgs-N-Randes übernommen, da hier ein wirtschaftlich interessantes Objekt von einem erfahrenen Alpengeologen in seinen Grundzügen dargestellt worden war. Wohl stellte sich schon bei der Bearbeitung durch H. P. Cornelius heraus, daß die Manganerze nicht ein unmittelbar gewinnabwerfendes Objekt im Sinne der klassischen Wirtschaftlichkeit sein dürfte. Das Mangan ist jedoch einer jener Rohstoffe, die auf lange Sicht nicht mehr in unbegrenzten Mengen verfügbar sein werden. Von diesem Gesichtspunkt und von dem einer Generalinventur österreichischer Rohstoffe scheint uns das Vorkommen interessant, auch wenn es erst in ein oder zwei Generationen vom Verarbeitungsstandpunkt beachtet werden sollte.

b) Die vorliegende Bearbeitung macht nicht den Versuch, eine bergmännisch abschließende Bewertung zu geben; sie liefert den geologischen Gesamtrahmen für eine solche und hält jene Daten fest, die für eine solche Bewertung gesichert werden müssen.

c) Das nachgelassene Manuskript hat erwiesen, daß ergänzende Beobachtungen im Gelände zur Abrundung sehr erwünscht seien; diese wurden z. T. im schwierigen Terrain in den Sommern 1950/1951 von B. Plöchinger gesammelt und hiebei auch zahlreiche neue Beobachtungen beigebracht.

Um nun einerseits die vorliegende Darstellung nicht uneinheitlich werden zu lassen, anderseits der Beobachtungs- und Deutungsgabe von H. P. Cornelius gerecht zu werden, wurden die Abschnitte Stratigraphie (I) und Lagerstättenkundliches (III) so gestaltet, daß die von Cornelius und Plöchinger beigebrachten Beobachtungen zu einem möglichst einheitlichen Ganzen aneinander gefügt wurden, da es sich hier meist um gleichwertig gesicherte Beobachtungstatsachen handelt. Im Abschnitt Tektonik (II), der mehr als die vorgenannten durch die persönliche Auffassung des Beobachters beeinflußt sein mag, ist auf eine klare Darstellung Wert gelegt, von welchem der Autoren die beigebrachte Auffassung stammt, oder inwieweit eine Auffassung die andere ergänzt oder ihr neben der anderen Platz eingeräumt werden kann.

Im Sinne dieser drei Punkte ist es zu hoffen, daß die vorgelegte Arbeit zu einem früheren oder späteren Zeitpunkt der Allgemeinheit zum Nutzen gereichen möge.

Wien, im April 1952. H. Küpper.

Ein Auftrag, die Manganschiefervorkommen am N-Rand des Tennengebirges zu untersuchen, führte mich im Herbst 1944 in jene Gegend. Dabei stellte sich bald heraus, daß dieselbe auch in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht mancherlei Probleme bietet. Sie wurde zwar schon im Anfangsjahr der Tätigkeit der Geologischen Reichsanstalt einer sehr erfolgreichen Aufnahme durch M. V. Lipold unterzogen, war dies doch eine der Arbeiten, welche die Gliederung des „Alpenkalks" durch den Nachweis des Lias anbahnten. Aber über der weiteren geologischen Erforschung schwebte ein Unstern. Zwar brachten die Begehungen durch Bittner drei Jahrzehnte später eine Fülle neuer wichtiger Beobachtungen, aber gerade in der tektonisch und für die Lagerstätten wichtigsten Frage führten sie auf eine falsche Fährte. Geyer (1886) bringt kaum Neues. Auch Fuggers Arbeit über das Tennengebirge schließt sich eng an Bittner an, der nur in Einzelheiten ergänzt wird. F. F. Hahn sah dann wohl das tektonische Hauptproblem der Gegend, die ihn derart fesselte, daß er ihr eine Spezialaufnahme widmen wollte — eine Absicht, die durch seinen vorzeitigen Tod auf dem Schlachtfelde zunichte wurde. J. Pia hat sich dann eingehend mit dem westlichen Abschnitt befaßt und Bittners stratigraphischen Hauptirrtum richtiggestellt, aber veröffentlicht hat er nichts Abschließendes. O. Sickenberg hat das O-Ende des Tennengebirges einer Neuaufnahme unterzogen, die viele wertvolle Einzelheiten zutage brachte, in der Hanptfrage aber z. T. auf eine falsche Spur führte.

So blieb his heute vieles unklar. Um so mehr bin ich erfreut, daß mich mein Auftrag gerade an den entscheidenden Punkt hinführte: an jenen Zug von schwarzen Schiefern, der unter dem Namen „Strubhergschichten" einerseits eine stratigraphische Besonderheit des Tennengebirges darstellt, anderseits eine einschneidende tektonische Trennung bedingt, wie schon Bittner richtig gesehen hat. So kann ich gerade über diese Randzone Neues mitteilen. Anderseits reichte meine Zeit nicht aus, um auch die weitere Umgebung in die Untersuchung einzuheziehen — von einzelnen, mehr stichprobenartigen Begehungen abgesehen. Die Beschränkung der Fragestellung ergibt sich damit von selbst. Insbesondere war es mir nicht

möglich, mich mit den interessanten Fragen, welche die Hallstätter Triasfazies stellt, näher zu befassen.

Der Kürze halber sei im folgenden das Gebirge von der Zone der Strubbergschichten gegen S (bzw. SW) als „Tennengebirge", die nördliche darüberbewegte Masse als „Lammermasse" bezeichnet. Es entspricht dies allerdings nicht ganz dem geographischen Sprachgebrauch, insofern als die O-Ausläufer des Tennengebirges — der Zug Schallwand—Traunstein—Schober vor allem — damit der Lammermasse zugeteilt sind. Aber derartige Unstimmigkeiten zwischen geologisch-tektonischer und geographischer Abgrenzung lassen sich nun einmal nicht immer vermeiden.

Als topographische Unterlage dienten die Blätter 1 : 25.000 von Golling, Lammeröfen, Abtenau, Bleikogel und Annaberg der neuen österreichischen Karte. Leider sind dieselben lange nicht in dem Maße zuverlässig, als sie schön aussehen. Namentlich bei der Darstellung der Karrengebiete haben die Topographen z. T. in üppiger Weise ihrer Phantasie die Zügel schießen lassen. Aber auch sonst gibt es vielfach größere Unstimmigkeiten. Auf eine Anzahl solcher wird in Fußnoten aufmerksam gemacht werden. Für eine geologische Detailbeschreibung sehr lästig ist auch die vielfach geübte Sparsamkeit mit der Eintragung von Namen. So ließ sich in manchen Fällen nicht vermeiden, solche zu gebrauchen, die man auf der Karte nicht findet.

Frühjahr 1945. H. P. Cornelius.

Im Frühjahr 1950 wurde mir der Auftrag zuteil, eine von H. P. Cornelius begonnene Kartierungsarbeit, die im wesentlichen den Verlauf der Strubbergschichten am Tennengebirgs-N-Rand beinhaltet, fortzusetzen, Karte, Profile und Manuskript dieses Forschers zu ergänzen und weiter auszubauen. Neben diesen von H. P. Cornelius gegebenen Grundlagen boten die Aufzeichnungen von J. Pia (1924), die von O. Sickenberg (1926) publizierte Arbeit über das O-Ende des Tennengebirges und die unveröffentlichte Dissertation von E. Dolak (1948) über die westliche Lammermasse die wertvollsten Stützen.

Die Fortführung der Aufnahme auf den Blättern 1 : 25.000 erfolgte in den Sommermonaten 1950 und 1951. Von der Erweiterung der Kartierung wurden die Bereiche sämtlicher tiefjuvavischer Schollen südlich und nördlich des Lammerlaufes und das Bereich des Schwarzen Berges erfaßt, sowie das Gelände Schallwand—Quechenbergalm—Spindelmaisalm im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen. Besonderes Augenmerk ist dabei der Schaffung einer möglichst fossilfundierten Stratigraphie geschenkt worden.

Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn schulde ich Dank für seine Fossilbestimmungen; sie werden im Text jeweils vermerkt. Die übrigen Bestimmungen habe ich selbst durchgeführt.

Im Zusammenhang mit der Aufklärung der Geologie der längs des Tennengebirgs-N-Randes auftretenden manganerzführenden Zone in den Strubbergschichten wurden die systematisch ober- und untertags entnommenen Manganschieferproben zur Analyse an das Chemische Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt gesandt. Herr Hofrat Bergrat Dr. O. Hackl bereicherte die Arbeit um einen Beitrag, der sich mit den dabei erstandenen Fragen auseinandersetzt.

März 1952. B. Plöchinger.

Erster Teil: Stratigraphie

I. Schichtglieder

1. Werfener Schichten, Breccien und Rauhwacken

Vorwiegend rote und grüne aber auch andersfarbige Tonschiefer mit meist reichlich eingestreuten Glimmerblättchen und feinkörnige Sandsteine, welche im Vergleich zu mir genauer bekannten östlicheren Gebieten hier — wenigstens in der Lammermasse — merklich gegenüber den Tonschiefern in den Vordergrund treten. Im Hangendteil Einlagerungen unreiner Kalke und Rauhwacken, nicht durchlaufend, sondern sporadisch.

An einzelnen Aufschlüssen sind hervorzuheben: a) Die fast zusammenhängend anstehenden, vorwiegend dünngeschichteten roten Sandsteine in dem Graben der vom Hochsattelgut zwischen den beiden Strubbergen [1]) zu dem Becken nördlich Unterberg herabzieht. Dieselben scheinen bisher ganz unbekannt geblieben zu sein. Pia (1924, S. 93) schreibt sogar ausdrücklich bezüglich der Werfener Schichten, deren Schotter die Ebene von Unterberg bedeckt: „Anstehendes ist aber nirgends zu sehen". b) Das Vorkommen von Kuchlbach, welches bei Fugger (S. 424) mehr mangelhaft beschrieben und auf der Karte am unrichtigen Orte eingetragen ist. Dort wo sie diese (Blatt Hallein—Berchtesgaden) angibt, an der Felsschwelle, die das Becken von Kuchlbach vom Lammertal scheidet, gibt es Werfener Schichten nämlich nur in Gestalt von Geröllen, die aus einem quartären Konglomerat ausgewittert sind. Dagegen bilden sie auf fast $\frac{1}{2}$ *km* Breite den Westrand des Beckens von Kuchlbach, am Ostfluß des Lammerecks. Es sind größtenteils grüne oder (stark verwittert) braune, glimmerreiche Sandsteine, welche die Wiesen am Gehängefuß bedecken und sich auch darüber in den Wald hinauf ein Stück weit verfolgen lassen. Anstehend sind sie jedoch nicht sichtbar.

Im Bereich nördlich der Lammer ist zuerst das Vorkommen der bunten Werfener Schichten nördlich von Hinterkellau his nahe zum Haarecker und am O- und NO-Rand des Schwarzen Berges zu nennen. Ein Aufschluß 500 *m* östlich des Gehöftes Hinterkellau, am N-Hang der Erhebung 690 zeigt: 1 *m* mächtige, graue, feinglimmerige Tonschiefer, darüber 70 *cm* mürbe, graue Sandsteinplatten reich an Myophorienabdrücken, wechsellagernd mit grauen und rötlichbraunen Mergelschiefern; darüber 2 *m* dünne Mergellagen und teils bunte Mürbsandsteinplatten mit zahlreichen Muschelabdrücken.

Bei den Gehöften Reiter und Kleinreiter, nördlich von Unterscheffau, wird Gips abgebaut. Im ersteren Fall ist es ein saiger stehender Klotz eines durch Ton verunreinigten Gipses und Anhydrites. Die Gipsscholle Grubbach [2]) (vgl. W. E. Petraschek [1947]) liegt mit dem umgebenden Haselgebirge dem Neokom der Weitenau auf. Das Haselgebirgsvorkommen besitzt ein Ausmaß von über 1 *km* Länge und einige 100 *m* Breite. Rein weißer Alabastergips liegt in jenem Gipsstock vor. Auch sind dieser juvavischen Deckscholle weitere verstreute Haselgebirgsvorkommen zuzurechnen, so z. B. am Kertererbach östlich Strubau. Bei einer Brunnenbohrung wurde gipsreiches Haselgebirge nahe der Grabenmühle angefahren. Die neu angelegte Straße zum Gipsbruch Moldan bei Grubach schließt knapp vor der 2. Mühle nach dem Gipswerk Grabenmühle auf wenige Meter Haselgebirge auf. Endlich ist Haselgebirge auch in größerer Flächenerstreckung westlich des Wirtshauses Grubach anzutreffen.

Am Vordern und Hinteren Strubberg treten bunte Werfener Schiefer mit Liegenden Quarzitbänken auf. Das dunkelrote bis graugrüne Gestein weist an den in Schichtflächen mehrererorts Rippelmarken auf und beinhaltet Myophorien- und Myacitenabdrücke, ferner zentimeter- bis millimeterbreite, verästelte Kriechspuren. Senkrecht zur Schichtung werden sie häufig von kalziterfüllten Grabgängen durchadert.

Die sandigen dunkelroten Werfener Schiefer des Hochsattelgutes zeigen u. d. M. eine äußerst feine Körnung. Sie besitzen in einem Blickfeld zirka 80% Quarz, 10% serizitisierte, unbestimmbare Grundmasse, 5% Muskowit in Paralleltextur und etwa ebensoviel Erz.

Die Wechsellagerung von bunten Werfener Schichten mit den Gutensteinerkalk-Basisschichten ist am Steg nahe der Aubachmündung ersichtlich, aber auch an mehreren anderen

---

[1]) Auf der Karte 1 : 25.000 ist der Hinterstrubberg einfach als „Strubberg" bezeichnet. Der Name des Vorderstrubbergs fehlt ganz. Einer Kuppe seines langgestreckten Rückens ist „Roadberg" beigeschrieben. Auch der Name des Strubbergpasses (alter Übergang östlich Scheffau—Abtenau) fehlt.

[2]) Auf der geologischen Karte, Tafel IX, Gipslager Nr. 1.

Stellen an der O- und W-Seite des Vorderen Strubberges. Schiefrige Quarzite mit feinen Glimmer- und Chloritblättchen auf den Schichtflächen sind besonders in den basalen Partien weit verbreitet. Im allgemeinen sind die bunten Werfener Schichten auf Grund ihrer Weichheit verquält und von Quarzadern und Kalzitadern durchzogen.

An der Mündung des Rettenbaches in die Lammer sind es fossilführende, glänzende, sehr feinglimmerig-schieferige Gesteine und bis ½ *m* mächtige, bunte Quarzitbänke, von welchen ab man längs der Straße ein zusammenhängendes Profil über die Gutensteinerkalk-Basisschichten bis zu den Gutensteiner Dolomiten erhält. Gegen das Hangende der Werfener Schichten wechselt oftmals ein mehr oder weniger mürbes, schieferiges Gestein mit einem quarzitischen ab (Gervillienhorizont). Die Quarzite treten, da sie von kompakterer Konsistenz sind als die glimmerreichen, schiefrigen Schichten in Form zerrissener Schollen und Quetschlinsen in diesen auf. Glänzende, weiche Schiefertone begleiten den Saum. Erst zirka 250 *m* östlich der Rettenbachmündung steht bei umgekehrt proportionalem Verhältnis eine Abnahme des Glimmergehaltes der Anreicherung von Kalzit im quarzitischen Gestein gegenüber. Alsbald stellen sich gegen das Hangende hellgraue, dichte und dünnbankige Mergelkalkbänke und dunkle, sandige Lagen ein. Zwischengeschaltete dunkelgraue Bänke eines dunkelgrauen sandigen Kalkes sind mürbe, schiefrig, zeigen teils eine schalige Absonderung und enthalten undeutliche Reste der *Naticella costata* Wissm. Diese Schichten gehen nun in die dolomitischen Gutensteinerkalk-Basisschichten über. Die obere Grenze jener Quarzite, die als „Werfener Hangendquarzite" auf der Skizze S. 193 kenntlich gemacht wird, ist im Aufschluß 100 *m* westlich des Aubaches, nahe der Brücke, anzugeben. Am rechten Ufer der Lammer ist besonders schön zu sehen, wie die 40—50 *m* mächtige Quarzitgruppe wenige Meter westlich der Brücke von den Gutensteinerkalk-Basisschichten abgelöst wird. Dunkelgrauer oder hellgrauer, reiner Quarzit wird hier von einem flaserigen, muschelig brechenden, blaugrünen, kieselsäurereichen Kalk überlagert.

An der Mündung des Aubaches ist in den Basisschichten noch eine 1 *m* mächtige, grüne Toneinschaltung vorhanden. Auch weiterhin verweisen dunkle, schieferige Lagen und Kalkbänke darauf, daß man sich im Niveau der Gutensteinerkalk-Basisschichten befindet. Die längs dieses Profils gut abschätzbare Mächtigkeit der Werfener Schichten beträgt an die 200 *m*.

Lammeraufwärts folgt ein Bereich, in dem Haselgebirge und Gips eine größere Verbreitung findet. Als Basis der Hallstätter Schollen südlich und südöstlich von Abtenau und an der Dolomitscholle am Radochsberg stellen sich wieder Werfener Schichten ein. So reihen sich nördlich von Zehenthof, im Bereich zwischen Webing und Hallberg, eine Anzahl durch die Auslaugung von Salz entstandener, teils wassererfüllter Einsturztrichter aneinander. Auf diese Weise entstand auch nördlich vom Gfatterhof eine geräumige Auslaugungshöhle. Der Höhleneingang zeigt im Gips wilde Verfaltungen mit im Streichen verlaufenden Achsen. Die Höhle selbst stellt einen in O—W-Richtung, im Gesteinsstreichen verlaufenden Hohlraum von etwa 80 *m* Länge, 20 *m* Breite und durchschnittlich 1 *m* Höhe dar [1]).

Das ganze Bereich des Rigaus kann für zukünftige Gipsabbaue als höffig betrachtet werden. Zwischen Zehenthof und Hinterstein, wo am rechten Ufer der Lammer das Haselgebirge unter der Schotterbedeckung zutage tritt, wurde vorübergehend reiner Alabastergips abgebaut [2]).

100 *m* nach dem Zusammenfluß der beiden vom Hall- und Kropfhof kommenden Bäche, westlich von Hallberg, liegt am linken Ufer ein zirka 10 *m* hoher, 30 *m* langer Gipsstock mit relativ reinem Material. Ton, Limonit und Werfener Schiefer, die sonst allgemein den Gips stark verunreinigen, treten hier zurück. Bei dem Haselgebirgsvorkommen, das die Lammer nordwestlich von Abtenau in einer 10—20 *m* hohen Wand bloßlegt, sind weiße und rote Gips- und feuerrote Anhydritbänder dem grauen und dunkelroten Haselgebirge eingeschaltet.

Westlich von Digruh, oberhalb des Gehöftes Neudegg, finden sich in den Werfener Schichten Nester von Eisenspat. Sie wurden einst bergmännisch abgebaut. In vereinzelten Mugeln treten die vererzten Partien aus den Werfener Schichten hervor. Häufig weisen sie eine braune oder ockerrote Verwitterungsrinde auf und besitzen stellenweise einen Anflug von Eisenglanztäfelchen (E. Fugger [1878]).

---

[1]) Herrn Dr. H. Trimmel, Wien und Herrn H. Dasch, Abtenau verdankt Plöchinger die Führung in dieser Gipshöhle.

[2]) Die Gipslager bei Ober Scheffau besitzen auf der geologischen Karte (Tafel IX) die Nummern 2 und 3, jene im Bereich des Rigaus die Nummern 4, 5 und 6.

Nördlich vom Unteren Traunstein treten grünlichgraue Werfener Quarzite an die Stelle der bunten Schichten. Ihr Mineralbestand weist in einem mikroskopischen Blickfeld 55% größere gerundete Quarze in einer zerriebenen, chloritisierten Grundmasse (40%) auf; ferner 3% Erz, 2% Muskowit, Turmalin und Zirkon.

Als Rauhwacke, bzw. Rauhwackenbreccie sind die gelblichen, porösen Kalklagen anzusehen, die den Gutensteiner Dolomit des Sulzenkopfes in O—W-Richtung unterteilen. Rauhwacken und Breccien stauen sich nördlich des Unteren Traunstein und in erheblicher Mächtigkeit südlich der Gsengalm. In einer braunen, schaumig-porösen, kalkigen, teils kieseligen Grundmasse finden sich vereinzelt grüne Werfener Quarzitgerölle, häufig jedoch kantiger Grus eines dunklen sandigen Kalkes. Kleine Partien roten Haselgebirges, einer tektonischen Breccie dunklen Kalkes und einer braunen, kieseligen, feinbrecciösen Rauhwacke begleiten juvavische Dolomitschollen, die am Firstsattel den Strubbergschiefern eingekeilt sind. Eine der Gsengalmbreccie gleichwertige Breccie trennt in einem bis 10 *m* mächtigen Band die Dachsteinkalkmasse des Gr. Traunstein von den Gesteinszügen nordwestlich der Quechenbergalm.

2. Gutensteinerkalk-Basisschichten (tieferer anisischer Horizont)

Der Gutensteiner Kalk beginnt über den Werfener Schichten sehr oft mit einem charakteristischen Grenzhorizont: kalkige bis dolomitische Bänke von der gewöhnlichen Beschaffenheit, welche mit Lagen von vorzugsweise grauen Tonschiefern wechseln. Von den Strubbergschiefern, mit denen sie insbesondere Fugger — mit einigen Zweifeln aber auch schon Bittner (1884) (Fußnote 2, S. 82) — zusammenwarf, sind sie durch etwas hellere Farbe (von der Art des Auftretens ganz abgesehen!) gut unterscheidbar. Nur dort wo sie tektonisch stark beansprucht, schwarz, feinblättrig, z. T. serizitisch werden, können sie ihnen sehr ähnlich werden.

Wegen der genannten folgenschweren Verwechslung muß ich die einzelnen, mir bekannt gewordenen Vorkommen dieses Grenzhorizontes hier kurz beschreiben:

a) An der Straße Oberscheffau—Voglau, nordöstlich von der Mündung des Rettenbaches in die Lammer befinden sich die schon von Bittner (1884a), S. 81 und Pia (1924), S. 91—92 beschriebenen, sehr guten Aufschlüsse [1]).

b) Nordwestlich vom Hochsattelgut finden sich die gleichen Schichten in dem überkippten NO-Flügel der Synklinale des Vorderen Strubberges. Am Weg beobachtet man zunächst grüne Werfener Tonschiefer und braune, glimmerreiche Sandsteine. In dem größeren Graben, den der Weg quert, stellen sich zunächst dunkelgraue Mergelkalkbänke dazwischen ein, dann folgen Bänke typischen dunkelgrauen Gutensteiner Dolomits mit Lagen von dunkelgrauem, vielfach etwas glimmerführenden Tonschiefer wechselnd. Die Lagerung ist außerordentlich gestört, daher keine Angaben über Mächtigkeit möglich. Oberhalb der Quelle über dem Waldrand, mit welcher der Graben beginnt, stehen abermals Werfener (Verwerfung!) an.

c) SO-Ende des Vorderstrubberges. In einem Wasserriß auf der Wiese westlich über dem Gehöft Rocher ist in dünnschichtigem Gutensteiner Kalk mit schwarzen Hornsteinknauern eine verdrückte Lage von schwarzen Schiefern. Ob die Werfener Schiefer anstehen, die man auf der Wiese nordöstlich davon neben Moränenmaterial findet, ist allerdings zweifelhaft. An dem Weg, der vom Rocher gegen NW aufwärts — Richtung Hochsattelgut — führt, kommen bei etwa 820—830 *m* massenhaft schwarze, verdrückte Schiefer herab. Sie stehen oberhalb in einer Runse an, senkrecht, 5—6 *m* mächtig, beiderseits eingefaßt von Gutensteiner Dolomit. Auf der S-Seite ist er ganz durchwoben mit erhaben herauswitternden, orangefarbenen, kieseligen Schnüren. Geht man auf dem zuvor genannten Weg weiter, so trifft man alsbald auf Werfener Schichten. Der genannte Aufschluß dürfte deshalb wohl auch unserer Grenzzone angehören, freilich stark tektonisch umgestaltet sein.

d) Am Weg von Road gegen den Strubbergsattel trifft man im Walde, etwa ½ *km* nordwestlich von P. 701 auf der SW-Seite flach NW-fallenden Gutensteiner Kalk mit Schieferlagen. Gleich darauf, wo der Weg auf die Wiesen heraustritt, streicht der Kalk in senkrechter Stellung über denselben. Die Tonschieferlagen verraten sich durch reichliche Lehmbildung. Gegen S folgen sogleich Werfener Schichten (Lesesteine!).

---

[1]) Den Gutensteinerkalk-Basisschichten entstammt hier nach Bittner (1884) ein Monophyllitenrest. Er sollte das Alter der nach seiner Meinung mit diesen Schichten identen Strubbergschichten sicherstellen.

e) Efetleck. Während am Arlstein, der den Hinteren Strubberg tektonisch gegen SO fortsetzt, die Grenzschichten nicht bekannt geworden sind, treten sie jenseits des Talbodens von Au im Efetleck wieder auf, dessen Tektonik allerdings nicht einfach ist. Und zwar einerseits am SW-Rand des dortigen Gutensteiner Kalks, in dem tiefen Graben, etwa 300 *m* nordnordöstlich vom Höllkar, sieht man diesen in dünnen Schichten mit grauen Tonschiefern wechsellagern. Folgt man der südlichen Verzweigung des Grabens bis zur Quelle bei rund 900 *m*, so trifft man auch Werfener Schichten in dem Gutensteiner Kalk (der darunter unzweifelhaft ansteht) eingekeilt. Der Zusammenhang mit jenen Grenzschichten ist allerdings nicht klar. Anderseits sieht man die gleiche Wechsellagerung — wobei die Tonschiefer meist wesentlich mächtiger sind als bei Kalklagen auf dem Kamm vom Efetleck (1087 *m*) gegen N abwärts — besonders in der steil abfallenden W-Flanke, in flacher Lage. Auch hier ist der Zusammenhang mit Werfener Schichten nicht unmittelbar zu sehen, wenn solche auch etwas weiter abwärts das Gehänge bedecken.

f) Traunsteinsattel. In der wilden Verschuppungszone auf der W-Seite des Sattels zwischen Großen und Unteren Traunstein, u. zw. gegen N anschließend an jeden der beiden Keile verdrückter Werfener Schichten in der nördlichen Schlucht, treten unsere Basisschichten ebenfalls auf. Auch sie sind stark verdrückt, die Kalklagen vielfach in Linsen zerrissen. Immerhin werden die Schichten insgesamt noch bis einige Meter mächtig.

g) Schober-S-Seite. Am Fuß des Felsens bei rund 1450 *m*, etwa 400 *m* nordöstlich der Gwechenberg-Alm, wo sich Gutensteiner Kalk mit mittlerem Einfallen gegen NO über indifferenten hellen Dolomit legt, treten zwischen den Schichten des ersteren dünne Lagen schwarzer, stark gepreßter Schiefer auf. Daß es sich auch hier um unseren Grenzhorizont handelt, wird dadurch wahrscheinlich, daß in der Fortsetzung gegen NW und ebenso auf den Wiesen unterhalb des Aufschlusses Werfener Schichten unter dem Gutensteiner Kalk auftreten. Sickenberg (S. 115) beschreibt ähnliches vom Schober, wo dieser Grenzhorizont anscheinend in größerer Verbreitung auftritt.

h) In dem zweiten großen Graben westlich der Gwechenbergalm, der den Gutensteinerkalkzug K. 1740—K. 1516 gegen SW begrenzt, finden sich an einer Stelle südlich K. 1670 ebenfalls die dunklen Schieferlagen. Sie sind hier ungemein verdrückt, schwach serizitisch glänzend. Als Besonderheit enthalten sie stellenweise Krinoidenstielglieder. Ein Zusammenhang mit Werfener Schichten ist hier nicht sichtbar, doch ist dieser möglicherweise unter Schutt und Pflanzendecke vorhanden.

Alle angeführten Vorkommen gehören der Lammermasse an. In ihr bildet das Auftreten dieser Grenzschichten geradezu die Regel — mindestens im südlichen Teil. Wo sie hier fehlen — z. B. in der Gegend der Gsengalm — ist man versucht, dies auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, zumal sie ja in der unmittelbaren Nachbarschaft, am Traunsteinsattel (s. oben) vorhanden sind. An der Pailwand dagegen mögen sie vielleicht primär fehlen. Nach Fugger, S. 380, scheinen ähnliche Einlagerungen [1]) aber auch in der normalen Serie des Tennengebirges (Gegend von Werfen) vorzukommen.

Im übrigen zeigt der Gutensteiner Kalk Typen, welche in die sonst übliche Variationsbreite dieser Schichtglieder durchaus hineinfallen: Er ist vorwiegend gut und meist ziemlich dünn geschichtet, oft mit etwas gewellten Schichtflächen und mehr oder minder dunkel gefärbt. So dunkle Färbung, wie sie in den Mürztaler Alpen häufig ist, sucht man freilich vergeblich. Auch die verbreiteten, grell bis dunkelroten Ablösungen fehlen und die Durchäderung mit Calzitt tritt zurück. Eine unvergleichlich größere Rolle als dort spielt dagegen der Hornstein, der von einzelnen Knollen bis zu ganzen Lagen auftritt. U. zw. liegen hornsteinreiche und -freie Gesteinsausbildungen unmittelbar nebeneinander. Da erstere auch an Stellen auftreten, an denen über die stratigraphische Stellung kein Zweifel möglich ist, z. B. Strubberg-SO-Fuß (siehe oben) oder am Schober, nicht weit oberhalb der Werfener Schichten, am SW-Eck, ist es nicht angebracht, auf den Hornsteingehalt hin Vorkommen in schwieriger zu deutender Lage vom Gutensteiner Kalk abzutrennen (Sickenberg, S. 92).

Wie H. P. Cornelius, so haltet auch Plöchinger die Gutensteinerkalk-Basisschichten strenge von den Strubbergschichten auseinander, kann aber die unter g und h genannten Vorkommen nicht den erstgenannten zurechnen. Am SW-Fuß des Schober gehören die dunklen, dünnbankigen Kalke nach ihren faziellen Eigenschaften und ihrer Fossilführung den Pedatakalken zu (S. 157). Die unter Punkt h angeführten Schiefer werden nicht zu den Basisschichten, sondern zu den Strubbergschiefern gezählt, auch deshalb, weil der dunkle Kalk von K. 1740 bis K. 1516, mit dem die Schiefer wechsellagern, nicht wie oben für Gutensteiner Kalk, sondern für Jurakalk angesehen werden muß (S. 161).

---

[1]) Dort fälschlich Strubbergschiefer geheißen.

Damit erübrigt sich auch die Zuzählung der unter „h" genannten Gesteine zur juvavischen Lammermasse.

Den eingangs zur Aufzählung gelangten Vorkommen von Gutensteinerkalk-Basisschichten können noch folgende hinzugefügt werden:

1. Lammereck-S-Seite. Auch hier handelt es sich um dünnbankige Kalke mit Schieferzwischenlagen. Sie lagern den Struhbergschiefern der Zimmerau auf.

2. Südlich der Lammerbrücke bei Kuchlbach. Es sind SW-fallende Basisschichten, die mit Spuren von Werfener Schichten die Basis einer kleinen, dem Lammereck im O vorgelagerten Schuppe bilden.

3. W-Seite des Sattelberges. Nördlich der Elektrizitätsanlage Kuchlbach sind auf kurzer Strecke die Basisschichten aufgeschlossen. Größtenteils sind sie von Glazialschottern überlagert.

4. Wie unter Punkt c und d Vorkommen an der W- und SO-Seite des Vorderen Strubberges aufgezeigt wurden, so lassen sich auch an der gesamten W-Seite fast durchlaufend diese Schichten beobachten. Sie finden sich u. a. an der Straße westlich der Ascheralm, am Gehänge westlich des Rettenbachgrabens, am Weg vom Hochsattelgut zum Roadberggipfel. Immer wieder trifft man dabei auf Zwischenschaltungen von Werfener Schichten.

5. S-Seite des Schilchkogels. Es handelt sich hier um die in breiter Zone nördlich fortstreichenden Basisschichten des Hinteren Strubberges. Da wie dort befinden sie sich im Liegenden der Gutensteiner Dolomite und im Hangenden der Werfener Quarzite.

6. Am Sulzenkopf. Nur im geringeren Maße treten vereinzelt Basisschichten unter der Glazialbedeckung heraus. Die Karte wurde dort abgedeckt gezeichnet, wo die Unterlage sicher erschien. Die Halobienschiefer Sickenbergs nördlich des unteren Traunstein, unter der Jagdhütte bei zirka 1000 *m* Höhe, werden nun ebenso für jene Grenzschichten gehalten.

7. Gsenggrabenschuppe und Schober-W-Flanke. Am Weg südlich Hedegg findet man sie im Wald von Dolomitbänken überlagert, als Basis der Gsenggrabenschuppe.

Auf der Karte von E. Dolak (1948) ist im Gegensatz zur Fuggerschen Karte (1905) — die sehr zu Unrecht die ganze Hallstätter Schollenmasse als Muschelkalk bezeichnet — kein Anis ausgeschieden. In Anbetracht der Unkenntnis jener Basisschichten glauben Dolak wie auch Pia (1924) und E. Spengler (1942) nicht an die Existenz jenes Niveaus.

In Anbetracht der Wichtigkeit jener Vorkommen ist nun, trotzdem keine neue fossilfundierte Altersbestimmung vorliegt, die Ausscheidung der Gutensteinerkalk-Basisschichten auf der Karte vorgenommen worden. Es wird dadurch beigetragen, dem Leser der Karte umso schnelleren Einblick in den tektonischen Bau der Lammermasse zu geben. Auch besteht kein Hindernis, diese durch Schieferzwischenlagen und Kalkgehalt leicht erkennbare Zone von den dolomitischen Schichten des höheren anisischen Niveaus zu trennen.

3. Gutensteiner Dolomit (höherer anisischer Horizont)

Es ist ein undeutlich gebankter, dunkelgrauer Dolomit mit weißen, bzw. auch gelblichen Tonbestegen [1]). Gegen das Hangende tritt eine Entfärbung ein; die Dolomite werden heller und gehen damit zum Ramsaudolomit über. Mit maximal zirka 200 *m* Mächtigkeit nehmen sie in der westlichen Lammermasse den größten Teil anisischen Gesteins ein Sie bilden den steilen NO-Abbruch des Lammereck und in ebenso zirka 150 *m* Mächtigkeit die WNW-streichende Erhebung der K. 701 an der S-Seite des Berges. Ferner sind sie am NO-Fuß des Sattelberges in zirka 100 *m* Mächtigkeit entwickelt. Dolomite, die ebenso durch dunklere Färbung und teilweise auch durch gute Bankung ausgezeichnet sind, erreichen am Vorderen und Hinteren Strubberg eine Mächtigkeit von wahrscheinlich über 150 *m*. Auch hier ist ihre stratigraphische Stellung durch die Lagerung zwischen den Basisschichten und dem Ramsaudolomit festgelegt. Durch die völlige Dolomitisierung tritt die Bankung fast vollends zurück.

Im Bereich der östlichen Lammermasse sind zum anisischen Dolomit die Vorkommen am Sulzenkopf, an der Nebelgasse, kleine Keile in den Strubbergschiefern des Firstsattels,

---

[1]) Bei dem gemeinsamen Auftreten von kalkigen und dolomitischen Lagen wird man an Pias Vorschlag erinnert, für Gutensteiner Kalk und Dolomit den gemeinsamen Namen „Felser" anzuwenden. Im Bereich der Lammermasse erübrigt sich aber eine derartige Zusammenfassung, da der kalkige, tiefere Horizont wegen der bezeichnenden Schieferzwischenlagen als Gutensteinerkalk-Basisschichten ausgeschieden werden konnte.

Schollen nordwestlich und westlich der Pailwand, ferner ein Teil der Gsenggrabenschuppe und des Schobersockels zu rechnen. An den beiden letztgenannten Vorkommen ist die Überführung zum ladinischen Niveau auf Grund des oft anhaltenden Pigmentgehaltes nicht überall leicht zu erkennen.

Als Besonderheit sind die Krinoidenbreccien im Gutensteiner Dolomit des Arlstein anzuführen, wie sie gegenüber vom Walcher zu finden sind (siehe Bittner [1887]).

Am Fuße des Gollinger Schwarzen Berges sind die zirka bis 80 *m* mächtigen Dolomite nördlich von Lehngries und am Ausgang der Lammeröfen bis westlich des Steinbruches bei Fürspanner dem anisischen Niveau zuzurechnen. Eine eigenartig kalkige, hellgraue Fazies mit dunklen, spätigen Adern und Linsen besitzt der Dolomit der isolierten Höhe 703 und im Steinbruch der K. 513 am Lammeröfen-Ausgang.

4. Ramsaudolomit

Im Manuskript von H. P. Cornelius sind die Dolomite, die am Lammereck und am Vorderen Strubberg den Gutensteiner Dolomit überlagern, als indifferent bezeichnet worden. Gegenüber dem erfahrenen Stratigraphen Pia, der seine Hallstätter Serie hier mit den karnischen Gesteinen beginnen läßt, sollte die Frage nach der Stellung dieser Dolomite einer späteren, weiter ausholenden Kartierung vorbehalten werden. Angeregt durch die im Manuskript von Cornelius zum Ausdruck gebrachte Vermutung, daß es sich um Ramsaudolomit handelt und der Kartierung von E. Dolak, die im N des Sattelberges und in einem schmalen Band auch an der W-Seite des Vorderen Strubberges Ramsaudolomit aufzeigt, blieb die Diploporensuche nicht erfolglos: Die Gattung *Diplopora* ließ sich an mehreren Stellen nachweisen und somit auch die Vertretung der Mitteltrias in den Hallstätter Schollen der unteren Lammer.

Maßgebend für Pias obige Meinung war zunächst der Fund von Halorellen in einem dunklen Kalk mit Hornstein auf der S-Seite des Vorderen Strubberges. Da aber auch der anstoßende Dolomit Ausschnitte von Brachiopoden erkennen ließ, wurde auch dieser nicht als anisisch, sondern als norisch (oder karnisch?) betrachtet.

Der brachiopodenreiche Dolomit ist zwar nicht wiedergefunden worden, doch ist von fast allen Schollen der Lammermasse ein karnischer Dolomit bekannt, der hangend allmählich zu dunklem karnischen Kalk überführt. Der Fund Pias (1924, S. 95) ist demnach ohne weiteres als möglich hinzustellen, konnte aber natürlich noch nicht das Alter aller Liegenddolomite angeben.

In hellen zuckerkörnigen Dolomiten mit kleinstückeligem Zerfall fanden sich an der O-Seite des Vorderen Strubberges am Weg vom Hochsattelgut zur Holzwehralm in zirka 1100 *m* Höhe Auswitterungen der Gattung *Diplopora*. Diploporendolomite sind mehrfach auch an der W-Seite des Vorderen Strubberges steil ONO-fallend anzutreffen. Sie streichen hier auf zirka 2 *km* Länge in WNW-Richtung und besitzen die Mächtigkeit von 30—50 *m*. Im Vergleich mit dem von F. F. Hahn 1913, Tafel XV, aufgestellten Säulenprofil der reinen Hallstätter Entwicklung im Bereich Dietrichhörndl—Gerhardstein, wo der anisoladinische Dolomit wenig über 300 *m* besitzt, ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit der hier an der Lammermasse behandelten Gesteinsfolge. Kaum wird hier die oben angeführte Mächtigkeit in einem Profil überschritten.

Ganz beachtlich ist die Ausdehnung des Diploporendolomitvorkommens im Hangenden des anisischen Dolomites am Hinteren Strubberg. Sonderbarerweise fand bisher diese weiße Dolomitpartie noch keine Erwähnung. Pia stellte 1924 (S. 95) die Dolomite des Vorderen Strubberg zur Gänze ins Karn. Dem Hinteren Strubberg wurde eine Gesteinsfolge vom Skyth bis ins Ladin zuerkannt. Er sollte die Fazies der Reiteralmdecke, der Vordere Strubberg jene der Hallstätter Decke vertreten. Ob diese Ansicht zurecht beteht oder nicht, wird sich noch ergeben (S. 179); in fazieller Hinsicht bestehen jedenfalls keine nennenswerten Unterschiede. Eine auffallend mächtigere Ausbildung der anisoladinischen Stufe, die für die Zugehörigkeit zur hochjuvavischen Einheit sprechen würde, liegt nicht vor.

Der Arlstein stellt tektonisch wie morphologisch die Fortsetzung des Hinteren Strubberges dar. Die anisoladinischen Schichten streichen in ihm weiter. Westlich vom Walcher treten die encrinitenreichen, kalkigen Gutensteiner Dolomite an die Stelle des Ramsaudolomites und weisen somit auf das Herausheben der Scholle im südlichen Abschnitt hin. Die Diploporendolomite des Unteren Traunstein und der Gsengalm wurden zuerst von Sickenberg (1926, S. 101), dann auch von Cornelius (S. 186) ins Ladin gestellt. Sickenberg vermutet mit Recht, daß sich am Bau des Unteren Traunstein anisische Dolomite beteiligen. Sein Fund von

Diplopora annulata Schafh.

brachte zuerst den paläontologischen Nachweis des Ladins, das an der Gsengalm im weiten Umkreis aufgeschlossen ist. Neben jener Form wurde nunmehr auch

Teutloporella herculea Stopp.

nachgewiesen. Die sehr luckige Form besitzt Keulen, die sich gegen oben schwach erweitern und einen Schalendurchmesser von max. 5·5 *mm* und einen Hohlraumdurchmesser von max. 4 *mm* (= rund 73%). Daneben liegt eine *Teutloporella* mit einem Schalendurchmesser von max. 7·2 *mm* und einen Innendurchmesser von max. 5·7 *mm* (= rund 79%).

Die Diploporen, die Sickenberg (S. 102) am Weg zur N-Seite der Sohober gefunden hat, dürften einem Gestein entstammen, das dem Dolomit der Gsengalm angehört, nicht aber dem Schober [1]). Trotzdem ist es auch meine Ansicht, daß am Schober ladinische Diploporendolomite vorhanden sind. Wegen des größeren Bitumengehaltes sind sie hier schwer von den übrigen Dolomiten trennbar. Kleinere helle Dolomiteinschaltungen finden sich häufig. Nur die S-Seite weist eine größere Partie weißen Dolomits auf. Auf der Karte wurde hier deshalb, gleich wie an der dem Schober im NO vorgelagerten „Gsenggrabenschuppe", der anisische mit dem ladinischen Dolomit zusammengefaßt.

Reich diploporenführend sind die zuckerkörnigen Dolomite an der Spindelmaisalm. Leider läßt der schlechte Erhaltungszustand keine Bestimmung zu. Trotzdem sind sie von großem Wert. Sie vereinfachen die Klärung des Bauplanes am östlichen Tennengebirge.

Im Bereich des Gollinger Schwarzen Berges bildet der Ramsaudolomit den wesentlichsten Baustein; er erreicht dort eine Mächtigkeit von rund 200 *m*.

5. Karnischer Dolomit

Hiezu kann im Tennengebirgs-Tirolikum nur der Dolomit südlich der Quechenbergalm gestellt werden, der sich östlich der K. 1670 bis zur K. 1034, nördlich der Spindelmaisalm, erstreckt. Weiters der Dolomit an der N-Seite des Ahornkars [2]), der auf Grund kieseliger Auswitterungen und vereinzelter Hornsteinführung mit karnischen Dolomiten der Hallstätter Decke zu vergleichen ist. Im N und W, in der Umgebung der Quechenbergalm, nimmt er ein nur undeutlich gebanktes, untypisches Aussehen an. So tritt z. B. westlich der Quechenbergalm, an den K. 1362 und 1616 eine Entfärbung des Dolomits im geringfügigen Maße ein [3]).

Gerade jene hellere, sandig-brecciöse Ausbildung des karnischen Dolomits wurde auch am südlichen Tennengebirge, östlich des Gappenkopfes, angetroffen; es wird lediglich durch ein kaum 100 *m* breites auflagerndes Dachsteinkalk-Schichtpaket vom karnischen Dolomit der Nordseite getrennt. Die Mächtigkeit kann auf zirka 300 *m* geschätzt werden; das entspricht der Mächtigkeit, die Sickenberg im Profil des Heringgrabens errechnet hat. An der K. 1670, westlich der Oberen Alm (Tafel XII, S. 212), stellen sich am Übergang zum norisch-rhätischen Dachsteinkalk Kieselkalke ein, die sich bis zum Großen Traunsteinfuß fortsetzen.

Durch die Brachiopodenfunde Bittners (1883) und Pias (1924, S. 95) im Dolomit, welcher dem karnisch-norischen Kalk benachbart ist und das Auffinden eines verschiedenerorts unterlagernden Ramsaudolomits ist das Vorhandensein obertriadischer Dolomite in der Hallstätter Decke gesichert. Bei der Kartierung konnten sie in den Schollen östlich von Golling, am Lammereck, Sattelberg, Vorderen Strubberg und dessen tektonischer Fortsetzung nördlich der Lammer, an der Pailwand und am Schober ausgeschieden werden. An der Pailwand hat sie auch O. Sickenberg (1926) kartiert, doch können wir auf Grund der Erfahrungen im W nicht seine Ansicht teilen, daß es sich hier lediglich „um einen seitlichen Übergang des Kalkes in Dolomit" handelt. Es muß vielmehr auch der Dolomit der Pailwand als Basis der Kalke betrachtet werden.

Da die karnischen Dolomite einen wesentlichen Baustein der hiesigen Ausbildung der Hallstätter Decke ausmachen, soll die fazielle Eigenschaft derselben näher bekanntgemacht werden. Es sind meist dunkle, kieselige Dolomite, die über Kieselkalk in die hangenden Kalke übergehen. Sie sind im Gegensatz zu den hellen Ramsaudolomiten klotzig und besitzen nicht die Sprödigkeit und den spitzen, kantigen Zerfall jener Dolomite. Die Oberflächenrisse verlaufen rechtwinkelig zueinander. Das Gestein hat eher eine

---

[1]) Nur die der Gsengalmschuppe entstammenden Blöcke nordöstlich der Alm führen häufig Diploporen.

[2]) Sickenberg schied 1926, S. 92 diese Dolomite als indifferent aus.

[3]) Diese Stellen als ungewiß ladinischen Alters auszutragen, habe ich, um die Übersichtlichkeit zu bewahren, unterlassen.

mugelige als kantige Oberfläche, ist oft sandig-kalkig und weist nicht selten längliche Hornsteine auf. Bezeichnend sind auch bunte, kalkige Einschlüsse und kieselige Lagen, die oft in Schlieren und gewundenen Bändern an den Schichtköpfen auswittern. Besonders die Gesteine des Schobers zeichnen sich dadurch aus. Gelblichgrau, splittrig und ohne auffälligem Kieselsäuregehalt sind die karnischen Dolomite des Gollinger Waldparkhügels, des Rabensteins, des Gehänges nördlich von Hinterkellau und der Pailwand. Die Mächtigkeit des karnischen Dolomits liegt bei den westlichen tiefjuvavischen Schollen bei zirka 100 *m*, am Schober bei zirka 150 *m*.

Der karnische Dolomit der Gesteinsserie des Schwarzen Berges unterscheidet sich lediglich durch seinen größeren Bitumengehalt vom unterlagernden Ramsaudolomit. Nahe der Rabensteinalm, wo auch brachiopodenführende karnische Kalke verbreitet sind, ist er am besten von den hellen Dolomiten unterscheidbar. Im Liegenden der Reingrabener Schiefer an der Lehngriesalm, aber auch am sedimentären Kontakt mit den karnischen Kalken an der Wallingalm, besitzen die Dolomite eine deutliche Bankung.

6. Reingrabener Schiefer

An der Pailwand wurden sie bereits von Bittner (1884) und Fugger (1914) erkannt und von O. Sickenberg (1926, S. 113), ergänzende Angaben gemacht. Die Vorkommen dieser hell- bis dunkelgrauen, meist in spitze, dünne Blättchen zerfallenden Tonschiefer können hier deshalb kurz zusammengefaßt werden.

Es sind vier über 100 *m* lange Züge und einige weitere, jedoch unbedeutende Vorkommen bekannt, die als Bänder mit einigen Meter Mächtigkeit im wesentlichen einem dunklen karnischen Mergelkalk eingelagert sind. Nur im S der Pailwand, östlich der Jagdhütte, liegen sie — allerdings stark verquält — im karnischen Dolomit.

An der nordöstlichen Pailwand werden ihre dünnschichtigen, dunklen Schiefer im Verband mit dünnen Lagen eines dunklen, mergeligen Kalkes angetroffen. Er führt vereinzelt Krinoiden.

Am Gollinger Schwarzen Berg sind südlich der Lehngriesalm splittrig zerfallende, glänzende Reingrabener Schiefer in bis 15 *m* Mächtigkeit O—W streichend anzutreffen. Es sind ihnen braune, 1 *dm*—½ *m* starke Sandsteinbänke zwischengeschaltet. Ihr Hangendes bilden dünnbankige Dolomite. In östlicher Richtung vollzieht sich ein Fazieswechsel durch Zunahme des Kalkgehaltes. An der Basis der brachiopodenführenden karnischen Kalke der Wallingalm erinnern lediglich noch dünnplattige, dachschieferähnliche, dunkelgraue Einschaltungen an die karnischen Schiefer der Lehngriesalm (S. 192).

7. Dunkle karnische und norische Kalke

Am tiefjuvavischen Lammereck streichen südlich der Wirrau teils hornsteinführende, reich kalzitdurchaderte, teils spätige, dunkelgraue Kalke gegen SO. Gelegentlich werden darin Anhäufungen kleiner Megalodonten und Gastropoden angetroffen. Die Kalke besitzen eine bläulichgraue Oberfläche und sehen an Bruchfläche häufig dem Dachsteinkalk oder auch dem Pedatakalk ähnlich. Da sie gegen das Liegende zum karnischen Dolomit überführen, gegen das Hangende der Übergang zum *Halobia*-führenden karnischen Hallstätter Kalk nachgewiesen ist, handelt es sich sicher um ein karnisches Sediment.

Schwarze, ebenso den norischen Pedatakalken ähnliche, jedoch sicher Karnische Mergelkalke mit Hornsteinknauern und -bändern treten in der Hallstätter Scholle der Pailwand mit Reingrabener Schiefern zusammen auf. Nur durch ihre durchwegs mugelige Oberfläche und ihrem stets muscheligen Bruch scheinen sie sich von den fossilführenden Pedatakalken zu unterscheiden.

Folgt man dem vom Stoiblhof ausgehenden Weg, so quert man an der NW-Flanke der Pailwand einen tektonisch stark mitgenommenen, hellen karnischen Kalk. Nach etwa 200 *m* wird er von einem dunklen, mergeligen Kalk abgelöst, in dem OSO-streichende Reingrabener Schiefer eingeschaltet sind. Auch die kleinen Mugel im Gipfelbereich der Pailwand (K. 1222) bestehen aus dunklem karnischen Kalk.

Von sehr ähnlicher Ausbildung sind die Kalke, welche den als norisches Leitfossil bekannten Brachiopoden *Halorella pedata* führen, die Pedatakalke. Es sind meist dunkle, sandige, oft etwas spätige Kalke mit vereinzelt auftretenden Hornsteinen. Ihr Bruch ist bei dichter Konsistenz muschelig, die Oberfläche, sofern nicht gebanktes Gestein vorliegt, mugelig und bläulichgrau anwitternd. Die sandige Fazies zeigt an der Oberfläche ein Zerreibsel von Brachiopodenschalen und weist oft die gut erkennbaren zierlichen Querschnitte der großen Halorellen auf. Wo sich deren Schalen schichtenförmig aufein-

anderlegen, bricht das Gestein schiefrig. Die Bruchfläche ist dabei wachsähnlich glänzend, schmutziggrau und zeigt teils hellgrünen serizitähnlichen Belag.

Halorellenquerschnitte sind vereinzelt in den dunklen, kieseligen Kalken des Sattelberg-N-Gehänges, zahlreich und in weiter Erstreckung am Vorderen Strubberg aufzufinden. Folgen an erstgenannter Stelle im Hangenden der Pedatakalke sogleich bunte Hallstätter Kalke, so schalten sich am Vorderen Strubberg allerorts obertriadische Mergelschiefer dazwischen ein (S. 158). Den Pedatakalken südöstlich der Holzwehralm wurde eine *Rhynchonellina juvavica* Bittner [1]) entnommen.

Weitere Pedatakalk-Vorkommen sind in eigenartiger Verfaltung mit den liegenden karnischen Dolomiten am Schobergipfel und am Schober-S-Fuß anzutreffen (siehe S. 188). Es sind hier bis ½ *m* mächtige Bänke eines dunklen, kalzitdurchäderten, oft hornsteinreichen Kalkes, in dem nicht selten Krinoidenstielglieder, Halorellenquerschnitte und -auswitterungen auftreten. Herr Univ.-Prof. O. Kühn bestimmte einige Formen als

Halorella pedata (Bronn),

Halorella multicostata Bittner und

Halorella media Bittner.

Am südlichen Hang des Schober, südlich und östlich des S-Gipfels, zeigen meist ockergelb herauswitternde, teils verfaltete Bänder einen Kieselsäurereichtum innerhalb der dort steilgestellten, mehrere Dezimeter mächtigen Pedatakalkbänke an. Die hornsteinreichen Kalke des Gipfels hat Sickenberg (1926, S. 118) für mit dem Pötschenkalk verwandt angesehen.

Reicht nicht etwa die bisher für eine norische Leitform angesehene *Halorella pedata* auch noch in das Karn hinein, so ist zumindest festzuhalten, daß sicher karnische Kalke im Hangenden des karnischen Dolomites den Pedatakalken sehr ähnlich sehen. Dies ist der Grund, weshalb ich hier die dunklen karnischen und norischen Kalke zusammenfasse. Auch angesichts der Tatsachen an der Pailwand kann man den Verdacht nicht unterdrücken, daß ein Teil der dunklen Pedatakalke des Sattelberges, des Vorderen Strubberges und des Schobers noch zum Karn gehören.

8. Heller und bunter karnisch-norischer Hallstätter Kalk

Vom oft endogen-brecciösen Charakter auch dunkel gefärbter oder bunter Partien karnischen Kalkes abgesehen, ist die lithologische Beschaffenheit der hellen halobienführenden oder bunten Hallstätter Kalke im Karn wie im Nor vollkommen gleich. Aus der Unmöglichkeit die verschiedenaltrigen Gesteine im Gelände auseinanderzuhalten, ergibt sich die gemeinsame Ausscheidung auf der Karte.

Auf Grund der Lagerung ist Bittner (1884, S. 366) zuzustimmen, wenn er den zumeist hellen, fossilführenden Hallstätter Kalk der Pailwand über das Niveau der Halobienschiefer stellt. Er zeichnet sich besonders durch seine kryptokristalline und endogen-brecciöse Beschaffenheit aus (vgl. Sickenberg, S. 111). Es können dichte weiße Kalkkomponenten in einem dunklen, etwas spätigen Bindemittel liegen oder auch eine röthichgraue Kalkbreccie mit einzelnen Hornsteinen durch ein dunkelrotes, toniges Bindemittel verkittet werden. In mylonitisierten Partien sind hellgrüne, serizitähnliche Kluftfüllungen häufig. Neben

Halobia distincta Mojs. und zwei an

Halobia plicosa Mojs. erinnernde Formen führt Bittner daraus folgende Ammonitenarten an:

Arcestes aff. *subumbilicatus* Br., und *Arcestes* sp.

Monophyllites aff. *eugyrum* Mojs. und

Tropites sp. Hier kann vom Gestein des Bruches Digrub neben den aufgefundenen Querschnitten globoser Ammoniten der Brachiopode

Cruratula carinthiaca Rothpl. angeführt werden und aus dem hellen, sandigen Hallstätter Kalk nordöstlich der K. 1028 das massenhafte Vorkommen der oberkarnischen Arten

Halobia austriaca Mojs. und

Halobia hyatti Kittl.

Die Bestimmung aller Fossilfunde in den Hallstätter Kalken wurde von Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn durchgeführt.

Zwischen dem hellen, endogen-brecciösen Kalk, der sich in breiter Zone von Digrub über die K. 1028 und rings um den Mergelkalk der K. 1222 erstreckt und dem ONO-

[1]) Bestimmt von Univ.-Prof. O. Kühn.

streichenden Mergelkalken der Pailwand-N-Seite schaltet sich auf zirka ½ *km* Erstreckung ein rotgeflammter Draxlehner Kalk ein.

Die mehr oder minder hellen, teils bunt-marmorierten Hallstätter Kalke des Vorderen Strubberges können bereits gemäß ihrer „Umrahmung" von obertriadischen Mergelschiefern (S. 159), die ihrerseits von Pedatakalken unterlagert werden, als norischen Altere angenommen werden. Anhäufungen der norischen

Halobia partschi Kittl und der ebenso norischen

Halobia plicosa Mojs. an mehreren Stellen nördlich der Holzwehralm bestätigen diese Annahme. Bittner sammelte am rechten Ufer bei den Lammeröfen

Halobia cf. *plicosa* Mojs. und aus Blöcken des linken Gehänges

Monotis salinaria Br. Angesichts der oben genannten stratigraphischen Folge südlich der Lammer kann letztgenanntem Fund keine Bedeutung zugemessen werden.

Aus dem kleinen Vorkommen hellen Hallstätter Kalkes nördlich der K. 861 des Sattelberggipfels konnte lediglich Halobienbrut sichergestellt werden. Erst die durchwegs mehr ins Graue gehenden Hallstätter Kalke des Lammereckgipfels (K. 862) erlauben wieder nähere Aussagen. Sie wurden bereits von E. Dolak auf Grund eines *Monotis*-Fundes ins Karn gestellt. Eigene Aufsammlungen sprechen mit Ausnahme der

Halobia plicosa Mojs. (Unternor) für Oberkarn:

Halobia austriaca Mojs.

Halobia arthaberi Kittl und

Halobia styriaca Mojs.

Als Vorkommen hellen und bunten karnisch-norischen Hallstätter Kalkes nördlich der Lammer sind anzuführen: die nördliche Fortsetzung der Hallstätter Kalke des Vorderen Strubberges, die kleine Scholle des Gollinger Schlosses und jene nördlich des Karlstein; schließlich die mehrfachen Vorkommen an den Hallstätter Schollen östlich von Golling (S. 189).

Vom Kalk des Gollinger Schloßberges führt Fugger (1905, S. 212)

Monotis salinaria Br., vom Rabenstein

Arcestes sp. an. Bunte Hallstätter Kalke bauen ferner den Hügel nordöstlich der K. 554, auf dem die Waldkapelle errichtet ist und Teile der N-Flanke des Rabenstein. Die Lagerung bedingt, daß mehrmals die karnischen Dolomite der Basis zutage treten (S. 189). Den Kalken des Rabenstein wurden nördlich vom Egelsee entnommen:

Halobia suessi Mojs.

Daonella teltschensis Kittl

Halobia plicosa Mojs. Da dies mit Ausnahme der letzten Form oberkarnische Halobien sind, dürfte es sich um Karn mit Anklängen ans Nor handeln.

Kleine Schollen bunten Hallstätter Kalkes trifft man in der Kellau nördlich des Karlstein, südwestlich vom Kellbauer und südlich des Wurzer. Alle diese Schollen ruhen dem S-Flügel der Weitenauer-Neokomulde auf. Gegen O schließt an der K. 852 nochmals ein geräumigeres Vorkommen bunten und hellen Hallstätter Kalkes an. Es liegt südlich, knapp außerhalb der S-Flanke der Weitenauer Neokomulde.

9. Hauptdolomit

mit den üblichen lithologischen Eigenschaften ist mit einer maximalen Mächtigkeit von zirka 200 *m* am Aufbau des Gollinger Schwarzen Berges beteiligt. Mit den Brüchen ist auf Grund der Gegebenheiten an dessen W-Seite das Auskeilen des Hauptdolomits nicht vollends zu erklären. Es dürfte auch eine primäre Reduktion vorliegen (vgl. S. 192).

10. Obertriadische Mergelschiefer

Sie sind am Vorderen Strubberg nicht nur der Tektonik wegen, sondern auch aus stratigraphischen Gründen bedeutsam, treten dort durchwegs in Form fleckiger, weicher Mergel im Hangenden der Pedatakalke auf und finden im Bachriß 100 *m* südwestlich der Hütte der Holzwehralm durch Wechsellagerung mit dünnplattigen schwarzen Mergelkalken Übergang zu den liegenden fossilreichen Pedatakalken. Diesen ähnliche, plattige, sandige Mergelkalke legen sich nördlich der Holzwehralm an die Halobienführenden, norischen Hallstätter Kalke. Sind jene an der Holzwehralm als fleckige, weiche, braungraue bis graue Mergel entwickelt, so sind die aus den Hallstätter Kalken hervorgehenden weichen Mergel in schönen grauen, splittrigen Schiefern ausgebildet.

Das Vorhandensein der Zlambachschichten (?) an der Holzwehralm war schon Pia (1924, S. 88) bekannt, doch wurden die längs eines Grabens zu den Lammeröfen in einem schmalen, etwa bis 30 *m* breiten Band herabreichenden Mergel — wie die

liegenden Pedatakalke auch — noch nicht beobachtet. Ihre den Werfener Schiefern in einem kleinen Bereich fast völlig gleiche Fazies, die im Zusammenhang mit einer durch partielle Glimmereinstreuung entstandenen Rotfärbung (im wesentlichen 150 *m* nordwestlich der Alm), mag hier zu einer falschen tektonischen Deutung Anlaß gegeben haben (siehe S. 178).

Diese zwischen Pedatakalk und norischen Hallstätter Kalk eingekeilten, hellgrauen, weichen, fleckigen Mergel weisen, etwa in der Mitte des Grabens, auch dunkle sandige Mergelkalk-Zwischenlagen auf. Vergleicht man die beiden Gesteinsausbildungen mit den Gesteinen der Holzwehralm, so entsprechen sie einander vollkommen. Ihr nördlichstes Auftreten ist südlich des Hauses Ober Scheffau 37 in der weichen Mergelausbildung und über dem Riffkalk des Steinbruches Lammeröfen in der Fazies dunkelgrauer, braun anwitternder, schiefriger Sandkalkplatten. Damit ist der norische Hallstätter Kalk des Vorderen Strubberges auf drei Seiten von den Mergelschiefern umgrenzt. Wahrscheinlich handelt es sich um ziemlich altersgleiche Sedimente.

11. Norisch-rhätischer Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk, welcher den Hauptbaustein des Tennengebirgsklotzes darstellt, ist für dieses Gebiet bereits von M. v. Lipold (1851 a) und anderwärts so oft treffend beschrieben worden, daß dies hier füglich unterbleiben kann. Bezüglich der Altersstellung sei nur festgehalten, daß wir ihn als Vertretung von Nor [1]) und — mindestens teilweise — auch von Rhät zu betrachten haben. Ja gelegentlich mag er bis in den Lias hinaufreichen (vgl. S. 160).

Eine auffallend abweichende Fazies besitzt der Dachsteinkalk des östlichen Teiles des Tennengebirges. Er ist dünnbankig, meist verfärbt und kommt dem Hallstätter Kalk nahe. Wie der Dachsteinkalk östlich der Quechenbergalm teilweise das Aussehen eines Bänderkalkes annimmt, so auch an einzelnen Stellen der Dachsteinkalk des Gappenkopfes. Längs ockergelber Lagen bricht der dichte Kalk beim Anschlagen in dünne Platten auseinander.

Besonderes Augenmerk muß dem bisher problematischen Riffkalk des Schallwand-Traunsteinzuges zugewandt werden. Er wurde stets als Dachsteinkalk betrachtet, nur H. P. Cornelius vertritt in seinem Manuskript — „bis zum Beweise des Gegenteils" — die Meinung, daß es Wettersteinkalk sei [2]). Zur Ansicht, daß es sich hier um Wettersteinkalk handeln könnte, verleitete ihn die scheinbare Zugehörigkeit zur juvavischen Schubmasse und die stratigraphische Verknüpfung mit einem vermeintlichen Gutensteiner Kalk am Schallwand-W-Ende, der sich nun aber als belemnitenführender Krinoiden-Plattenkalk herausgestellt hat (S. 161).

Die von Plöchinger durchgeführte Untersuchung legt den Schallwand-Traunstein-Riffkalk als zum Großteil norischen Alters fest. Das bestätigen die Korallen. Herr Univ.-Prof. O. Kühn bestimmte einen Fund im Schallwandkalk als

Thecosmilia oppeli Reuß und die Funde im Kalk des Großen Traunstein als

Thecosmilia fenestrata Reuß und

Montlivaultia aff. *marmorea* Frech. (Nach Frech [1890, S. 41] mit unbekannter Altersstellung).

Der Traunstein-Schallwand-Riffkalk ist ein hellgrauer, klotziger, nur teilweise deutlich geschichteter Kalk mit heller, gelegentlich karriger Auswitterung, der dem des benachbarten Tennengebirges weitgehend ähnlich sieht. Gegen sein jurassisches Hangende zu wird er reich an Krinoidenstielgliedern, bankig und schließlich auch dunkler. Solche krinoidenreiche Dachsteinkalke bilden die östliche Hälfte des Schallwandkammes von der K. 1528 bis zur K. 1929 und die nördliche Partie der Dachsteinkalke nordwestlich der Quechenbergalm.

Etwa 200 *m* mächtiger Dachstein-Riffkalk setzt am Gollinger Schwarzen Berg unmittelbar im Hangenden des Hauptdolomits ein. Obwohl der Vergleich F. F. Hahna mit dem Riffkalk des Finsterstubenwaldes nicht ganz von der Hand zu weisen ist, so ergibt sich doch der Unterschied, daß sich am Schwarzen Berg nicht wie dort gebankte Dachsteinkalke und dunkle Mergelkalke unterrhätischen Alters zwischen dem Hauptdolomit und dem Riffkalk einschalten.

---

[1]) „Karnische Stufe" bei Geyer 1886, S. 272, ist noch nicht im Sinne des heutigen Begriffsumfanges zu verstehen.

[2]) Das Gegenargument, daß sonst in der Lammermasse Wettersteinkalk nicht bekannt ist und daß in den juvavischen Deckschollen das Ladin stark, z. T. bis zum Verschwinden reduziert ist (Hahn [1913], S. 384 f.), sieht H. P. Cornelius nicht für stichhaltig an.

12. Kössener Schichten

Graue fossilleere Mergelkalke finden sich an der Straße in Paß Lueg bei 490 *m* als Einlagerung im Dachsteinkalk (Fugger, S. 383). Ein Beweis dafür, daß dessen oberer Anteil rhätischen Alters ist. Näheres über das Vorkommen scheint nicht bekannt zu sein. Ich selbst habe es nicht gesehen.

Bänke dunklen, den Kössener Schichten zuzuzählenden Mergelkalkes sind auch westlich der K. 810, an der Wasserscheide bei der alten Straße Ober Scheffau—Abtenau und auf weitere Erstreckung auch am Höllkar zusammen mit bunten Kalken anzutreffen. Mehrere darin auswitternde *Thecosmilia*-Querschnitte bestätigen das rhätische Alter. Unzweifelhaft ist ein großer Teil der Tennengebirgs-Dachsteinkalke ins Rhät zu stellen.

An der Osterhorn S-Seite (Finsterstubenwald) treten unterrhätische Mergelkalke in orographisch tieferen Lagen unter dem flachlagernden Rhät-Riffkalk hervor. (Plöchinger 1950/51).

13. Bunte Liaskalke

Schon Lipold kannte den roten Liaskalk an der Tuschenbrücke [1]) an der untersten Lammer, der ihm ein wichtiges Beweisstück für die stratigraphische Gliederung des „Alpenkalkes", für die Einweisung des Dachsteinkalkes in der Trias war (1851 c, S. 114). Später haben sich besonders [2]) Bittner (1884 a, b) und Pia (1924) mit dem Lias befaßt. Beide heben hervor, daß nicht nur rote, sondern auch graue, vom Dachsteinkalk nicht unterscheidbare Kalke auf Grund gelegentlicher Fossilführung zum Lias gestellt werden müssen.

Bittner (1884) führt als Fossilinhalt des bunten Lias an der Tuschenbrücke und der Roßbergalpe *Nautiliden*, *Arieten*, *Aegoceraten*, *Phylloceraten* und *Lytoceraten*, *Rhynchonellen* und *Terebratula*-Arten u. a. an. Bei der auch von J. Pia (1924, S. 98) genannten Fossilfundstelle im bunten Liaskalk östlich der Wiese der Schönalm wurden an Brachiopoden aufgesammelt:

Waldheimia mutabilis Opp.
Rhynchonella greppini Opp.
Spiriferina aff. *alpina* Opp.
Rhynchonella Fransi Opp.
Rhynchonella aff. *latifrons* Stur.
Terebratula punctata Sow.

In den senkrecht zum Schichtfallen angelegten, zirka 30° südfallenden Spalten der nördlichen Tagweide kamen bunte Sedünente des Lias β und γ in Form einer zwischen Hierlatzkalk und Adnether Kalk stehenden Fazies zur Ablagerung. Das dem Firstsattel zugewandte Vorkommen schließt im weiteren dunkelrote, ammonitenführende dichte Kalke auf, während sich im Gipfelbereich der Tagweide krinoidenkalkähnliche Gesteine in den Zerrspalten des Dachsteinkalkes verzweigen.

Die Fazies ist die der „bunten Cephalopodenkalke". Das beste uns bekannt gewordene Liasprofil befindet sich auf der S-Seite des Sattelberges (vgl. S. 173). Über Dachsteinkalk folgt dort, von einer Verflachung bei 930 *m* aufwärts, ein

a) grauer, dünnschichtiger, etwas wulstig-knolliger Kalk mit reichlich grauen Hornsteinknollen (vgl. Pia [1924, S. 97]), etwa 15 *m* mächtig;

b) lichtroter, dünnschichtiger, flasrig-kleinknolliger bis ausgesprochen brecciöser Kalk mit einzelnen Krinoidengliedern. In manchen Lagen rote Hornsteinknollen etwa 10 *m*;

c) lichtgrauer, dünnschichtiger, etwas knolliger Kalk, ähnlich b, jedoch ohne Hornstein, wenige Meter mächtig (nicht genau feststellbar, da mit dem Gehänge einfallend!). Das Hangende bilden Strubbergschiefer.

Sehr schöne, bunte Abänderungen — Breccien von grauem bis lichtrotem Kalk, beide von dunkelroten Adern (die aber die gleiche, ganz dichte Beschaffenheit haben wie alles übrige) durchdrungen, traf ich gegenüber der Schönalm, unter dem Sattel südlich vom Rauhen Sommereck.

---

[1]) Name fehlt auf der Karte. Gemeint ist die Brücke über die Lammer südlich des Wirtshauses Tuschen.

[2]) Geyer (1886) widmet dem Tennengebirge nur einen kurzen Abschnitt, in dem er sich bezüglich des Lias der N-Abdachung wesentlich auf Bittner bezieht.

Eine sehr große Verbreitung erreichen liasverdächtige Gesteine im Bereich der Tagweide, wo sie Bittner (1884 b, S. 263) bereits angibt. Die Darstellung auf Blatt Ischl-Hallstatt, wo sie zudem als Dogger-Kieselschiefer — wohl nur infolge eines Druckfehlers? — ausgeschieden sind, ist jedoch schematisch: Die schönsten roten Kalke, vielfach mit Krinoiden und mit Breccien aus eingestreuten lichten Kalkbrocken finden sich wohl in der Gipfelpartie; sie wechseln dort vielfach und unregelmäßig mit grauen Kalken. Ähnliche rote Kalke trifft man aber auch in der O-Flanke der Tagweide immer wieder bis gegen den Fuß der Felsen hinab unregelmäßig eingelagert und auch an der NW-Seite des Berges reichen die Liasgesteine bis an den Fuß der Wand, an der SO-Ecke der Wandalm, besonders an der bräunlichen Anwitterung aus der Ferne gut kenntlich.

Nördlich der First-Quechenbergalm-Linie sucht man zwar vergebens nach Adnether Kalken, die sich zwischen Dachsteinkalk und dem hangenden Krinoiden-Plattenkalk einschalten, findet nur an einzelnen Punkten teils dünnbankige, bunt verfärbte Krinoiden-Plattenkalke. Sie sind nördlich der Oberen Alm und am NW-Hang der Schallwand anzutreffen.

Am Gollinger Schwarzen Berg liegt südlich der K. 917, am Kertererbach, Bergsturzmaterial eines bunten Liaskalkes. In der Wand darüber ist er einem Dachsteinkalk taschenförmig eingelagert.

14. Krinoiden-Plattenkalk (Oberlias und Dogger [?])

Dazu sind die dunklen, bitumenreichen, gelblich anwitternden, flasrigen, krinoiden- und belemnitenführenden Kalke zu stellen, wie sie teilweise geringmächtig im Liegenden der Strubbergschichten des westlichen Tennengebirges (Sattelbergprofil!) gefunden werden, am östlichen Tennengebirge aber in einer Mächtigkeit von zirka 200 *m* entwickelt sind. Untypisch und fossilleer sind sie dort, wo sie nördlich der Quechenbergalm von Hornsteinknollenkalk abgelöst werden. Ihrer kalkreicheren Fazies, der Kalzitdurchtrümmerung nach, können sie hier leicht für Gutensteiner Kalk gehalten werden. Der Gesteinszug dunklen, dünnbankigen und teils mit Strubbergschiefern wechsellagernden Kalkes, der von südlich der Quechenbergalm bis zur Oberen Alm reicht, wurde entgegen der Kartierung A. Bittners und H. P. Cornelius (S. 182) nicht als Gutensteiner Kalk, sondern in Anlehnung an O. Sickenberg als Krinoiden-Plattenkalk aufgefaßt. Beweisführend für sein jurassisches Alter sind die, speziell im Bereich um die K. 1670, in größerer Anzahl aufgefundenen Belemniten. Durch Vergleich mit den Belemniten in der Sammlung des Naturhistorischen Museums ließen sich annähernd genau bestimmen:

Cuspiteuthis acuaria macer Quenst.
Cuspiteuthis acuaria ventricosa Quenst.
Rhopalobelus charmouthensis Mayer und
Homaloteuthis breviformis Voltz.

Die ersten zwei Formen sprechen für Oberlias, die dritte Form für Mittel- bis Oberlias, die letzte für Oberlias bis Dogger.

Die Krinoiden-Plattenkalke, welche den norisch-rhätischen Riffkalk der Schallwand im W ummanteln, stimmen faziell mit den Gesteinen der letztgenannten Fundstelle überein, nur sind sie teilweise kieseliger und stehen damit schon den Oberlias-Dogger Kieselkalken nahe. Nördlich der Wandalm beinhalten sie Belemniten, von denen eine Form der Art *Actinocamax granulatus* de Blainville ähnlich sieht, eine andere, breite Form mit *Megaloteuthis gigantoides* Pavlow zu vergleichen wäre.

Ein dunkelgrauer, sandig-mergeliger, WNW streichender Kalk steht, zirka 20 *m* mächtig, im Lammerbett knapp vor der Mündung in die Salzach an. Er weist ähnlich wie die oben beschriebenen Jurakalke eine braungelbe Verwitterung auf und beinhaltet den Oberlias-Belemniten

Cuspiteuthis aff. *oxycona* v. Zieten.

Nicht überall sind Liaskalke nachweisbar. Vielfach, z. B. bei der Wienerfallquelle und auch sonst gewöhnlich längs der Strubbergfurche reichen graue, hell anwitternde Kalke, die ein unbefangener Betrachter ohne weiteres Dachsteinkalk nennen wird, bis an die Strubbergschiefer, bzw. an die juvavische Schubbahn. Nach den Beobachtungen Bittners und Pias (S. 160) wird man jedoch vorsichtig sein und entscheidende Fossilfunde abwarten, bevor man erklärt, daß der Liaskalk auskeilt.

15. Oberlias-Dogger Kieselkalk

Es sind dichte, hellgraue, flasrige Kalke, die an der Oberen Alm des östlichen Tennengebirges im unmittelbaren Verband mit den Strubbergschiefern anzutreffen sind (S. 184).

Sie gehen aus diesen seitlich hervor, so daß die Umwandlung des Kieselkalkes zu den manganvererzten Strubbergschiefern selbst am Handstück nachzuweisen ist. Aus dem genannten Grunde findet sich dieses harte, kieselige Gestein auch bei der Beschreibung der „Strubbergschichten" (S. 202).

Der Kieselkalk beinhaltet Belemniten, die das Oberlias-Dogger Alter nachweisen. O. Kühn gibt zur Bestimmung folgendes an:

„Der Querschnitt läßt keine Furchen oder Seitenlinien erkennen. Dies, die verlängerte Spitze und der bedeutende Durchmesser (bei Berücksichtigung der Verdrückung mindestens 15 *mm*) lassen keine andere Gattung als

Homaloteuthis Stolley möglich erscheinen. Diese Gattung ist auf den obersten Lias und Dogger beschränkt. Der zweite, schmälere Belemnit dürfte nach dem geringen Durchmesser und dem fast gleichmäßigen Ansteigen desselben in die Verwandtschaft von

Cylindroteuthis subblainvillei Deslong. gehören, was auf Dogger deuten würde."

16. Die Strubbergschichten

werden im dritten Teil der Arbeit (S. 199) gesondert behandelt.

17. Hornsteinknollenkalk, Hornsteindolomit und Radiolarit

Fast schwarze, teils gut gebankte, Kalke mit Hornsteinknollen und -Schlieren gehen nördlich der Quechenbergalm aus dem Krinoiden-Plattenkalk der K. 1624 und 1622 hervor. Gegen das nördlich folgende Hangende verteilt sich die Kieselsäure im Gestein derart, daß man von Kieselkalk sprechen kann.

Als zweites Hornsteinknollenkalk-Vorkommen sind die westlich des Gehöftes Quechenberg, am Weg zur Quechenbergalm, anzutreffenden Gesteine zu nennen.

Südlich der Spindelmaisalm haben sich längs der Tennengebirgs-N-Randstörung Hornsteindolomite, Radiolarite und im Hangenden dieser Schichten Hornsteinknollenkalke erhalten (S. 185). In letztere sind stratigraphisch verknüpfte Strubbergschiefer eingefaltet. Aus diesem Grund halten wir die behandelten Gesteine mit O. Sickenberg (1926, S. 63) für ein altersmäßig den Struhbergschichten äquivalentes Gestein. Fossilfunde, die dies bestätigen könnten, liegen noch nicht vor.

Faziell abweichend sind sicher liasische, helle und dichte, gut gebankte Hornsteinknollenkalke, die sich im Profil durch den Sattelberg (S. 173) und östlich der Schönalm zwischen dem Dachsteinkalk und dem bunten Liaskalk einschalten. Es handelt sich hier möglicherweise um Spongienkalke.

18. Oberalmer-Schichten

Dazu zählen nicht nur die typischen gebankten und hornsteinreichen Oberalmer Schichten, wie sie im wesentlichen die Basis des Weitenauer Neokoms im N bilden, sondern auch die faziell vielfältigen Juraablagerungen an dessen südlicher Basis. Im Bereich zwischen Golling und dem N-Fuß des Schwarzen Berges gehören ihnen vorerst die hellen, teils dünnbankigen, teils massigeren und so dem Hallstätter Kalk ähnlich werdenden Kalke des Waldparkhügels und Rabenstein an (vgl. S. 189).

Am Weg nahe der Heldengedenkstätte und am kleinen Steinbruch des Waldparkhügels sind sie auch in dünnbankiger, mergeliger Fazies mit Rippelmarken und Kriechspuren auf den Schichtflächen anzutreffen. Sie sehen damit den neokomen Schrammbachkalken sehr ähnlich. Durch Herrn K. Provaenik konnte im Gestein jenes Bruches ein

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) aufgefunden werden. Damit ist die Aussage auf Grund des Bitternerschen *Perisphinctes*-Fundes am Friedhof von Golling und des *Aptychus*-Fundes am Parkhügel (Fugger [1905], S. 213) nur zu bestätigen.

Während die Oberjurakalke nordwestlich des Gehöftes Hinterkellau von buntem Hallstätter Kalk nur mit Mühe zu unterscheiden sind, legt der Steilabbruch westlich der K. 852 dünnbankigen Oberalmschichten ähnliche Hornsteinkalke frei. Unbestimmbare Belemniten konnten darin gefunden werden. Herr Dr. J. Sabata sammelte hier gemäß einer mündlichen Mitteilung einen *Perisphinctes* auf. Auch am SO-Ende der Schreckwiese bilden bis zur K. 695 bankige NW fallende, lichtgraubraune Jurakalke die normale Basis der Schrambachkalke. Gelegentlich sind Spuren eines roten Flaserkalkes zu finden. An jenen Aufschlüssen werden die Zweifel beseitigt, die man angesichts der bunten, dem Hallstätter Kalk oft sehr ähnlichen Jurakalke, so z. B. am Weg west-

lich der K. 895, hat. Der gleiche Umstand hat wahrscheinlich auch dazu geführt, daß der unter den Neokomschichten halbfensterartig auftauchende, teils bunte und hornsteinarme Jurakalk beim Bachbauer, K. 969, als Hallstätter Kalk angesehen wurde (W. E. Petrascheck [1947]).

Eine völlig abweichende Fazies besitzen die ebenso fensterartig vom Neokom umrandeten Jurakalke am Gehöft Bachrainer (K. 901). Es sind teils rostbraun angewitterte, sonst hell bis graubräunliche Spatkalke mit Foraminiferen. Lithologisch stimmt das Gestein mit dem von J. Kühnel (1929, S. 472) am N-Fuß des Hohen Göll aufgefundenen und von F. Trauth (1948, S. 197) besonders in das Kimmeridge gestellten feinbrecciösen Barmsteinkalken [1]) überein.

19. Neokome Schrambach- und Roßfeldschichten

bilden die Bausteine der Weitenauer Neokommulde. Es möge sich hier erübrigen, auf die mit der neokomen Roßfeldmulde weitgehend übereinstimmenden Schichtfolge näher einzugehen. Dies umso mehr, als die S-Seite der Osterhorngruppe zum Gegenstand einer gesonderten Arbeit gemacht werden soll.

Neu in die Stratigraphie aufgenommen werden die Schichten im Grenzbereich zwischen den Schrambachkalken und den Roßfeldschichten. Sie werden von Plöchinger „Neokome Zwischenschichten" bezeichnet. Dieses Grenzniveau wird gekennzeichnet durch die mit hellen Schrambachkalken teils wechsellagernden bunten Mergelkalke und — gegen die Hangenden Roßfeldschichten zu — durch *dm*-starke, bunte, sandig-schiefrige Einlagerungen in den mit sandigen Roßfeldschichten wechsellagernden Schrambachkalken. Die Mächtigkeit des in Frage stehenden Gesteinspaketes beträgt etwa 40 *m*. Möglicherweise stellt es eine den bunten, mergeligen Anzenbachschichten äquivalente Ablagerung dar (F. Trauth [1949], Tafel II). In den Neokomablagerungen der Roßfeldmulde konnte ich bunte Zwischenschichten wohl in der gleichen Position, jedoch nur in sehr geringem Maße auffinden.

20. Gosauablagerungen

spielen im Gelände des nördlichen Rigaus, am S-Fuß des Rigausberges, eine bedeutsame Rolle. Es sind Gosaugrundkonglomerate mit meist bunten Kalkkomponenten, besonders bei Wegscheid austernreiche, hellgraue Mergel und Sandsteine, massige, dachsteinkalkähnliche Hippuritenkalke und die bunten Nierentaler Schichten (vgl. Plöchinger [1948], S. 15—20).

Neu aufgenommen wurde das Gosauvorkommen an der W-Seite des Radochsberges. Auf dem Dolomit dieser Erhebung legen sich Bänke einer mittelgroben bis feinen Transgressionsbreccie mit hellen und dunklen Kalk- und Dolomitkomponenten. Das Gestein ist reich an

Acteonella conica Zek., *Glaukonia kefersteini* Zek. und *Cerithien* [2]). Im Hangenden wechsellagern Breccienbänke mit hellgrauen Sandsteinen in denen Kohleschmitzen und -Lagen auftreten [3]). Sie unterstreichen den transgressiven Charakter dieser, der Fazies nach mittelgosauischen Ablagerungen. In einer weichen Mergelpartie finden sich am Stolleneingang zahlreiche, verschieden große Individuen der

Nerinea Buchi (Kef.).

21. Quartär

Eine genauere Untersuchung der Quartärbildungen lag nicht in unserer Absicht. Sie müßte auch weiter ausholen. Nur auf einige auffallende Punkte sei aufmerksam gemacht.

---

[1]) Bezeichnung nach C. W. v. Gümbel (1861); E. v. Mojsisovics bezeichnet sie „Rettensteinkalke".

[2]) Die Bestimmung aller genannten Gosaufossilien habe ich Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn zu verdanken.

Im Bachbett der unteren Lammer liegen nicht selten Geröllstücke eines Acteonellenführenden Sandsteines, die diesem Vorkommen entstammen.

[3]) Es ist eine Glanzkohle, die am Tanzberg, zirka 120 *m* westnordwestlich der K. 710, aus einem Stollen gefördert wurde. Es waren angeblich dezimetermächtige Flöze mit sehr gutem Heizwert.

a) Der Talboden von Kuchlbach entspricht nach seiner Höhenlage — rund 30 *m* über dem heutigen Bett der Lammer — genau den mächtigen Terrassen der Umgebung von Ober-Scheffau. Aber auf der Felsschwelle nördlich Kuchlbach liegt (im östlichen Tal) noch ein höherer, offenbar älterer Schotter horizontal aufgelagert. Er ist stark verfestigt. Seine Unterkante liegt etwa 20 *m* über dem Talboden von Kuchlbach (rund 540 *m*), ist aber vielfach durch randliche Abbrüche markiert. Leider fehlt es an Moränenresten, die eine Zuordnung dieser Schotter zur Quartärgliederung erlauben würden.

b) Die 30 *m*-Terrasse reicht über den Winklerhof — wo offenbar ein älteres Tal des Schwarzenbachs von ihr verhüllt wird — bis an den Fuß des Querriegels (K. 610). Dieser wird gebildet von quartärer Breccie, deren Schichten flach gegen WNW einfallen. Gegen O (Einschnitt der westlichen Schwarzenbachquelle!) quert sie einen steilen Wandabbruch. Ebenso liegt auf dem Riedel zwischen dem Wienerfall-Quellbach und dem nördlichen Ast des Schwarzenbaches ein ausgedehnter Breccienrest, dessen gegen SW gekehrter Steilabfall die nach N bis NO einfallende Schichtung trefflich erkennen läßt (gelegentlich untergeordnete Diskordanzen!). Auch auf der N-Seite sind sie am Weg zum Strubbergsattel mehrfach anstehend zu sehen, bis hinab in den Taleinschnitt des nördlichen Schwarzenbachs, sofern es sich da nicht um oberflächlich abgesessene Massen handelt, was angesichts des Verhaltens der südlichen Quellbäche allerdings nicht unwahrscheinlich ist. Denn diese haben nicht nur die Breccie zerschnitten, sondern sich auch noch tief in die Unterlage — nicht nur Werfener, sondern auch Dachsteinkalk — eingesägt. Auch zwischen den beiden südlichen Quellbächen liegt noch ein kleiner Breccienrest auf Dachsteinkalk. Diese Breccie ist aufzufassen als Rest eines mächtigen fächerförmigen Schuttkegels. Die tiefe Zerschneidung spricht für beträchtliches Alter (Mindel-Riß-Interglazial?). Leider fehlt es an Aufschlüssen, die gestatten würden, es genauer festzulegen, insbesondere auch das Verhalten gegenüber der 30 *m*-Terrasse östlich Winkler klarzustellen [1]).

Das morphologische Bild von heute ist mehr oder weniger das Ergebnis der Glazialerosion und der Ablagerung glazialer Sedimente. Sie müssen mit herangezogen werden, will man zu den letzten entscheidenden Gründen der Formgebung gelangen. In diesem Rahmen mögen kurze Hinweise allgemeiner Art und einige Ergänzungen zu den bereits vorliegenden Arbeiten genügen. Eine abschließende Ausdeutung der Gegebenheiten könnte nur auf das Studium des Salzachtal-Quartärs aufbauen.

Die tektonisch vorgezeichnete Anlage des Abtenauer Beckens ergibt sich aus der Anordnung der juvavischen Schollen. So ist auch das Abtenauer Becken durch die hier weiter im S zurückgebliebenen juvavischen Schollen zu erklären. Westlich der Pailwand, wo die Lammer in das breite Abtenauer Becken eintritt, konnten weiche Ablagerungen am Beckengrund — Werfener Schiefer, Gips und Haselgebirge — leicht ausgeräumt werden. (vgl. W. Del Negro [1950], S. 143). Wie schon F. Machatschek (1932) betont, fanden hier eiszeitliche Ablagerungen „seit jeher" ein Sammelgebiet. Die sanften Gehängeformen sind die Folge von Moränenanhäufungen des Bühlhaltes des Lammergletschers (Seefeldner [1929]). Sie besitzen teils unzweifelhaft Drumlincharakter. Mächtige Schotterterrassen eines interglazialen Sees sind im Liegenden der genannten Moränenanhäufungen anzutreffen (V. Jäger [1912], S. 18).

Die über 800 *m* hoch gelegene Schlinge um den Sattelberg ist mit Schutt- und Moränenmaterial erfüllt und wurde von V. Jäger (S. 12) im Anschluß an eine Tagebuchnotiz von A. Bittner als alte Talschlinge aus der Zeit des 900 *m*-Stadiums erkannt. Sie folgt nämlich nicht der juvavischen Überschiebungslinie, sondern durchschneidet den Dachsteinkalk.

Vor dem Zungenbecken der Schönalm befindet sich eine Endmoräne aus der Bühlzeit (V. Jäger), doch reichten die Tennengebirgsgletscher zu jener Zeit im allgemeinen bis zur Talsohle; so z. B. ein vom Breitsteinkamm herabsteigender Gletscher bis zur Au, wo heute der Endmoränenwall deutlich hervortritt. Dieser Gletscher vereinigte sich mit einem vom Firstsattel gegen NW herabreichenden Ast, während sich eine andere Gletscherzunge westlich vom Breitstein bewegte und die Moränenmassen zwischen Vorderen und Hinteren Strubberg zur Ablagerung brachte. Eine Teilzunge folgte der Überschiebungslinie des Vorderen Strubberges und reichte bis in das untere Lammertal.

---

[1]) E. Stummer glaubt die Reste der See- und Flußablagerungen am Tennengebirgs-N-Fuß beim Wienerfall in das Günz-Mindel-Interglazial stellen zu können. Sie werden von einer Moräne unterlagert und finden sich in höherer Stellung als die Deltareste des „Gollinger Sees" mit den dazugehörigen fluviatilen Deckschottern aus dem Riß-Würm-Interglazial im Salzburger Becken.

Auch die Morphologie und die weiten Karrenfelder (im Bereich der Oberen Alm) an der O-Seite des Tennengebirges verweisen auf eine tiefschürfende Glazialerosion.

Das Lammereck wird wie der Sattelberg als „Umlaufberg" angesehen, da es im S von einer 750 *m* hoch gelegenen Rinne eingekerbt wird. Diese ist jedoch im Gegensatz zu jener am Sattelberg an eine tektonische Linie geknüpft und verläuft entlang leicht erodierbarer Schiefer.

Um den Schwarzen Berg reihen sich die in zirka 1000 *m* Höhe gelegenen Ablagerungsflächen, weshalb der Berg von V. Jäger (S. 9) als Denudationsrest angesehen wurde. Überschätzt darf aber diese Tatsache auch nicht werden, da der Gesteinsserie im Vergleich mit jener der Erhebungen südlich der Lammer naturgemäß eine größere Mächtigkeit gegeben ist und der „Muschelkalk" vom linken Lammerufer keineswegs, wie V. Jäger (S. 8) irrtümlich annimmt, ein dem Sockel des Schwarzen Berges zuzuzählendes Gestein darstellt.

Der Lammerlauf führt im östlichen Abschnitt fast durchwegs durch die Lockermassen skythischer Ablagerungen. Nur an der S-Flanke des Radochsberges hat der Fluß auf zirka 1 *km* durch einen Dolomit und durch westlich darauflagernde Gosausedimente zu erodieren. Erst westlich von Voglau findet das Abtenauer Becken seine W-Begrenzung. Auf 300 *m* Breite sind hier alluviale Schotter, Sande und Tegel angesammelt. Die Talgehänge werden von dem fest zusammengepackten Konglomerat eingenommen. Es bildet auch die Ufer des hier von S einmündenden mäanderreichen Schwarzenbaches.

Der Moränenwall bildet eine von Unter Schwarzenbach südwärts ziehende, deutliche Gehängestufe. Die bei Unter Schwarzenbach 30° gegen N 15° W einfallenden Schotter weisen Gerölle bis zur Faustgröße auf. Über einer 40 *cm* mächtigen Lehmlage folgen auf 50 *cm* nochmals Schotter und Sande.

Westlich von Voglau erfolgt der klammartige Durchbruch der Lammer durch die in dieser Richtung zunehmend O-fallende Gesteinsserie des Hinteren Strubberges. Mit etwa 30 *m* hoher, 250 *m* gegen N verlegter Mündungsstufe schüttet der von N herabkommende Aubach am Aubachfall sein Wasser in das tiefer liegende Erosionsniveau der Lammer.

Die weichen Werfener Schichten zwischen Hinteren und Vorderen Strubberg, die Stauung vor dem neu herantretenden Hindernis ermöglichen eine Anhäufung von Alluvionen. Sie werden hier teils von Moränenmaterial flankiert.

In einem weiten, gegen N ausholenden Bogen durchbricht nunmehr die Lammer in den engen Lammeröfen die Gesteine des Vorderen Strubberges. Der Fluß erodierte hier nach epigenetischer Talverlagerung im Bereich der 1000 *m* hoch gelegenen Verebnungsfläche. Sie entspricht dem 1100 *m*-Niveau des Buchbergriedl östlich des Oberen Lammertales und dem 900 *m*-Niveau im unteren Lammertal. Auch die Verebnungsflächen am Schwarzen Berg und am Arlstein gehören jenem Niveau zu. Die 800 *m* hohe präglaziale Niveaufläche des Vorderen Strubberges weist, wie auch das Gelände unmittelbar südlich des Lammerdurchbruches, weiche obertriadische Mergel auf. Sie sind für die Uranlage der Lammeröfen verantwortlich.

Nach Austritt der Lammer aus den Öfen, ihrem Abschwenken gegen W, mündet am linken Ufer der Ober Scheffauer Schwarzenbach. Er hält sich in seinem Lauf an die Überschiebungslinie der Gesteinsserie am Vorderen Strubberg und entspringt nördlich der K. 810, der Wasserscheide zum Unterberger Teilbecken. Möglicherweise hat hier ein präglazialer Lammerlauf die Strubberge von S her umfaßt. An der Brücke Ober-Scheffau ist, ähnlich wie an der Straße östlich des Hinteren Strubberges, verfestigtes Konglomerat, an die 10 *m* mächtig und mit bis zu kopfgroßen Geröllen aufgeschlossen. Nach der Häufigkeit gehören ihnen braune sandige Kalke, Werfener Schichten, Dachsteinkalk, Mergelkalke, Gutensteiner Kalk, Gosausandsteine, bunte Kalke und Hornsteingerölle an. An den Schottern nördlich vom Wirtshaus Lammeröfen wie auch südöstlich der Lammerschlinge kann an drei Terrassenstufen die schrittweise erfolgte Tieferlegung und Verengung des Flußbettes erkannt werden.

Der W-gerichtete, leicht mäandrierende Lauf der Lammer hält sich im moränenumkleideten Tal an die große tektonische Linie, die die juvavischen Schollen südlich der Lammer von der Schwarzen Berg-Serie nördlich des Lammertales trennt. Die Moränenschotter östlich von Lehngries werden größtenteils vom Gehängeschutt des Schwarzen Berg-Dolomitsockels überdeckt. Auch hier erreichen die Komponenten — verschiedenfarbige dichte Kalke, Sandsteine, Mergel, Konglomerate, Quarzite und Hornsteine — Kopfgröße. Sie säumen den Aluvialstreifen der Lammer bis zum Austritt ins Salzachtal bis zur Enge zwischen Haarberg und Lammereck.

II. Faziesverband

Betrachtet man die Gesamtausbildung der Trias in der Hallstätter Decke der Lammermasse, so merkt man im Vergleich mit der Ausbildung an der Normalfazies in erster Linie, daß die gesamte Triasserie, exklusive des Skyths, 800 *m* Mächtigkeit nicht überschreitet.

Am Bau des Vorderen Strubberges ist die gesamte Hallstätter Trias vom Skyth bis zum Rhät entwickelt. Es ist die erste Lokalität, wo so eine zusammenhängende Hallstätter Gesteinsserie gefunden wurde. Mit der errechneten Zahl kommt man auf die von E. Spengler bereits 1943 der Hallstätter Decke zuerkannte Maximalmächtigkeit vom Anis bis zum Rhät, die einer Normalfazies von zirka 2000 *m* gegenübersteht.

Die Verteilung der skythischen Sedimente ist größtenteils durch die Tektonik bedingt (S. 194). Ein Faziesvergleich erübrigt sich, da im Aufnahmsgebiet keine dem Tirolikum zugehörenden skythischen Ablagerungen auftreten. Im Bereich des östlichen Tennengebirges wird erst eine brauchbare Methode zur Auseinanderhaltung der tirolischen und juvavischen Werfener Schichten gefunden werden müssen.

Die anisischen und ladinischen Ablagerungen in den Hallstätter Deckschollen: Gutensteinerkalk-Basisschichten, Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit zeigen von W nach O eine Reduktion von zirka 250 *m* auf Kosten des ladinischen Diploporendolomits. Am Lammereck fallen 400 *m* auf das Anisoladin, am Schober nur 250 *m*.

Eine mannigfache Ausbildung zeigt die karnische Stufe, bloß die Basis derselben, der karnische Dolomit bleibt durchwegs ziemlich gleich. In den Hallstätter Schollen bei Golling gehen aus den karnischen Dolomiten unmittelbar die bunten Halobien — führenden Hallstätter Kalke hervor. Sie sehen teils hellem, körnigen Wettersteinkalk ähnlich. Am Lammereck ist der karnische Dolomit etwa 100 *m*, am Schober zirka 150 *m* mächtig entwickelt. Dafür besitzt das Karn des Lammerecks mächtigere dunkle obertriadische Kalke. Am Sattelberg und Vorderen Strubberg, dem mittleren Bereich der Hallstätterzone im Lammertal, schalten sich zwischen dem karnischen Dolomit und den norischen, teils bunten Hallstätter Kalken der norischen Stufe, die dunklen, ebenso norischen Pedatakalke ein. Ihre kieseligen Basiskalke reichen jedoch sicherlich noch ins Karn hinunter.

Die karnischen Hallstätter Kalke, z. B. des Lammereck, können von den norischen Hallstätter Kalken faziell kaum nnterschieden werden. Die weißen oder bräunlichgelben fossilführenden Lagen sind im ersten Fall einem mehr endogen-brecciösen Kalk eingelagert. Am Schober überlagern den karnischen Dolomit lediglich die dunklen Pedatakalke.

Die nordöstlichste Hallstätter Scholle in der Lammermasse ist die Pailwand. Sie weicht insofern von allen übrigen ab, als sie eine sonst unbekaunte Maunigfaltigkeit in der Ausbildung karnischer Heteropien zeigt: Karnischer Dolomit, Reingrabener Schiefer innerhalb karnischer Mergelkalke und endogen-brecciöse, teils bunte Kalke. Mit den Reingrabener Schiefern nähert sich hier das Karn nicht nur der Faziesausbildung an der S-Seite des Tennengebirges, sondern auch dem Karn der Schwarzen Berg-Serie. Dadurch, daß durch einen Fazieswechsel aus den Reingrabener Schiefern des Schwarzen Berges gegen O auch dunkle, brachiopodenführende, teils plattig-schiefrige Mergelkalke hervorgehen,

ist der Vergleich mit der Ausbildung des Karn an der Hallstätter Scholle der Pailwand besonders angebracht.

Das Obernor, vielleicht auch Rhät der Hallstätter Decke ist am Vorderen Strubberg durch dünnplattige und schiefrige, dunkle, harte Mergelkalke und weichere, fleckige Mergelschiefer charakterisiert. Bei der Holzwehralm und auch nahe den Lammeröfen ist nicht nur ein stratigraphischer Verband der bunten Hallstätterkalke mit den Ablagerungen der „Schlammfazies" ersichtlich, sondern auch die Überführung zu den basalen Pedatakalken (S. 156).

Im allgemeinen geht aus den zur Aufzählung gelangten Daten hervor, daß die Sedimente der Hallstätter Decke auf kurzen Entfernungen unter verschiedenen Bedingungen abgelagert worden sind und daß sie von W nach O Faziesänderungen mitmachen, die im O am ehesten der tirolischen Normalausbildung gleichen.

Die von W nach O zunehmende Reduktion des Anisoladin im Tirolikum ist durch die Forschung Hahns (1913) bekannt geworden. Auch Sickenberg (1926, S. 87) würdigt jenes Ergebnis, will im Sinne Hahns und Spenglers „Strömungen und exzematische Vorgänge" am ehesten als Erklärung derselben für möglich halten.

Wie aus den eingangs aufgezählten Mächtigkeiten in der Gesteinsserie hervorgeht, besteht in der Hallstätter Decke eine bedeutende Reduktion der Mitteltrias gegenüber der Normalfazies. Die Mächtigkeit des Anisoladins ist ungefähr wie in der Hallstätter Fazies des Saalach-Salzachgebietes (Profil Dietrichhörndl—Gerhardstein) 300—400 *m*. Einen ähnlichen Vergleich hat schon O. Sickenberg (S. 121) für den O-Teil der Lammermasse für angebracht gefunden.

Nach A. Bittner (1884, S. 108) kannte man keine Stelle, an welcher alle Zonen der echten Hallstätter Kalke in einem normalen Profil zwischen Werfener Schichten nnd Kössener Schichten eingeschlossen wären; nur paläontologische Stützpunkte konnten zur richtigen Einreihung der Hallstätter Kalke führen. Bittner (S. 109) hat die Wahrscheinlichkeit ausgesprochen, daß auf Grund des paläontologischen Nachweises von E. v. Mojsisovics die stratigraphische Vertretung aller Zonen des Hallstätter Kalkes in jenen Profilen möglich ist, wo Wettersteinkalk zwischen Muschelkalk und Carditaschichten auftritt. Eine solche Vertretbarkeit kann im Bereich der Lammermasse nachgewiesen werden: Gutensteiner Dolomit und Ramsaudolomit vertreten das anisoladinische Niveau der Hallstätter Faziesgesteine.

Die von Bittner (S. 109) für möglich gehaltene Überlagerung echter Hallstätter Schichten auf dem Nivean der Carditaschichten ist ebenso auf Grund stratigraphischen Nachweises als absolnt der Tatsache entsprechend anzusehen. Es ist nach der Erkenntnis der Vertretbarkeit auch das Verständnis näher gebracht, im Nor der Hallstätter Decke teils Gesteine zu finden, die dem Dachsteinkalk vollends gleichen. Umgekehrt ist es dadurch um so erklärlicher, wenn etwa der Hochgebirgskorallenkalk des südlichen Tennengebirges vereinzelt typische Hallstätter Fazies aufweist.

Eines ist sicher: Besteht Hahns Annahme zu Recht, daß sich die juvavische Zone auf Grund der ladinischen Reduktion im Tirolikum an den tirolischen S-Rand knüpft, so erklärt sich auch die übereinstimmend gleichgerichtete anisoladinische Reduktion (siehe S. 169).

Ein Reduktionsphänomen geht aber auch aus der Mächtigkeitsabnahme des tirolischen Dachsteinkalkes am Tennengebirge hervor. Die Reduktion erfolgt von W nach O, also in gleicher Richtung wie die anisoladinische Reduktion. Hiefür kann aber kaum eine Deutung ähnlich jener genügen, wie sie Hahn für die Mitteltrias gegeben hat (siehe oben!).

Dank der tiefgreifenden Erosionsrinne längs einer Störung am S-Rand der steilgestellten Antiklinalzone an der Quechenbergalm ist es möglich, die Mächtigkeit der norischen Stufe zwischen dem karnischen Dolomit der genannten Alm und den dunklen Jurakalken an der Oberen Alm auf nur zirka 100—150 *m* zu schätzen. Die Erosion zur Klärung der im Tennengebirge gegen O zunehmenden Dachsteinkalk-Reduktion heranzuziehen, ist dabei kaum möglich. Wohl dürfte jedoch das schon von A. Bittner beobachtete, zunehmend steile N-Fallen des Dachsteinkalkes gegen das Tennengebirgs-O-Ende eine gewisse Rolle spielen.

Es ist möglich, daß neben Strömungen die Tieferlegung des Meeresraumes eine Primärreduktion der norisch-rhätischen Ablagerungen hervorgerufen hat. In dieser Hinsicht sind bei den obertriadischen und jurassischen Gesteinen des Tennengebirges folgende Verhältnisse auffällig:

1. Die Buntfärbung und das Dünnbankigwerden des Dachsteinkalkes gegen das Ahornkar am O-Ende des Tennengebirges.

2. Die cephalopodenführenden bunten Liaskalke am N-Rand des Tennengebirges. Sie stehen als Ablagerungen eines tieferen Meeres der Flachseefazies der ebenso bunten Krinoidenkalke am Tennengebirgsplateau gegenüber (gemäß A. Bittner).

3. Die Zunahme der bitumenreichen, dunklen Krinoiden-Plattenkalke im Hangenden der Dachsteinkalke nördlich und östlich des Firstsattels und das fast völlige Fehlen bunter Liaskalke.

Durch die weitgehende Verdrängung bunter Liaskalke, deren Ersatz durch bituminöse Krinoiden-Plattenkalke im Gesteinszug NW der Quechenbergalm und an der Schallwand—Traunstein Antiklinale wird angezeigt, daß die Sedimentation hier weniger sauerstoffreiches Wasser vorfand (vgl. W. Vortisch [1950, S. 117]).

4. Das Hineinreichen der Strubbergschichten bis südöstlich der Oberen Alm, ihr isoliertes Vorkommen an der Quechenbergalm und südlich der Spindelmaisalm. Die Strubbergschichten sind als Lokalfazies von Oberlias-Doggerablagerungen im allgemeinen an die Saumtiefe einer frühen Aufwölbung gebunden.

5. Der Faziswechsel innerhalb der Strubbergschichten (S. 202). Die ihnen zugehörigen kalkig-mergeligen Strubbergschiefer werden am westlichen Teil des Tennengebirgs-N-Randes von radiolarienreichen Manganschiefern überlagert. Am östlichen Tennengebirge, im Bereich der Oberen Alm, gehen diese Manganschiefer aus noch schwach vererzten Oberlias-Dogger Kieselkalken hervor. Sie besitzen keine Strubbergschiefer an ihrer Basis. Wenn es auch fraglich ist, ob jene radiolarienreichen Gesteine Bathyalablagerungen darstellen, so ist damit doch gegenüber den wahrscheinlich in einer seichteren Zone gebildeten Breccienlagen [1]) am west-

[1]) Es kann sich natürlich auch um Breccien handeln, die auf Grund einer steilen Böschung in eine größere Tiefe gelangten, wie es H. P. Cornelius (1951) für ein Gestein aus Graubünden für möglich hält, in dem Radiolarit zur Grundmasse einer Breccie wird.

Übersichtstabelle der Stratigraphie

	Tennengebirgs-Tirolikum (Gesamtmächtigkeit exklusive der Werfener Schichten = max. 2000 *m*)	Tiefjuvavikum der „Lammermasse" (Gesamtmächtigkeit exklusive der Werfener Schichten = max. 800 *m*)
Lias und Dogger	Strubbergschichten; im O seitlich abgelöst von Ob. Lias-Dogger Kieselkalk (Profil Obere Alm) Hornsteinknollenkalk (den Strubbergschichten wahrscheinlich gleichaltrig) im W: 100 *m* (Profil Sattelberg) im O: 200 *m* (Profil Quechenberg- und Spindelmaisalm) Hornsteindolomit und Radiolarit (den Strubbergschichten wahrscheinlich gleichaltrig) (Profil Gappenkopf-Spindelmaisalm) Krinoiden-Plattenkalk (Oberer Lias-Dogger [?]) im W: 40 *m* (Profil Lammereck—Paß Lueg) im O: 200 *m* (Profil Schallwand) Bunter Mittelliaskalk im W: 40 *m* (Profil Lammereck—Paß Lueg) im O: fast vollkommen durch Krinoiden-Plattenkalk ersetzt (Profil durch die Gesteinszüge nordwestlich der Quechenbergalm)	fehlt
Obertrias	Kössener Schichten — unbedeutend Norisch-rhätischer Dachsteinkalk im W: 800 *m* (Profil Paß Lueg) im O: 150 *m* (primäre Reduktion!) (Profil westlich der Quechenbergalm) Karnischer Dolomit zirka 300 *m* *) Reingrabener Schiefer im W: auskeilend *) im O: 20 *m* *)	Norisch-rhätische Mergelschiefer (Zlambachmergel?) (Vorderer Strubberg) Pedatakalk (Nor) Karnischer und norischer Hallstätterkalk Karnischer Dolomit im W: 100 *m* (Profil Lammereck) im O: 150 *m* (Profil Schober) Reingrabener Schiefer nur im O: 20 *m* (Profil Pailwand)
Mitteltrias	Ramsaudolomit Gutensteinerdolomit im W: 400 *m* (Profil Hinterstes Lammertal—Edelweißkopf) im O: 80 *m* (primäre Reduktion auf Kosten des Ramsaudolomits) (Profil Häringgraben—Gappenalm) *)	Ramsaudolomit Gutensteiner Dolomit und Gutensteinerkalk-Basisschichten im W: 400 *m* (Profil Lammereck) im O: 250 *m* (Primäre Reduktion auf Kosten des Ramsaudolomits) (Profil Schober)
Untertrias	Werfener Schichten	Werfener Schichten

*) nach O. Sickenberg, S. 86, 88.

lichen (!) Tennengebirgs-N-Rand und den an organischen Substanzen reicheren, tauben Strubbergschiefern eine Meeresvertiefung angezeigt.

6. Das Auftreten des den Strubbergschichten sicherlich gleichaltrigen Hornsteindolomits und Radiolarits am östlichen Tennengebirge.

Nach den vorliegenden Daten ist man geneigt, für den O des Tennengebirgs-Tirolikums eine relativ tiefere Lage des Sedimentationsraumes anzunehmen.

Neben den Mächtigkeitsabnahmen der triadischen Schichtglieder in der tirolischen Tennengebirgsserie ist der rasche Fazieswechsel eine Erscheinung, die mit den S. 166 angeführten Beobachtungen an der Hallstätter Zone auffallend übereinstimmt. Ein Versuch, die Faziestypen der Schichtglieder der beiden tektonischen Einheiten in Korrelation zu bringen, zeigt folgendes:

Vom Skyth zum Karn bestehen keine wesentlichen faziellen Abweichungen. Das Karn der Hallstätter Decke ist mächtiger und wechselvoller entwickelt als das des Tirolikums und ist durch die karnischen Halobien(Monotis)kalke charakterisiert. Das Nor der Hallstätter Entwicklung weicht durch die dunklen Pedatakalke, den Übergängen zu den Pötschenkalken und im Großen auch durch die Halobien-führenden Hallstätter Kalke von der tirolischen Ausbildung ab. Noch ausgeprägter ist der Unterschied im Obernor, bzw. auch im Rhät. Die dünnplattigen Mergelschiefer stehen norisch-rhätischem Riffkalk des Tirolikums gegenüber. Dann aber folgen, während die Serie der Hallstätter Decke mit der Trias abschließt, im tirolischen Tennengebirge die kalkig-tonigen, kieseligen und mergeligen Ablagerungen des Jura.

An den Serien beider tektonischer Einheiten erfolgt gegen das Hangende, eine Platznahme der Mergel-, bzw. auch Kieselkalkfazies. Der auf rein lithologischer Grundlage beruhende Vergleich der Strubbergschiefer mit den altersmäßig abweichenden Mergelschiefern der Hallstätter Decke im Bereich des Lammertales läßt eine Phasenverschiebung im Erreichen der betreffenden Sedimentationsbedingungen vermuten. Die Schlamm-, bzw. Mergelfazies bildet sich im Tirolikum später heraus als in den Gesteinen der Hallstätter Zone.

Örtlich gesehen ermöglicht die Gegenüberstellung der Fazieseigenschaften eine Angliederung der Hallstätter Fazies an die tirolische Fazies. In beiden Serien finden sich von W nach O Parallelerscheinungen. Sicher kann man darin einen Nachweis der ursprünglich in paralleler Längserstreckung benachbarten Sedimentationsräume sehen. Daraus ergibt sich kein Widerspruch zu den Ansichten von F. F. Hahn (1913), L. Kober (1912, S. 23 und 1938), E. Spengler (1914, 1918) und anderen Forschern, welche die juvavische Masse vom S herleiten.

Zweiter Teil: Tektonik

I. Einzelbeschreibungen

1. Paß Lueg bis Lammereck (Tafel IX, Profil III, IV; Tafel X, Fig. a)

Dieser Abschnitt ist verhältnismäßig einfach gebaut. Überall, soweit Aufschlüsse vorhanden — womit es von K. 983 gegen O sehr schlecht bestellt ist —, sieht man die bunten Liaskalke, die den Dachsteinkalk bedecken, flach bis mäßig gegen N bis NO

unter die Strubbergschichten einfallen (Aufschlüsse an der Kante nordwestlich Zimmerau). Im Lammerbett, nördlich des Knies ober der Tuschenbrücke, sieht man die Strubbergschichten in größerer Ausdehnung anstehen. Das Streichen ist hier ausgesprochen nach NW umgebogen, das Einfallen ziemlich steil NO.

Auf den Strubbergschichten liegt der Triasdolomit überschoben. Gegenüber Epen reicht er noch auf das W-Ufer der Lammer hinüber. Von da an bildet er eine geschlossene Front bis zur Kuppe nördlich von K. 783. Nördlich und nordöstlich Zimmerau liegt, wenige Meter mächtig, dunkler Gutensteiner Kalk an der Basis des Dolomits. Lipold (1851 c) hat die Verhältnisse bereits grundsätzlich richtig dargestellt.

Östlich K. 783 scheint eine Querverschiebung den Ausstrich der Schubfläche um 300—400 *m* gegen N zu rücken. Genau festzulegen ist sie nicht, da der Schutt alles verhüllt. Aber der Dolomit setzt hier erst am Gehänge des Lammerecks nördlich der Moorfläche bei K. 697 ein und im weiteren Fortstreichen dieser Senke erscheinen auch die Strubbergschichten im Graben, der von K. 709 gegen SO hinabzieht, wieder anstehend. Auch der rote Liaskalk steht südlich über dem Graben in flach N-fallenden Platten an. Er scheint noch von der Verschiebung betroffen zu sein.

Einer Komplikation ist noch zu gedenken, die Pia (1924, S. 100) bereits vermerkt: In den Hügeln bei Epen, im Lammerknie, tauchen die Strubbergschichten nochmals unter dem Dolomit als Fenster hervor. Ihre anstehenden Aufschlüsse auf dem N-Abfall zeigen wieder das scharf nach NW abgedrehte Streichen mit mittlerem SW-Fallen. Auf der S-Seite des Hügels können, nach geringfügigen und mangelhaften Anzeichen, noch Werfener Schichten vorhanden sein (obenauf liegt etwas Moräne). In der Senke auf seiner O-Seite liegt Gutensteiner Kalk in Lesesteinen, der auch südlich davon im Walde am Weg nach Zimmerau, mit flachem NO-Fallen ansteht. Er bildet hier wie am S-Rand die Basis der Schubmasse.

In dem erwähnten Abschwenken des Streichens gegen NW innerhalb der Strubbergschichten, sowohl bei der Tuschenbrücke wie im Fenster von Epen, man mag ein Anzeichen der Heraushebung der Göllmasse sehen, um welche die Strubbergschichten gegen NW zum Roßfeld herumbiegen.

Nach den Beobachtungen von Plöchinger kann hiezu folgendes ergänzend bemerkt werden: Östlich vom Struberdenkmal am Paß Lueg finden sich dunkle Kalke, die noch zu den Kössener Schichten gezählt werden können, zusammen mit dunklem bis hellgrauem Krinoidenkalk. Gegen N erfolgt ein Übergang in helle, gebankte und hornsteinführende Mergelkalke und Adnether Kalke. Über den Adnether Kalken liegen mit mittelsteilem Einfallen unvermittelt die Strubbergschichten.

Die von Cornelius angenommene Störung könnte eher einen NO-Verlauf haben und so für das Vorspringen der Strubbergschichten verantwortlich gemacht werden. Möglicherweise verbindet sie sich mit dem Verwurf, der den karnischen Kalk im W begrenzt. Das diskordante Abstoßen der Streichungsrichtungen, das sich gegenüber den Strubbergschichten und der tiefjuvavischen Lammereckmasse abzeichnet, bringt die Vermutung nahe, daß diese juvavische Scholle etwas quer zur Streichungsrichtung des Tennengebirgs-Tirolikums zu liegen kam.

Die Morphologie des Lammereck weist eine O—W-Anordnung auf, das Streichen der Bauelemente ist aber SO-gerichtet. Schon von Golling aus läßt sich ein mittelsteiles NO-Fallen der Basisbänke erkennen. Es sind dünnbankige, teils hornsteinführende Gutensteiner Kalke und -Dolomite mit dunklen Quetschschiefereinlagerungen und ein sanft NO-fallender, massiger Gutensteiner Dolomit; Gesteine, die gegen das Salzachtal zu einen jähen Abbruch erfahren. Hangend streichen die hellen ladinischen und die dunklen, teils kiesclig-knolligen karnischen Dolomite gegen SO. Die genannten Bauelemente stellen den südlichen Flügel einer Mulde dar, die als Kern im wesentlichen obertriadische dunkle, teils endogen brecciöse und verfärbte Kalke, im SO-Teil der Synklinalachse, dem Lammereckgipfel, aber auch helle, karnische Halobienkalke führt.

Die juvavische Scholle des Lammereck besitzt eine von der unteren bis zur oberen Trias reichende Schichtfolge und erweist sich als eine Synklinale mit NW-gerichterer Achse.

2. Umgebung von Kuchlbach—Infangalm (Tafel X, Fig. c)

Von der S-Seite des Lammereck gegen O verbreitet sich das Bereich der Strubbergschichten beträchtlich. Am SO-Hang beobachtet man sie bis etwa 780 *m* aufwärts. Sie streichen dort in steiler Stellung NO. Darüber folgt der Dolomit des Lammereck. In der O-Flanke beschreibt er eine flache Wölbung, in welcher am Fuße des Berges die

Werfener Schichten zutage treten. Gegen S legen sie sich auf die Strubbergschichten, mit welchen sie sich bei der Quelle nahe dem SW-Winkel des Kuchlbacher Talbodens verzahnen, wie aus der Verteilung der Lesesteine ersehen werden kann.

Östlich von hier, an der S-Front des Talbodens, tritt wieder Dolomit an diesen heran. Er bildet den Hügel auf der W-Seite der von der Infangalm herabziehenden Furche, längs welcher die von O heranstreichenden Strubbergschichten an einer Verwerfung an dem Dolomit abstoßen. Im S und W sieht man ihn mit mittlerem N-Fallen auf Strubbergschichten auflagern. Der Weg, welcher über den Sattel P. 709 zum Paß Lueg führt, folgt auf längere Erstreckung dem Ausstrich der Schubfläche.

Der Raum östlich der zuvor genannten Schlucht wird in großer Ausdehnung beherrscht von den Strubbergschichten, in welchen sich Breccienzüge einstellen. Ein sehr schönes Profil (Tafel X, Fig. c) bietet der Graben [1]) südwestlich der Infangalm. Hier sieht man einen Hauptbreccienzug von etwa 20 *m* Mächtigkeit, sowie einen hangenden, von 3 bis 4 *m* einen unsymmetrischen Sattel und eine flache Mulde bilden und hierauf sich senkrecht zur Kante der flachen Stufe bei rund 700 *m* emporschwingen. Wo sich von dieser Stufe weg der Kamm gegen P. 1678 zu erheben beginnt, stehen bunte Liaskalke an, mittelsteil NNO-fallend. An ihren NO-schauenden Steilabbruch muß eine Verwerfung ziehen, denn im Gehänge unterhalb derselben lassen sich die Strubbergschichten noch etwa 250 *m* weiter gegen SW verfolgen (Lesesteine!).

An dem Abfall der genannten Stufe, unterhalb des Liaskalkes, steht westlich P. 688, inmitten der Strubbergschichten, hornsteinführender, dunkler Kalk an — wahrscheinlich ein eingewickelter Fetzen von Gutensteiner Kalk. Bemerkenswerterweise befindet er sich noch im Liegenden der Breccienzüge. Der Anhaltendste von diesen setzt unmittelbar bei der Infangalm gegen O über den Bach, dann gegen SO einschwenkend zum Sattelberg fort und ohne Unterbrechung in dessen Hauptgipfel. Diese Feststellung zeigt, daß die zuvor genannte Verwerfung nicht durch die Strubbergschichten weiterläuft, ein Verdacht, auf den man angesichts der Tatsache verfallen könnte, daß sich ungefähr in der Verlängerung ihres Streichens eine weitere mit gleichem Verstellungssinn befindet. Auf der Hochfläche nordöstlich der Infangalm ist nämlich der Ausstrich der Schubfläche zwischen Strubbergschiefern und Triasdolomit besonders weit nach N gerückt: südlich des Berger [2]) sieht man sie als steile Runse den Steilabfall hinaufziehen und weiter in einem Graben quer über die Hochfläche verlaufen. Wo diese an das Steilgehänge des Sattelberges anschließt, hören die Strubbergschiefer plötzlich auf, der Dolomit ist um 150 *m* weiter nach S verschoben.

Als zusätzliche Beobachtung ergibt sich nach Plöchinger eine eigenartige Verschuppung, wie sie aus dem Profil südlich von Kuchlbach hervorgeht. Beim erstmaligen Auftauchen von Strubbergschichten an einem Staudamm erkennt man am linken Ufer des Baches gebankte, dunkle Gutensteiner Dolomite. Es folgt auf 30 *m* dunkler Strubbergschiefer wieder eine zirka 10 *m* mächtige Dolomit-Breccienbank. Sie steht steil, streicht lokal SW und zeigt an der Basis mit Glanzschiefern verknetete Breccienlagen. Darauf folgen auf 4 *m* manganvererzte Schiefer, zirka 15 *m* Strubbergschiefer mit einzelnen Brocken der Dolomitbreccie, 3 *m* roter, teils grünlicher Haselgebirgston, 10 *m* Strubbergschiefer, reich an Einschlüssen gestreckter, grauer Gutensteiner Dolomit-Linsen. Sie werden bis mehrere Meter lang und liegen in den Schieferungsflächen der steil NO-fallenden Schiefer.

Verfolgt man den in südwestlicher Richtung ansteigenden Bachlauf, so gelangt man nach zirka 40 *m* zu einer aus Gutensteiner Kalkbänken gebildeten 15 *m* hohen Felsstufe. Darüber teilt sich der Bach im sumpfigen Gelände auf und gibt keinen Aufschluß mehr.

Cornelius verweist weiters auf die Felsschwelle, welche das Becken von Kuchlbach auf zwei Drittel seiner Breite gegen das Tal der Lammer im N absperrt, die Pia (1926, S. 99) als „eine der merkwürdigsten und schwierigsten Stellen im ganzen Bereich der unteren Lammer" bezeichnet. Sie besteht in der Hauptsache aus einem mäßig dunkelgrauen, nur teilweise gut geschichteten Kalk, der aber immer noch ganz innerhalb der Variationsbreite des Gutensteiner Kalkes liegt.

---

[1]) Auf dem Gehänge zu beiden Seiten sind die Aufschlüsse weit weniger klar. Insbesondere scheint es hier zu staffelförmigem Absitzen der Breccienbänke an der Oberfläche zu kommen. Auch eine große Masse hellen Kalkes südlich der Infangalm (Quelle!) steht nicht an, sondern bildet mit anderem Blockwerk aus Dachsteinkalk einen kleinen Bergsturzhaufen.

[2]) Gehöft über dem Abfall der Terrasse Kuchlbach zur Lammer.

Cornelius hat auch den Eindruck, daß er im stratigraphisch Hangenden des SW folgenden Werfener Schiefers (vgl. oben), im übrigen an der Basis der Triasdolomite liegt, also da, wo Gutensteiner Kalk zu erwarten wäre. Pia schreibt allerdings, daß vereinzelte Megalodonten darin wären, was zu dieser Deutung nicht gut passen würde. Im westlichen Teil des Hügels kommt unter jenem Gutensteiner Kalk auf der N-Seite roter Liaskalk [1]) hervor, steil aufgerichtet mit NW-Streichen. Der Kontakt beider Gesteine ist nördöstlich vom Liaskalk vorzüglich aufgeschlossen, so daß man die Hand darauf legen kann. Besonders der Lias ist hier — z. T. aber auch anderwärts — enorm verflasert. Am SW-Kontakt scheinen sich, nach allerdings flüchtigen Spuren, schwarze Schiefer auf dem Scheitel der Schwelle dazwischenzuschalten, Strubbergschiefer, zu denen auch der von Pia erwähnte Hornstein gehören dürfte.

Cornelius möchte diese Juragesteine nicht so sehr für eine fensterartige Aufwölbung des Untergrundes (Pia) halten, wenn sie auch ein kleines Fenster zu bilden scheinen, als vielmehr für einen an der Basis der juvavischen Decke mitverschleppten und in sie eingewickelten Schubfetzen. Inwieweit auch ein Teil des dunklen Kalkes dazugehört (Rhät! nach Pias Funden!) bleibt noch genauer festzustellen.

Plöchingers Untersuchung brachte folgendes, etwas abweichende Ergebnis: SW-fallende Gutensteinerkalk-Basisschichten mit Spuren von Werfener Schichten nahe der Straße nach Kuchlbach, etwa 100 *m* südöstlich der Lammerbrücke bilden das Liegende von grauen anisischen Dolomiten. Ein kleiner NW-verlaufender Graben schnürt diese Scholle vom westlich fortsetzenden Höhenrücken etwas ab. Eine tektonische Breccie heller Kalke und Dolomite in einem dunklen Bindemittel schaltet sich in diesem Einschnitt zwischen dem Dolomit und einem norisch-rhätischen Dachsteinkalk ein. Der meist dichte Dachsteinkalk westlich des Grabens weist graue, hellbraune und buntgefärbte Gesteinspartien auf. Er besitzt Megalodus-Querschnitte und ist großoolithisch ausgebildet. Eine scharfe, geschlossene Verwerfungskluft setzt die dunklen, sandigen Rhätkalke vom westlich folgenden, stark verflaserten, bunten Liaskalk ab, dem Spuren von Strubbergschiefer auflagern.

Nach den vorgebrachten Beobachtungen glaubt Plöchinger die dunklen Kalke doch dem aufgeschuppten tirolischen Untergrund zuzählen zu müssen (vgl. oben). Die Grenzlinie zur östlich benachbarten tiefjuvavischen Scholle ist nach dieser Auffassung wahrscheinlich dorthin zu verlegen, wo die Breccie den Kalk vom sicher tiefjuvavischen Dolomit trennt.

3. Der Sattelberg (Tafel IX, Profil 7; Tafel X, Fig. d)

Gehört das Lammereck fast zur Gänze dem Juvavikum zu, so muß die südliche Hälfte des Sattelberges bereits der tirolischen Basis zugerechnet werden. Nach den hier vorliegenden Beobachtungen Plöchingers zählt dazu der Dachsteinkalk und die hangende Liasserie. Letztere gliedert sich in einem N—S-Profil östlich der K. 1021 in 100 *m* mächtige, hellgraue, dichte Liaskalke mit Hornsteinknollen, denen in 50 *m* Mächtigkeit bunte, knollige Adnether Kalke auflagern; dann zirka 10 *m* verflaserter, teils bunter Liaskalk, wenige Meter mächtige, graue und violette Krinoidenkalke und schließlich bis zirka 70 *m* mächtig werdende helle, knollig-brecciöse Plattenkalke mit vereinzelt krinoidenreichen Einschaltungen. Darauf folgen in zirka 250 *m* Mächtigkeit die Strubbergschichten. Sie sind mit der zirka 150 *m* Mächtigkeit erlangenden basalen Liasserie eindeutig stratigraphisch verknüpft. Zwei langgestreckte Züge einer sedimentären Breccie nehmen darin teils eine erhebliche Mächtigkeit an. Vor allem bei den drei Breccienzügen der Infangalm erhält man den Eindruck einer tektonischen Wiederholung. Wie S. 209 erläutert, so sind auch in den manganvererzten Strubbergschichten des Sattelberges Beziehungen zur Tektonik zu erkennen.

Während, wie bereits erläutert, der südliche Teil des Sattelberges dem Tirolikum zugehört, sind die am nördlichen Sattelberg den Strubbergschiefern aufgeschobenen Gesteine dem Tiefjuvavikum zuzuzählen. Schroffe Dolomitfelsen lösen hiebei die weichgeformten Höhen ab. Während der NO-Teil des Berges von anisischen und ladinischen Dolomiten aufgebaut wird, trägt die NW-Seite des Sattelberges die zusammengestauten, steilgestellten obertriadischen Kalke. Trotz des stark gestörten Gesteins lassen sich an

[1]) Auf Blatt Hallein—Berchtesgaden richtig eingezeichnet. Bei Fugger (1914, S. 425) mit Vorbehalt als Lias bezeichnet.

den Abbrüchen zum Lammertal Übergänge vom Dolomit zum Kalk erkennen. Ramsaudolomit wird vom karnischen Dolomit und von endogen-brecciösen karnischen Kalken abgelöst. Im Kern der axial NW-fallenden Mulde ist in einem nicht gut abgrenzbarem Maße das Nor in Form dunkler Pedatakalke vertreten. Nahe der K. 861 schließt sich an halobienführende hellgraue Hallstätter Kalke in kleinen Gesteinspartien ein bunter Hallstätter Kalk an.

Das Profil durch den südlichen Sattelberg bleibt nach Cornelius im Streichen dasselbe, abgesehen davon, daß das Streichen gegen die Infangalm zu mehr nach NW dreht und daß sich dort noch ein dritter, höchster Breccienzug einschaltet, während der unterste zu Ende geht. Nur zwischen den nördlicheren Gipfel sind noch lokale Komplikationen durch Verwerfungen zu bemerken. Die vom Mittelgipfel her lokal NNW streichenden Strubbergschichten stoßen in dem Graben nördlich von diesem gegen den Dolomit einer dem NW-Gipfel vorgelagerten Schwelle. Auf dieser scheint sich am Abfall des NW-Gipfels dasselbe zu wiederholen. Wir haben zwei kleine Verwerfungen, welche die Dolomitgrenze gegen NO, bzw. O jeweils knappe 100 *m* versetzen.

4. Das Rauhe Sommereck, Wiesergraben [1]) (nach H. P. Cornelius; Tafel X, Fig. e)

Die Auflagerung auf die bunten Liaskalke, welche in steiler Stellung über den Sattel südlich vom Rauhen Sommereck streichen, ist auf dem Sattel durch Moräne verbüllt, im W-Gehänge bewachsen. Dagegen ist sie in der gegen O hinabziehenden Furche gut zu sehen. Es folgen dort

a) dunkelgraue, dünnschichtige Mergel wie oben, nur tritt der Mangangehalt viel mehr zurück. Gegen oben sind sie stärker verschiefert. Knapp unter dem Gipfel folgt

b) lichtgrauer, fast dichter Kalk, hell und etwas körnig verwitternd. Er bildet eine etwa 8—10 *m* hohe Steilwand, keilt aber seitlich rasch aus. Darüber folgt

c) Kalkbreccie in Erosionsfurchen des Kalkes eingreifend und z. T. ohne sichtbare Grenze aus ihm hervorgehend, bildet als vielleicht 20—30 *m* mächtige Masse den Gipfel und die gegen N geneigte, oberste, flache Abdachung des Rauhen Sommereck.

Unmittelbar auf diese Breccie überschoben ist westlich vom Gipfel und am NW-Fuß dunkler Gutensteiner(?)Dolomit. Dadurch sind die obersten Glieder des Sattelberg-Profils amputiert. Nur an einer Stelle konnte ich als Andeutung derselben noch eine Spur an Manganerz am Überschiebungsrand feststellen.

Dagegen erscheinen im NO-Gehänge und dem vom Schönalmboden zum Wieser hinabziehenden Graben noch drei weitere Bänke von Breccien, die sich alle nicht gegen S durchverfolgen lassen. Das spricht für tektonische Stappelung! Die unterste scheint in der Felswand mit dem Wasserfall (südlich von der Wiese, auf der das kleine E-Werk steht), im Wiesergraben wieder auf hellem Kalk aufzuliegen. Doch ist es mir nicht gelungen, in dem schlecht zugänglichen und stark überwachsenen Felsen den Kontakt festzustellen.

Alle anderen Profile der Strubbergschichten besagen stratigraphisch viel weniger, da sie tektonisch stärker umgestaltet und zudem meist viel einförmiger sind.

Zusammengefaßt und ergänzt ergibt sich folgendes: Auf dem Dachsteinkalk legt sich der bunte Liaskalk mit viel steilerem N-Fallen als am Sattelberg (auf dem westlichen, der Schönalm zugekehrten Gehänge, saiger!). Darauf liegen mit weniger steilem N-Fallen (ob an der Grenze selbst eine Diskordanz besteht, läßt sich leider nicht feststellen) die Strubbergschichten, in der Gipfelpartie gekrönt von der noch flacher N-fallenden, auf einer Kalklage transgredierenden Breccienplatte. Gegen N hinab wiederholt sich die Breccie insgesamt viermal, höchstwahrscheinlich tektonisch. Ihr tiefstes Vorkommen im Wiesergraben scheint wieder auf Kalk zu transgredieren. Unmittelbar auf der obersten Breccie liegt Triasdolomit am N-Fuß des Berges, ein kleiner Erosionsrest auch westlich, gleich unterhalb des Gipfels, an einer kleinen Verwerfung gegen diesen abgesetzt. Im N aber folgt der von dem Schönalmboden dem Wiesergraben zuströmende, tief eingeschnittene Bach einer nahezu O—W-streichenden Verwerfung von über 200 *m* Sprunghöhe. An ihr stoßen die sämtlichen zuvor genannten Breccien gegen den einheitlichen Triasdolomit des N-Flügels ab.

Auf dem Gehänge gegen den Wiesergraben ist im unteren Teil so gut wie nichts zu sehen. Auf der Sohle des Grabens liegen Strubbergschiefer, im ganzen ziemlich flach,

[1]) Graben südlich vom Gehöft Wieser.

wenn auch im einzelnen ziemlich unregelmäßig. Sie fallen gegen N unter die tiefste Breccienbank. Gegen S reichen sie um etwa 250 *m* weiter gegenüber dem tiefsten, anstehenden, bunten Liaskalk der westlichen Grabenseite. Das spricht für eine ansehnliche Querverschiebung. Eine zweite, gleichsinnige Verschiebung von etwas geringerem Verstellungsbetrag (rund 200 *m*), muß aus gleichen Gründen auf dem O-Gehänge angenommen werden.

5. Gehänge südlich Wiesergut, Winkler (nach H. P. Cornelius; Tafel X, Fig. f)

Der Dolomit von der N-Seite der zuvor genannten Verwerfung reicht beim Austritt des Wiesergrabens noch auf das O-Ufer des Beckens hinüber. Wie es endet, ist nicht zu sehen. Dort, wo der Weg vom Wiesergut in den Graben die erste Höhe ersteigt, steht jedenfalls bereits ein massiger, heller Kalk an, der weiter gegen O zusammenhängend den Fuß des Abhanges über der Quartärterrasse aufbaut. Nichts spricht dafür, daß er „die Fortsetzung der dunklen Gesteine" (d. h. der Dolomite) „des Strubberges" bildet, wie Pia (1924, S. 96) meint. Er steht vielmehr in untrennbarem, Schritt für Schritt verfolgbarem Zusammenhang mit dem Dachsteinkalk des Tennengebirges und wir werden alsbald auch noch andere Anzeichen dafür kennen lernen, daß jener Kalk nur Dachsteinkalk sein kann.

Das eine treffen wir sogleich, wenn wir auf dem genannten Weg den flachen Sattel, kaum 20 *m* über der Quartärterrasse, erstiegen haben. An vielen Stellen kommt der helle Kalk zwischen der Rasendecke zum Vorschein. Dazwischen aber liegt auf der O-Seite des Weges eine kleine Partie von schwarzem Manganerz der Strubbergschichten ganz offensichtlich auf dem hellen Kalk. Dieser liegt also jedenfalls unter den Strubbergschichten (bunter Liaskalk fehlt hier, wie überall auf der gegen O anschließenden Strecke bis über die Wienerfall-Quelle hinaus).

Folgt man dem Weg weiter auf dem O-Gehänge des Wiesergrabens gegen S aufwärts, so kommt man bald wieder in bröckelig zerfallenden hellen Dolomit (bei rund 600 *m* Höhe). Bei 620 *m* kommen darunter Spuren von Werfener Schichten (grünliche Tonschiefer, zu gelben Lehm verwitternd) hervor, aufgeschoben auf Strubbergschiefern, welche nun in Menge am Wege umherliegen. Wie ihr Verhältnis zu dem Dachsteinkalk ist, läßt sich leider nicht ersehen. Es müssen jedenfalls unter der kleinen Werfener Schichten-Dolomit-Deckscholle bzw. unter der maskierenden Vegetation der Umgebung noch unerkannte Störungen verborgen sein.

Folgt man dem Weg weiter grabenabwärts, so sieht man mit Staunen die Strubbergschichten an dem Gehänge der O-Seite plötzlich hoch emporreichen. Die Höhe des Rückens wird allerdings von Dachsteinkalk gebildet, der in hohen Wänden abbricht und die Grenze beider Gesteine entpuppt sich als eine mittelsteil gegen ONO einfallende Schubfläche, die auf große Erstreckung prachtvoll aufgeschlossen ist. Ihr Ausstrich steigt gegen SSO in die Höhe, zwei kleine Quersprünge verstärken den Anstieg. Die Strubbergschichten sind am Kontakt ungemein zerquetscht. Ihr Auswittern schafft einen mächtigen Überhang des überschobenen Dachsteinkalkes. Knapp unterhalb ist eine Einschaltung von Manganschiefern durch eine fortlaufende Kette von Erzausbissen angedeutet (Tafel X, Fig. f). Sie endet gegen N zwischen dem Dachsteinkalk und einem Felskopf aus dunklem Triasdolomit (etwa 730 *m*), der einen in die Strubbergschichten eingewickelten Schubfetzen darstellt. Gegen S nimmt die Schubfläche saigere Stellung an, die Strubbergschichten ziehen, an spärlichen Lesesteinen erkennbar, in einer beiderseits von Dachsteinkalk-Felsen eingefaßten Gasse gegen O auf die Höhe des Rückens, wo sie durch einen kleinen Sattel (etwa 1050 *m*) gekennzeichnet sind. Sie von hier aus weiter gegen O zu verfolgen, war nicht möglich, dort trifft man nichts anderes als Dachsteinkalk.

Nördlich von dem zuvor erwähnten Dolomit-Felskopf verschwindet die Schubfläche bald unter Schuttbedeckung. Der Dachsteinkalk, der zuvor vollkommen schichtungslos war, nimmt deutliche Schichtung an mit mittleren N-Fallen. Auch gegen N findet er sich an einem Steilabbruch, unter welchem wüste Blockfelder liegen. Aber in diesen kommen auf einer Verflachung (etwa 620—650 m^2) Spuren von schwarzen Schiefern zum Vorschein, die eine Fortsetzung der Strubbergschichten anzeigen. Noch weiter östlich aber setzen Dachsteinkalkaufschlüsse so gut wie ohne Unterbrechung bis zum Gehängefuß hinab[1]).

[1]) Geländedarstellung der Karte 1 : 25.000 (Blatt Lammeröfen) ist auf diesem ganzen Gehänge sehr mangelhaft; gerade im Bereich dieser Verflachung zieht sie die Höhenschichten eng geschart und umgekehrt.

Was hat nun diese auf etwa ½ *km* verfolgbare Überschiebung zu bedeuten? Einer Bewegung von S gegen N kann sie nicht gedient haben; dem widerspricht das ganze Kartenbild. Eher könnte man an eine solche in umgekehrter Richtung, von N gegen S, denken. Aber auch in diesem Fall wäre zu erwarten, daß sich die Strubbergschichten von dem Sattel bei 1050 *m* irgendwie gegen O fortsetzen. So ist es wohl das Nächstliegende, eine Bewegung von O gegen W — oder genauer etwa von ONO gegen WSW — anzunehmen, deren Ausmaß nicht groß zu sein braucht: 200—300 *m* würde ich als Maximalbetrag ansehen. Leider ist es mir nicht gelungen, in den zerdrückten Strubbergschichten Bewegungsspuren (Faltenachsen!) zu finden, welche diese Annahme sicherstellen würden [1]). Wir kehren nun zurück zum Gehängefuß über der Quartärterrasse und folgen diesem gegen O.

Südwestlich vom Mayerhofer [2]) finden wir die sonst meist anstehenden Dachsteinkalk-Felsen durch eine glatte Wiesenfläche unterbrochen und auf ihr liegen (unten sehr spärlich, höher etwas reichlicher) dunkle Schiefer-Strubbergschichten! Gehen wir gegen W in den Wald, so sehen wir sie auch anstehen: u. a. in einem Wasserriß, wo sie mit mittlerem NO-Fallen unmittelbar auf Dachsteinkalk auflagern. Dies ist also der zweite Beweis dafür, daß der Kalk des Gehängefußes unter den Strubbergschichten liegt! Sie sind am Gehänge aufwärts verfolgbar bis etwa 620 *m*; östlich davon folgt wieder Dachsteinkalk, der auch hier gegen W aufgeschoben sein dürfte; eine kurze Überschiebung, die die zuvor beschriebene, ungefähr gleichgerichtete, auf der O-Seite des Wiesergrabens ablöst. Unmittelbar östlich dieser Stelle setzen nun die Aufschlüsse der Lammermasse wieder ein. Ein kleiner Hügel, der sich aus dem Schotter der Terrasse vor dem Gehängefuß erhebt, läßt bereits in spärlichen Aufschlüssen Werfener Schichten erkennen. Besser aufgeschlossen sind sie an dem größeren, sanft geformten Hügel östlich davon, mit welchem zwischen Mayrhofer und Winkler der Anstieg des Gehänges beginnt. Der Weg in der Furche südwestlich dieses Hügels folgt der Auflagerung auf dem Dachsteinkalk; höher oben ist sie durch Moräne verhüllt, weiter östlich aber wieder durch einige Quellaustritte gut gekennzeichnet. Hier handelt es sich also wieder um die Schubfläche zwischen Lammermasse und Tennengebirge, nicht aber um die Trennung einer Reiteralm- von einer Hallstätterdecke, wie Pia (1924, S. 96) in Verkennung des Dachsteinkalkes annahm. Die Strubbergschichten sind hier ausgekeilt.

6. Die Furche des Strubbergpasses (nach H. P. Cornelius; Profil Tafel XI)

Sie ist ihrer ganzen Länge nach bedingt durch das Durchstreichen leichter erodierbarer Schichten zwischen widerstandsfähigen Kalk-, bzw. Dolomitmassen. Erstere sind entweder Werfener- oder Strubbergschichten; merkwürdigerweise ist hier kein Profil bekannt, wo Werfener- über Strubbergschichten liegen, wie das an und für sich erwartet werden könnte.

Die Werfener Schichten bilden nicht nur die Hügel beim Winkler (vgl. oben), sondern reichen auch, nur streckenweise von den quartären Terrassenschottern verhüllt, über den Bacheinschnitt hinüber nach Road, mit vorwiegend flachem N-Fallen (Aufschlüsse z. B. an der Strubberggasse unter Road oder in der Bachschlucht). Im Bereich der großen Quellen auf der S-Seite des Baches sieht man den Dachsteinkalk mittelsteil darunter einfallen. In der Schlucht unterhalb der Wienerfallquelle (sie ist im Spätsommer bei niederem Wasserstand beinahe trocken und leicht zugänglich!) ist der Kontakt unmittelbar aufgeschlossen. Eine Lamelle von stark verflasertem Gutensteiner Kalk (2—3 *m* mächtig) schaltet sich hier an der Grenze ein; Strubbergschichten fehlen. Auf der Höhe nördlich darüber liegt in bedeutender Ausdehnung die Seite 164 beschriebene Quartärbreccie. Östlich von ihr setzen in der Schlucht die Werfener Schichten fort. Auf der Terrasse, auf der die neue Strubbergstrasse führt, tragen sie als normales Hangendes Gutensteinerkalk-Basisschichten und weiter lichten Dolomit. Am Rande des Waldes gegen die Wiesen und Äcker von Road dürfte eine Verwerfung durchgehen, die die Werfener im W höher stellt. Eine weitere Verwerfung folgt gegen O, bevor die Wiesen über P. 701 emporsteigen. Denn auf diesen Wiesen stehen nur noch Strubbergschichten an; die Werfener sind verschwunden, der Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit um etwa 150 *m* hangaufwärts verstellt.

An seiner Basis dürfte hier als Schubfetzen der von Pia (1924, S. 94) erwähnte obertriadische dunkle Hornsteinkalk mit Halorellen liegen. Daß die Masse des Vorderen Strubberges nicht einer unter den Werfener Schichten des Hochsattelgutes liegenden

[1]) Vgl. S. 185.

[2]) Geböft bei P. 537. Der Name fehlt auf der Karte.

„Hallstätter Decke" angehört und mindestens zum großen Teil anisisch ist, zeigt das Auftreten der Gutensteinerkalk-Basisschichten nordwestlich vom Hochsattelgut, die hier den normalen Verband mit jenen Werfenern herstellen. Der Vorder-Strubberg wird damit zu einer gegen SW überschlagenen Synklinale innerhalb der Lammermasse, deren SW-Flügel freilich im SO von der basalen Überschiebung der Lammermasse amputiert wird. Damit ist es ganz gut vereinbar, wenn an der Überschiebung hier in unmittelbarem Kontakt mit dem anisischen Synklinalkern ein obertriadischer Schubfetzen liegt. Inwieweit diese Auffassung richtig ist, werden weitere Untersuchungen zu zeigen haben.

Von hier gegen SW bleibt das Profil bis zur Paßhöhe des Strubbergsattels ganz konstant: Dachsteinkalk — untergeordnet von bunten Liaskalken überdeckt — Strubbergschichten, anisischer Dolomit des Vorderen Strubberges. Die Kontakte bleiben überall durch Schutt verhüllt.

Erst unmittelbar westlich der Paßhöhe (P. 810) stellen sich Komplikationen ein. Dort ragt nämlich am Waldrand auf der SW-Seite der Paßfurche ein kegelförmiger Hügel auf, bestehend aus einem licht-lilagrauen, gut geschichteten Kalk in senkrechter Stellung. Ich möchte ihn am ehesten für einen untypischen Gutensteiner Kalk halten. Dies um so mehr, als sich nun am Wege hinab nach Unterberg Werfener Schichten (grüne Tonschiefer im Graben neben dem Weg z. T. anstehend, sonst mehrfach Lesesteine einstellen, die etwas weiter abwärts auch von sicherem dunklem Gutensteiner Kalk überlagert werden. Das sind alles in die Strubbergschichten eingewickelte Fetzen, die aller Wahrscheinlichkeit nach den basalen Teilen der darüber bewegten juvavischen Decke entstammen.

An dem Steig der oberhalb der Paßhöhe bei 850—860 *m* fast horizontal entlang führt, ist auch die Überlagerung der allerdings nur als Lesesteine zu beobachtenden Strubbergschichten durch den Gutensteiner Kalk unmittelbar aufgeschlossen.

7. Der Vordere Strubberg (überwiegend nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil X—XII; Tafel XI)

Wie J. Pia den Gollinger Schwarzen Berg der Reiteralmdecke (= Hochjuvavikum nach L. Kober) zuteilt (vgl. S. 101), so faßt er auch die Gesteine an der NW-Flanke des Vorderen Strubberges als Bestandteil jener Einheit auf. An einem steilen, SO-streichenden Bruch sind sie nach J. Pia (S. 82) dermaßen verstellt worden, daß im Gipfelbereich des Vorderen Strubberges die tiefjuvavischen Gesteine zutage treten. Der Rahmen um das Fenster dieser Serie ist nach Pia (S. 89) dadurch geschlossen, daß auch die östliche Längsflanke des Berges vom Hochjuvavikum, der Fortsetzung der Schwarzen Berg-Serie im Hinteren Strubberg, überlagert wird. Die mächtigen, NO-fallenden Werfener Schichten zwischen den beiden Erhebungen des Vorderen und Hinteren Strubberges stellen nach seiner Ansicht die Basis der höheren Einheit dar. Das tiefjuvavische Fenster soll lediglich karnisch-norische Hallstätter Kalke und Zlambachmergel (?), der hochjuvavische Rahmen skythische und anisoladinische Gesteine besitzen.

E. Dolak schließt sich 1948 der Meinung J. Pias an, trennt alle tieferen triadischen Bildungen von den höheren und zählt erstere dem Hochjuvavikum zu; allerdings stellt er mit Recht die Frage, ob denn wirklich nur karnisches Material die Basis des tiefjuvavischen Strubberges bildet.

Aus Plöchingers Erfahrung geht hervor, daß ein schmaler Streifen anisischer und ladinischer Gesteine am NW-Hang des Berges tatsächlich tektonisch von der tiefjuvavischen Hauptmasse zu trennen ist. Es wurde beobachtet, daß 60 *m* östlich des Hauses Oberscheffau 37 an einem Bach fossilführende Pedatakalke der Hallstätter Serie des Vorderen Strubberges aufgeschlossen sind und deren Bänke steil unter dem westlich vorgelagerten Ramsaudolomit einfallen.

In Zusammenhang damit muß der hier in der Nähe liegende Aufschluß südlich des ebenso der Schwarzen Berg-Serie zugehörenden Gutensteiner Dolomits der K. 703 genannt werden. Es sind hier, zirka ½ *km* nördlich des Lammerknies, in einem Seitengraben nahe des Lammerufers, mittelsteil S-fallende, dunkle, schieferige Gutensteinerkalk-Basisschichten aufgeschlossen, die dunklen, massigen Mergelkalken aufruhen. Handelt es sich bei diesen — was erst durch Fossilfunde zu bestätigen wäre — um Pedatakalk, nicht etwa Gutensteiner Kalk, so liegt hier ein tiefjuvavisches Fenster unter hochjuvavischem Anis vor.

Nördlich der K. 703 ist an der westlichen Abbaustelle des Steinbruches Lammeröfen ein mehrere Meter mächtiges Paket von Strubbergschiefern (mit 1·62% Mn) dem Hallstätter Kalk angepreßt. Es handelt sich wohl um einen Span, der beim Vorschub der

tiefjuvavischen Scholle des Vorderen Strubberges vom tirolischen Untergrund abgeschert worden ist.

Die Ansicht, daß der Graben südöstlich des Steinbruches Lammeröfen die Fortsetzung der von der Rabensteinalm zur Lammer streichenden Überschiebungslinie sei (Pia, S. 90), ist nicht zutreffend. Längs der Störungslinie dieses Grabens sind nur weiche, obertriadische Mergelschiefer aufgeschlossen (S. 158). Aber selbst falls hier eine Schuppe Werfener Schichten eingekeilt wäre, könnte ihr nicht die Bedeutung einer Deckengrenze zugerechnet werden, weil zu beiden Seiten Gesteine der Hallstätter Decke liegen. Südwestlich der zirka 50 *m* mächtigen, in über 1 *km* Länge bis zur Holzwehralm zu verfolgenden Mergel liegt nicht „Muschelkalk", sondern Pedatakalk vor.

Die Übergangsschichten der Mergelschiefer zu den liegenden Pedatakalken fallen im Bachriß südlich der Holzwehralm 45° gegen N 35° O ein und auch jene nördlich der Alm weisen nordöstliches Einfallen auf. Da nun die basalen Pedatakalke ebenso gegen NO einfallen, bzw. auch steil stehen, ist ein steilstehender, gegen SW etwas überkippter Muldenbau zu vermuten.

Eine die Mergelschiefer der Holzwehralm übersetzende Störung gewinnt in ihrem Verlauf gegen SSW zunehmende Bedeutung. Am W-Gehänge des Vorderen Strubberges bringt sie den Pedatakalk mit anisoladinischen Gesteinen in anormalen Kontakt. Das Kartenbild verrät die Möglichkeit einer Blattverschiebung von einigen hundert Metern.

Östlich dieser Störungslinie liegt am Vorderen Strubberg die „gesetzmäßige" Aufeinanderfolge von Gutensteinerkalk-Basisschichten, Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit, karnischen Dolomit und Pedatakalk vor; der tiefjuvavische Vordere Struhberg besitzt in synklinaler Lagerung eine komplete triadische Schichtserie[1]). Die nördliche Synklinalflanke ist gegen SW überkippt, eine Tatsache, die sich vor allem aus der Lagerung der dünnbankigen Gutensteinerkalk-Basisschichten ableiten läßt. Die mächtigen Werfener Schichten zwischen den Strubbergen gehören zur Basis beider Erhebungen, nicht wie bisher nur zur Serie des Hinteren Strubberges. Am eindrucksvollsten zeigt das der Aufschluß am Weg nordöstlich des Hochsattelgutes, wo überkippte, steil NO-fallende, gefaltete Gutensteinerkalk-Basisschichten mit bunten Schichten wechsellagern.

Nach der Auffassung von Cornelius scheint gegen den Talboden von Unterberg die Synklinale des Vorderen Strubberges auszuheben. Die Werfener Schichten der gegen NO anschließenden Hochsattelgut-Antiklinale reichen von N her bis zum Rocher. Die Breite des anisischen Synklinalkernes reduziert sich damit von 500 bis 600 auf rund 200 *m*.

Die Vordere Strubberg-Synklinale geht hier zu Ende. Sie streicht NW, also spitzwinkelig zur Schubfläche unter der Lammermasse. Und wie an dieser schon NW vom Strubbergsattel die Werfener Schichten des südwestlichen Synklinalflügels abgeschert wurden, so scheint nun auch der Synklinalkern ein gleiches Schicksal zu erleiden. Mindestens ist weiterhin nicht mehr die geringste Spur davon aufzufinden.

Die Feldbeobachtungen Plöchingers bestätigen die oben zitierte Ansicht Cornelius', aus welcher hervorgeht, daß die Gesteine des Hinteren Strubberges, die mit denselben Werfener Schichten im stratigraphischen Verband stehen wie jene des Vorderen Strubberges, nicht wie nach J. Pia der höheren juvavischen Decke zugehören, sondern ebenso der Hallstätter Decke. Die Werfener Schichten zwischen Vorderen und Hinteren Struhberg bilden eine gegen SW überkippte Antiklinale, die heute, nach weitgehender Erosion, die beiden NW-streichenden Bergzüge voneinander trennt (siehe oben). Man darf sich nicht durch das Profil an der Straße Oberscheffau—Abtenau irreführen lassen, in dem die NO-fallenden Werfener Schichten den Gesteinen des Vorderen Strubberges durch Überschiebung aufzulagern scheinen.

Die Dolomite des höheren anisischen Niveaus und der überlagernden diploporenführenden, helleren Dolomite formen entgegen der bisherigen Ansicht einen Großteil des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges. Über ihnen folgt von der K. 1270 gegen NW der karnische Dolomit. Sanft fällt die Synklinalachse gegen NW ein, so daß in dieser Richtung noch höhere Horizonte folgen: die Pedatakalke, die norischen halobienführenden Hallstätter Kalke und die obertriadischen Mergelschiefer.

Daß die Fortsetzung der tiefjuvavischen Vorderen Strubberg-Serie nördlich der Lammer nicht wie J. Pia (S. 89) annimmt, tunnelartig in die hochjuvavische Masse des Schwarzen Berges untertaucht, vielmehr mit frei endenden Schichtköpfen ausstreicht und auch die Werfener Schichten zum größten Teil sicher seiner Basis zugehören, geht aus dem Abschnitt, der die Höhen östlich des Schwarzen Berges behandelt, hervor (S. 193).

---

[1]) Sofern die Mergelschiefer tatsächlich bis ins Rhät reichen.

8. Hinterer Strubberg—Arlstein-Tricklfall (Tafel IX, Profil XI, XII)

Nach Cornelius scheint der Hintere Strubberg (nach der geologischen Karte, Blatt Hallein, welche im Gebiet des Zusammenflusses von Schwarzenbach und Lammer Werfener Schichten verzeichnet) eine zweite Synklinale zu bilden, welche von der des Vorderen Strubberges durch die Werfener Aufsattelung des Hochsattelgutes getrennt ist und sich von ihr durch die bis NNW verdrehte Streichrichtung unterscheidet. Mit Annäherung an die Sohle der Lammermasse aber scheint sie in deren Richtung einzulenken. Mindestens gilt dies für die S-Flanke des Arlsteines, die Gutensteiner Kalk mit N 60—65° W-Streichen über Werfener Schichten zeigt. Ein Gegenflügel ist hier nicht sichtbar.

Daß zwischen Hinterem Strubberg und Arlstein Werfener Schichten durchstreichen, wie Blatt Hallein angibt, entspricht nicht den Tatsachen. Die Werfener lassen sich nur bis auf die Einsattelung nordwestlich K. 761 über dem Erlauer verfolgen, im unteren Teil des Bachdurchbruches dagegen steht lichter Dolomit an, ebenso z. T. auf den Waldungen unter K. 761.

Die Schubfläche selbst ist südlich des Arlsteins nicht sichtbar. Der steil nach NNO einschießende Dachsteinkalk der Tennengebirgs-N-Front streicht aber unverändert weiter und an einer Stelle beim Tricklfall sind auch die aufgelagerten Strubbergschichten aufgeschlossen (auf Blatt Hallein 1 : 75.000 als Werfener kartiert). Es ist anzunehmen, daß auch die Schubfläche unverändert in gleicher Richtung weiterstreicht; um so mehr, als sie nach der weiteren Untersuchung durch den Talboden von Au genau dort wieder einsetzt, wo sie auf Grund ihres Streichens am Struhbergsattel zu erwarten war.

Das schon in der Stratigraphie (S. 150) behandelte Profil, das den ausgezeichneten Aufschlüssen längs der Straße Oberscheffau—Abtenau zu verdanken ist, läßt nach Plöchingers Beobachtungen den allmählichen Übergang von den Werfener Schichten zu den Gutensteinerkalk-Basisschichten und den Gutensteiner Dolomiten erkennen. Das Gestein fällt bei Etz mittelsteil, gegen Voglau zunehmend flach gegen ONO ein. Im letzten Abschnitt sind im klotzigen Dolomit sogar leichte, weite Wellungen anzunehmen, während in den schieferreichen Basisschichten enge, teils verwalzte Falten nachzuweisen sind. Man bekommt am Hinteren Strubberg im allgemeinen den Eindruck, daß es sich um eine sanfte, flache Mulde mit WNW streichender Achse handelt, die durch eine Werfener Schicht-Aufsattelung vom Vorderen Strubberg getrennt ist. Rein weißer diploporenführender [1]) Ramsaudolomit stellt den Kern der sanften Mulde dar.

Wie beim Vorderen Strubberg, so ist auch beim Hinteren Strubberg die tektonische Fortsetzung nördlich der Lammer zu finden (S. 193).

Der Arlstein markiert das SW-Ende der Muldenzone des Hinteren Strubberges. Es ist nur noch ergänzend hinzuzufügen, daß dort auch der helle Ramsaudolomit in südöstlicher Richtung bis zum „Ursprung" weiterstreicht. Im Graben des zum Schwarzenbach abfließenden Baches werden die hellen Dolomite mit deutlichem, steilen NO-Fallen aufgeschlossen. Das Einsetzen des an Krinoidenstielgliedern hier äußerst reichen Gutensteiner Dolomits südlich davon, verweist darauf, daß am Arlstein die Synklinale des Hinteren Strubberges ihren Abschluß findet. Werfener Schiefer der Basis treten lediglich an der S-Seite des Arlstein auf.

9. Höllkar—Efetleck—Luifriedgraben (überwiegend nach Cornelius; Gebiet westlich vom Profil XIII)

Die steil einschießenden Platten setzen entlang des Talbodens von Au fort. Auch roter Liaskalk tritt hin und wieder auf. Im SO-Winkel des Talbodens folgen darauf, wie üblich, die Strubbergschichten in fast senkrechter Stellung. Das Höllkar ist auf ihrer Grenze gegen die liegenden Kalke eingetieft. Die Struhbergschichten enthalten einige Schollen tektonisch eingekneteter mitteltriadischer Kalke in auffällig querer Stellung. Die Größte bildet die Felsen auf der N-Seite des Höllkareinganges.

Nordöstlich von den Strubbergschiefern folgt die Gutensteiner Kalkmasse des Efetleck. Sie ist durch eine Reihe von Gräben gut aufgeschlossen mit in der Hauptsache recht steiler Schichtstellung. Auch die Basisschichten mit ihren Tonschieferlagen sind am Südrand vorhanden, aber Werfener Schichten suchen wir vergeblich, sie sind wiederum an der Schubbahn der Lammermasse amputiert worden! Erst wenn wir den Südost des Grabens, der zuunterst die Basisschichten zeigte, bis gegen 900 *m* aufwärts folgen, treffen wir bei der Quelle eine kleine Partie Werfener, die aber in den Gutensteiner Kalk eingeschaltet ist (von oben her!), nicht ihn etwa unterlagert.

[1]) Fossilfunde nördlich K. 1205.

Queren wir die Gutensteiner Kalkmasse des Efetleck an der Basis gegen N, so sind wir überrascht, jenseits derselben abermals Strubbergschichten vorzufinden! In einem der westlich vom Pflegerboden hinabziehenden Gräben sieht man sie mit steilem Einfallen gegen NNO dem Gutensteiner Kalk auflagern. Den weiteren Zusammenhang gegen N verhüllen zunächst Moränen, aus denen auf einer Kuppe südwestlich vom Luifriedgraben nochmals ein Gutensteiner Kalkriff aufragt. Im Luifriedgraben folgen sie dann Werfener Schichten. Folgt man dem Graben aufwärts, so sieht man diesen auf seiner SW-Seite auch unmittelbar an die Strubbergschichten anschließen (anstehende Aufschlüsse gibt es hier allerdings nicht). Aber dazwischen tritt im Bach, bei etwa 920 *m*, wieder ein isolierter Gutensteiner Kalkfels zutage. Es scheint also an der Grenze eine in Linsen zerrissene Gutensteiner Kalklamelle aufzutreten.

Folgt man dem nördlichen Kontakt Gutensteiner Kalk—Strubbergschichten hangaufwärts, so sieht man den Fels alsbald scharf gegen S zurückspringen. Mehrfach anstehende Felspartien zeigen genau, wie weit der Kalk reicht. Oberhalb dieser Verwerfung aber, auf dem Hang westsüdwestlich unter der Kuppe (920 *m* zirka), die dem Efetleck gegen N vorliegt, schalten sich zwischen beide Gesteine Werfener Schichten in beträchtlicher Breite ein. An dem Kamme unter dem Gipfel des Efetleck beobachtet man die Basisschichten des Gutensteiner Kalkes in flacher Lagerung — auch ein Zeichen dafür, daß hier das unterste zu oberst gekehrt ist. Geht man aber über den Gipfel [1]) hinaus nach O, so sieht man die Strubbergschiefer sich um den Gutensteiner Kalk herum zusammenschließen. In zwei Sporen setzt er noch ein Stück weit in diese hinein fort, stellenweise von kleinen Werfener Fetzen begleitet. Dies ist auf dem von Abtenau kommenden Wege zur Wandalpe gut zu sehen. Im übrigen ist allerdings der zum Luifriedgraben abfallende Hang stark verdeckt, so daß eine mehr als schematische Darstellung nicht möglich ist.

Versuchen wir uns die Verhältnisse aus und um das Efetleck räumlich vorzustellen, so ergibt sich folgendes: Der Gutensteiner Kalk bildet die Fortsetzung der Synklinale des Hinteren Strubberges und Arlsteins, die hier nicht nur der südlich unterlagernden Werfener Schichten durch Abscherung beraubt, sondern von den Struhbergschichten, auf die sie zunächst aufgeschoben wurde, überwältigt und eingewickelt worden ist. So erklärt sich die allseitige Umhüllung durch diese. Dabei wurden auch Reste der abgescherten Werfener Schichten mit um den Gutensteiner Kalk eingewickelt. Die nördlichen Strubbergschichten tauchen vermuthch nicht mehr allzu tief unter die Tagesoberfläche.

Es soll jedoch nicht aus dem Auge gelassen werden, daß auf Grund der stratigraphischen Neufunde Plöchingers am Schallwand-Traunsteinzug (S. 183) sich für das Efetleck auch eine andere Deutungsmöglichkeit ergeben kann, als an dessen Bau obertriadische und jurassische Gesteine beteiligt sein können. So gesehen würde das Efetleck eine einfache, von Strubbergschichten umgebene fensterartige Aufwölbung der an der Schallwand-W-Seite wieder auftauchenden Krinoiden-Plattenkalke darstellen. Die mit den dunklen Schiefern (Struhbergschiefer?) wechsellagernden Gesteine an der W-Seite des Efetleck sind eng verfaltet und weisen flach N 45° W-fallende Faltenachsen auf. In der Morphologie zeichnet sich dieser Faltenbau teilweise deutlich ab.

Die Kartendarstellung hält sich an die Auffassung von Cornelius.

10. Schallwand—Gr. Traunstein—Firstsattel und das Gelände ober der Quechenbergalm (Tafel IX, Profil XIII, XIV; Tafel XII)

Der Leser soll die Probleme aufgezählt finden, vor die man bei der Erforschung dieses Abschnittes gestellt war. Es wird deshalb der durch H. P. Cornelius erreichte Stand — obwohl an einigen Punkten überholt — uneingeschränkt wiedergegeben. Die Ergebnisse der nachträglich durchgeführten Untersuchungen von Plöchinger kommen im Anschluß (S. 183) zur Sprache. Cornelius faßt die Geologie dieses Gebietes wie folgt auf:

Der stolze Kamm der Schallwand und des Großen Traunstein besteht aus einer steilgestellten (soweit überhaupt Schichtung zu sehen ist) Masse lichten Kalkes, den ich im Gegensatz zu meinen Vorgängern für wahrscheinlich ladinisch halte. Daß er eine Deckscholle darstellt, hat Sickenberg bereits erkannt, wenn auch seine Auffassung nicht in allen Teilen zurecht besteht.

Die beiden Züge von Strubbergschichten haben sich um den Gutensteiner Kalk des Efetleck herum vereinigt, wie wir gesehen haben. Die Masse der Schallwand veranlaßt

[1]) Der streng genommen nur eine Schulter ist.

sogleich eine abermalige Spaltung. Auf ihrer N-Seite streichen die Strubbergschiefer breit aufgeschlossen in die Nebelgasse hinein, um hier allerdings alsbald unter Schuttbedeckung zu verschwinden. Der Kontakt mit dem Schallwandkalk ist an dem zur Wandalm führenden Steig, dort wo er in die Felsen eintritt, entlang einem steil eingeschnittenen Graben sichtbar. Er steht steil und streicht etwa N 60° W. Der Kalk ist auf mehrere Meter Breite auffallend stark verflasert.

Der andere, südliche Zug von Strubbergschichten ist durch den Wald unterhalb des eben genannten Steiges fast zusammenhängend zu verfolgen, stark verfaltet mit dem hangenden Kalk, der hier aber dunkler Gutensteiner Kalk ist. Zwischen ihm und dem lichten Kalk der Schallwand scheint keine scharfe Grenze zu bestehen. Unterlagert wurden die Strubbergschichten von dem Dachsteinkalk und (gegen N auskeilenden) bunten Liaskalk, der mäßig gegen N geneigt, die Wandstufe unter der Wandalm bildet. Stellenweise kommen diese Kalke dem von oben eingefalteten Gutensteiner Kalk so nahe, daß für die Strubbergschichten nur wenige Meter Platz bleibt.

Oberhalb der Wandalm ziehen die Strubbergschichten, großartig aufgeschlossen, durch die steile, wild zerfurchte Gasse zwischen Schallwand und Tagweide zum Firstsattel hinauf, wiederum steilgestellt, mit NW-Streichen — im einzelnen aber vielfach auf das heftigste zerknittert und verruschelt. Das wußte bereits Bittner. Die steile Verwerfung aber, die er (1884 b, S. 362) zwischen ihnen und dem Lias- bzw. Dachsteinkalk der Tagweide annimmt, ist nicht vorhanden. Die Strubbergschichten greifen vielmehr bereits auf einer Terrasse bei rund 1500 *m* keilförmig gegen SW in die Kalkwand ein. In viel größerem Ausmaß wiederholt sich dies auf der oberen, breiten Terrasse zwischen 1600 und 1700 *m*. Dazwischen reicht ein Liaskalk-Sporn weit hinaus in das Schiefergelände, wo er mit einem weithin auffallenden Felsturm endet. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Erscheinungen in Verbindung bringt mit den Falten [1]), welche in der der Wandalm zugekehrten Steilwand im Liaskalk sichtbar sind. Die Strubbergschichten bilden die Kerne der größeren Synklinalen, sind also bis zu einem gewissen Grade [2]) harmonisch in die Faltung einbezogen. Der Kontakt gegenüber dem Kalk der Schallwand ist durch eine glatte, steile Wand des letzteren gekennzeichnet. Aber unter dieser Wand stecken die Strubbergschichten voll von größeren und kleineren Schollen von dunklen Kalken und Dolomiten (in den Profilen konnten nur die wichtigsten angedeutet werden). Die hier sehr stark vererzten Strubbergschichten treten dazwischen oft geradezu gangförmig auf. Dank des Gegensatzes gegenüber den hell angewitterten Kalken ist dies schon aus der Entfernung meist prächtig zu sehen. Diese Schollen gehören nicht stratigraphisch zu den Strubbergschichten, sondern sind tektonisch eingeketteter Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit. Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man in ihnen das aus den Fugen gegangene Liegende des Kalkes der Schallwand erblickt. Auf der Höhe des Firstsattels ist auch, zu beiden Seiten am Gehänge gut aufgeschlossen, ein mehrere Meter mächtiger Fetzen von Werfener Schiefern zu sehen, nicht weit von dem Absturz der Schallwand.

Östlich vom Firstsattel wendet sich der Steilabsturz an der Basis der Wände von Schallwand und Großen Traunstein gegen O, bzw. ONO. Er entspricht auch weiterhin einem tektonischen Kontakt, wenn auch nicht gegenüber Strubbergschichten! Zunächst ist dieser freilich durch Schutt verhüllt. Aber unter dem Großen Traunstein beginnt ein gut verfolgbares, wenn auch stellenweise schmales Band, das genau der Grenze des lichten Kalkes folgt. Was daran stößt ist Gutensteiner Kalk und Dolomit. Dieser letztere geht stellenweise am Kontakt in eine Dislokationsbreccie über, die auch grüne Werfener Tonschiefer enthält. Am östlichen Ende des Bandes sieht man den dünnschichtigen Gutensteiner Kalk saiger gestellt, unter fast rechtem Winkel gegen NNW bis NW auf den Kontakt zustreichen. Daß dies eine nicht nur rein lokale Erscheinung ist, werden wir unten sehen.

Auf der N-Seite des Schallwand-Traunsteinzuges fehlt es leider an Aufschlüssen. Nur an einer Stelle, unter P. 1185 in der Nebelgasse, kommen im Bachbette Werfener Schichten hervor, überlagert von steil NO-fallendem Gutensteiner Kalk. Südlich, nicht gar weit darüber, strebt bereits der lichte Kalk des Wandfußes auf. Zwischen ihm und den Werfenern dürfte die Fortsetzung der Strubbergschichten zu suchen sein.

Der Kessel ober der Quechenbergalm ist tektonisch wohl eine der merkwürdigsten Stellen, nicht etwa nur des Tennengebirges, sondern der ganzen Alpen. Ihr Verhältnis war durch Bittners Kartierung [3]) in stratigraphischer, durch Hahn (1913) in tektonischer

[1]) Auf dem Profil (Tafel IV, Fig. a) nur schematisch dargestellt.

[2]) Die Kartierung Sickenbergs ist hier ziemlich mangelhaft.

[3]) Von der Mißdeutung der Strubbergschichten (teils als Werfener, teils als Reingrabener Schiefer) abgesehen!

Hinsicht richtig angebahnt. Sickenberg hat dagegen mit dem Versuch, die bestehenden Komplikationen auf Faziesverhältnisse innerhalb der — viel zu sehr ausgeweiteten — Strubbergschichten zurückzuführen, entschieden eine falsche Fährte verfolgt. Seine „dunklen Hornsteinplattenkalke" sind, wie schon früher angedeutet, tatsächlich Gutensteiner Kalk (wie bei Bittner, Blatt Ischl—Hallstatt), seine „Dachsteinkalkfazies des Jura" wirklicher Dachstein(+ Lias)kalk. Die dazwischen sich durchwindenden Züge schwarzer Schiefer allerdings werden wir nicht mit Bittner als Reingrabener Schiefer, sondern als Strubbergschichten betrachten und als wichtigstes Leitseil bei der Entwirrung dieses geologischen Irrgartens benutzen.

Der Zug der Strubbergschiefer, der über den Firstsattel herüberstreicht, verzahnt sich zunächst in sehr sonderbarer Weise mit der Unterlage aus Dachsteinkalk(+ Lias)kalk, der in der Gegend nicht scharf abgetrennt werden konnte). Westlich P. 1866 sieht man sie als schwarzes Band, das wieder fast den Eindruck eines Ganges hervorruft, durch den Kalk hinaufsetzen. Auf der Höhe der Stufe von P. 1866 aber keilen sie bald aus. Zwei grüne Rasenflecken, die weiter südlich von ferne in der weißen Karrenwüste auffallen, mögen einer weiteren Fortsetzung entsprechen. Südlich P. 1691 hebt sich ein auffälliger weißer Kalkklotz aus den schwarzen Schiefern heraus, die zwischen ihm und P. 1866 keilförmig eingezwängt erscheinen. Südlich der „Oberen Alm" aber sieht man SO—NW streichende Rippen[1]) aus steilgestelltem Dachsteinkalk mit grünen Senken regelmäßig wechseln, deren Boden von den Strubbergschichten eingenommen wird. Gegen SO heben sich diese heraus. Dasselbe wiederholt sich weiter östlich in der Senke zwischen P. 1670 und P. 1624. Der erste Eindruck ist fast der, daß die Strubbergschichten hier in ein Erosionsrelief des bereits steilgestellten Dachsteinkalkes eingelagert wären! Die andere Möglichkeit ist allerdings erheblich wahrscheinlicher: Daß es sich auch hier um eine rein tektonische Erscheinung handelt. Allerdings darf man sich durch die steile, vielfach vollkommen saigere Stellung des Dachsteinkalkes nicht verleiten lassen, die Strubbergschichten nun ebenso für tief und steil eingeschuppt zu halten. Das erwähnte Ausheben gegen SO zeigt vielmehr, daß sie nur recht oberflächlich aufgelagert sind. Denkbar wäre schließlich noch, daß eine tektonisch umgestaltete Transgressionsdiskordanz vorläge.

Der Kalk, welcher östlich P. 1691 den von der Schallwand-Basis gegen SO hereinstreichenden Rücken bildet, ebenso der des Felskopfes nordöstlich über der „Oberen Alm", endlich der des ganzen Zuges P. 1740—P. 1516 unterscheidet sich sehr deutlich von dem Dachsteinkalk durch dunklere Färbung, deutliche, meist dünne Schichtung, vielfach ausgesprochene Verflaserung und nicht selten Hornsteinführung: Es ist Gutensteiner Kalk, wofür ihn schon Bittner genommen hat und er liegt nun durch Züge von Strubbergschichten vom Dachsteinkalk durchaus getrennt. Wenigstens im oberen Teil des weiten Kessels, gegen SO abwärts, keilen jene z. T. aus. Es läßt sich auch an günstigen Stellen zeigen, daß der Gutensteiner Kalk mit relativ tiefen Schichten den Strubbergschichten auf- bzw. anliegt. So an der Steilwand südlich unter P. 1670, wo dunkle, schwachserizitische Lagen das Auftreten der „Basisschichten" verraten.

Sehr interessant verhält sich die Gegend nordöstlich der Gutensteiner Rippe P. 1740 bis P. 1670. Man sieht hier zunächst den Dachsteinkalk hoch am Gelände hinaufsteigen bis nahe an den Gutensteiner Saum, welcher den Fuß der Traunsteinwand umkleidet mit dem jene vorangehend besprochenen, steil in die Unterlage eingefalteten, südöstlichstreichenden Züge unmittelbar zusammenhängen. Gegen SW sehen wir eine dünne Lage Strubbergschiefer zwischen ihm und dem Gutensteiner Kalk von P. 1740. Sie ist z. T. leicht gegen SW überkippt. Gegen NO beugt sich der Gutensteiner Kalk mit scharfer Grenze, aber ohne Zwischenlage über den Dachsteinkalk herab und hier sieht man jenem, etwa 20 *m* oberhalb des Jagdsteiges, der von der „Oberen Alm" her durch die Karrenfelder zum Sattel über der Gsengalm quert, in und um eine kleine Höhle grünlichweiße und rötliche Quarzite anstehen, die kaum etwas anderes sein können als leicht metamorphe Werfener Sandsteine. Sie sind aufs heftigste in sich gefältelt, wie sie auch im ganzen gesehen, den Kopf einer von Gutensteiner Kalk umhüllten Antiklinale bilden — ein weiterer Anhaltspunkt zur Sicherstellung des Alters dieses Kalkes. Geht man von dieser Stelle weiter gegen NO, so sieht man den Gutensteiner Kalk saiger mit NO-streichender Schichtung am Fuße der Wand weiterziehen, während südöstlich darunter der Dachsteinkalk mit gleicher Lagerung Karrenfelder bildet. Der Kontakt ist durch Schutt und Vegetation verhüllt. In dem Hügel, der sich nordwestlich P. 1624 vor die Traunsteinwand legt, steigt der Gutensteiner Kalk jedoch nicht tiefer hinab und hier sieht man ihn auch wieder von

[1]) Die Darstellung dieser Gegend auf der topographischen Karte 1 : 25.000 (Blatt Annaberg) ist höchst mangelhaft.

Strubbergschichten unterlagert, die auf der S-Seite des Hügels, von unten her, steil in jenen hineingefaltet sind. Auf der O-Seite laufen sie in der Furche zwischen dem Hügel und dem ebenfalls aus Gutensteiner Kalk bestehenden P. 1624 zusammenhängend durch und am oberen Ende der Furche ummanteln sie ein kleines Fenster von Dachsteinkalk, der hier ein letztes Mal zutage kommt in Form einer wüsten Blockanhäufung.

Gegen SO hinab zur Quechenbergalm wurde die Aufnahme der größtenteils stark mit Latschen überwachsenen wilden Karrenfelder nicht mehr vollständig durchgeführt; so viel war jedoch immerhin festzustellen, daß der Stil der Tektonik der gleiche bleibt, wenn auch die Strubbergschichten auf längere Strecken abreißen. Wieder zutage treten die Strubbergschichten in der Furche nördlich P. 1516, am Weg östlich desselben, nördlich der Quechenbergalm, in der Furche südlich unter dem von P. 1624 herabziehenden Gutensteiner Kalk — hier jedoch ganz im Dachsteinkalk steckend. Auch Werfener Schichten treten auf: Auf der NO-Seite unter dem Gutensteiner Kalkzug P. 1670—P. 1516 bildet der Ausstrich eines saiger stehenden ½*m* mächtigen Streifens grüner Werfener Schiefer ein schmales Band über Dachsteinkalk. Auch der gehängeanfwärts folgende Kalk sieht wie solcher aus, doch möchte ich mich über seine Stellung eines Urteils enthalten, ebenso wie über die des mehrfach vorkommenden hellen Dolomits.

Plöchinger berichtet über das behandelte Bereich folgendes:

Die Überschiebung der Lammermasse auf das Tirolikum ist südlich des Vorderen Strubberges auf 8 *km* in gerader SO-streichender Linie zu verfolgen. Nach der Geländebeobachtung kann sie einerseits ihre Fortsetzung am Firstsattel zwischen Gr. Traunstein und Tagweide, anderseits im OSO-verlaufenden Einschnitt zwischen Großen und Unteren Traunstein finden. Der Beschauer wird schon aus der Morphologie heraus vor die Frage gestellt, in welcher der beiden charakteristischen Einschnitte die Überschiebungslinie des Juvavikums zu suchen ist. Der scharfe Einschnitt am 1900 *m* hoch gelegenen Firstsattel, die hier in breiter Zone hinaufstreichenden Strubbergschichten und die sehr steile Schichtstellung der Schallwand-Gr. Traunsteinmasse läßt fürs erste keine Zweifel aufkommen, daß dieser Kalkklotz ein Teil der dem Tennengebirgs-Tirolikum aufgeschobenen Lammermasse sei. A. Bittner (1884, S. 363) trennt ihn tektonisch vom Tennengebirge ab und stellt ihn dem Schober gleich. H. P. Cornelius (siehe oben) hält ihn, unter der Annahme, daß er aus Gutensteiner- und Wettersteinkalk aufgebaut ist, für juvavisch (S. 159).

Nur G. Sickenberg sieht die Verhältnisse anders: Er leitet diesen Gebirgsteil zwar vom Tennengebirge ab, glaubt aber an das Ausheben der Gesteine gegen W und O und legt zwischen dem dunklen, speziell im S flankierenden Schichten und dem Riffkalk eine Überschiebungslinie. Durch eine nach W wirkende Kraft eines Querschubes wäre längs dieser Linie das Kalkmassiv gegen SW auf die Juragesteine des Tennengebirges befördert worden. Obwohl Sickenberg die richtige Lösung im Auge hatte, irrte er: Die dunklen Kalke sind nämlich an der westlichen Schallwand mit dem hellen Riffkalk stratigraphisch verbunden (vgl. Cornelius, S. 181).

Steigt man am Eingang zur Nebelgasse zu den Nordwänden der Schallwand empor, so trifft man auf NW bis WNW unter die Strubbergschichten einfallende, dünnbankige, dunkle, am Übergang zum Dachsteinkalk bunte, Kalke mit gegen N 30°O einfallenden Faltenachsen. Auch der Steig zur Wandalm führt an der W-Seite der Schallwand durchwegs durch Krinoiden-Plattenkalke des Oberlias und Dogger (?) (siehe Tafel XII und S. 161). Erst fallen sie gegen W, weiter südlich gegen SW unter die Strubbergschichten des Höllkar und des Firstsattels. Stellenweise kommt es zur Überkippung der Schichten. Beim Erklimmen des Schallwandkammes, aber auch auf mittlerer Höhe des Firstsattels, zwischen Wandalm und First, ist der schrittweise Übergang zum liegenden norisch-rhätischen Dachsteinkalk (S. 159) der Schallwand aufgeschlossen. Aus der Ummantelung des obertriadischen Schallwandkalkes im NW, W und SW durch jurassische Krinoiden-Plattenkalke, deren Eintauchen unter die Strubbergschichten, kann man die Antiklinalnatur des gesamten Schallwand-Großen Traunsteinblocks ableiten.

Die Krinoiden-Plattenkalke bei der Almquelle und der -Hütte stellen den südlichen Synklinalflügel der steil zwischen der Tagweide und dem Schallwand-Traunsteinzug eingefalteten Strubbergschichten dar (Tafel XII, Fig. a). In diesen Strubbergschichten liegen Schollen des Krinoiden-Plattenkalkes und vereinzelt auch Schollen der tiefjuvanischen Decke. Es zeigt sich, daß die zwischen Tagweide und Schallwand eingeschalteten Strubbergschichten dort am stärksten gestört sind, wo die Dachsteinkalkmasse der Schallwand dem Dachsteinkalk der Tagweide am nächsten ist (Firstsattel). Die Flächen der mit den Strubbergschichten verschuppten Kalke fallen gelegentlich steil gegen S ein (Tafel XII, Fig. b, Profil 1), eine Erscheinung, die gegen die Sattelhöhe zu an Ein-

dringlichkeit gewinnt. Am S-Fuß der Schallwand (westlich K. 1929) finden sich vor Erreichen der Firsthöhe die Krinoiden-Plattenkalke nur noch vom Dachsteinkalk tektonisch getrennt vor. An die Störungslinie ist das Vorkommen der manganreichen Schiefer geknüpft (S. 212, Tafel XII, Fig. b).

Eine größere, N 60° W-streichende und steil NO-fallende Scholle grauen dolomitischen Gutensteiner Kalkes (Tafel XII, Fig. b) sowie einige kleine, den Strubbergschichten eingeschaltete Gesteinsfetzten, sind sicherlich tiefjuvarisch (vgl. S. 181). Die größere Scholle ist ringsum von Werfener Quarziten, Werfener Schiefern und schließlich von Strubbergschichten umgeben.

In der Nähe der Sattelhöhe sind die Krinoiden-Plattenkalkeinschaltungen in den Strubbergschichten zu dünnen Platten ausgewalzt und von zahlreichen Kalzitadern durchsetzt [1]). 10 *m* südlich der saiger gegen S abfallenden Kalkwand der K. 1929 („F" des Wortes „Firstsattel" im Aufnahmsblatt) ist eine wenige *dm* mächtige Linse aus Werfener Schichten den Strubbergschiefern eingekeilt.

Vom Schallwandgipfel (K. 1929) gegen O biegt der Dachsteinkalk von der NW-Streichungsrichtung in die NO-Richtung um. Nachdem durch die Lagerung der Hangendgesteine der Schallwand, welche entsprechend ihrer Antiklinalstellung gegen NW, W und SW unter die Strubbergschichten untertauchen, eine relativ ruhige Lage des westlichen Schallwand-Traunsteinmassivs angenommen werden kann, am S-Fuß des Großen Traunsteins aber eine bedeutende Störung verläuft, dürfte der O-Flügel des Gebirgszuges (insbesondere der Große Traunstein) einer Verstellung unterworfen worden sein. Im Großen Traunsteinblock (K. 1843) liegt bereits ein saiger gestelltes, N 75° O-streichendes Schichtpaket vor. An der südlich der Schallwand (K. 1929) und des Großen Traunsteins durchziehenden Störung scheint der S-Flügel des Antiklinalbaues abgeschnitten zu sein.

Aus den Verhältnissen der Traunstein SO-Seite geht hervor, welch abweichenden Geschehens der O-Teil des Schallwand-Großen Traunsteinzuges im Vergleich zu dessen W-Teil ausgesetzt war: Die Gesteinszüge NW der Quechenbergalm, welche die ursprüngliche östliche Verlängerung der Krinoiden-Plattenkalke und des Dachsteinkalkes des Schallwand-Großen Traunsteinzuges darstellen, stoßen im großen gesehen (vgl. unten!) diskordant vom Gestein des Großen Traunstein ab. Dazwischen liegt die oben genannte bedeutende Störung. Sie ist, da sie als Ablösungsfläche fungierte, durch eine bis 10 *m* mächtig werdende, N 80° O-streichende Dislokationsbreccie markiert. Sicherlich besteht ein genetischer Zusammenhang mit den durch den Querstau des Schober (S. 188) gebildeten Breccien, weil sie sich mit dem Breccienzug südlich der Gsengalm verbinden lassen. Es ergibt sich daraus, daß der O-Teil des beschriebenen Gebirgszuges sicherlich einem gleichkräftigen Querstau unterworfen war wie der Schober.

In diesem Zusammenhang zeigen sich Abänderungen im Schichtstreichen: Streichen die Plattenkalke nahe der K. 1740 noch in N 80° W-Richtung, so ist im Dachsteinkalkzug NO davon bereits eine N 45° W-Richtung abzulesen. Weiter gegen NO wird ein N 35° W-Streichen, am nördlichen Plattenkalkzug das N 10° W-Streichen und in den sich nahe der K. 1624 zwischen dem Dachsteinkalk und Plattenkalk einschaltenden Strubbergschichten sogar ein N 30° O-Streichen erreicht. An einer durch den Zusammenstau hervorgerufenen intensiven Verfaltung eines lokal dünnbankigen Dachsteinkalkes SO des Traunsteingipfels (K. 1843, 20 *m* westlich des Steiges zur Gsengalm) ist ein Achsenfallen von 35 bis 40° gegen N 85° O erkennbar [2]).

Die harmonische Einbeziehung der Strubbergschichten in die Faltung der Tennengebirgs-Hangendgesteine (S. 181) wird nach Überschreiten des Firstsattels gegen O, im Bereich der Oberen Alm, immer offensichtlicher. Die K. 1691 stellt z. B. so einen längsgestreckten, allseits von reich manganvererzten Schiefern überlagerten Faltensattel dar. Die NO-streichenden, wenige 100 *m* lang werdenden Mugel aus Oberlias- und Doggerkalken (?) sind durch Faltenwurf entstandene „Fenster" innerhalb von Strubbergschichten. Überall ist am Hang der gerundeten Mugel, gegen die hangenden Strubbergschichten (Manganschiefer i. e. S.) durch die Zunahme des Mangangehaltes eine stets deutlicher werdende Dunkelfärbung der Kalkoberfläche durch Braunsteinbildung ersichtlich (Tafel XII, Fig. c). Auch wird hier, im Gelände südlich der Alm, der stratigraphische Verband der Oberlias- und Dogger(?)kalke mit dem Dachsteinkalk des Tennengebirges deutlich.

---

[1]) Hier fand ich innerhalb der Strubbergschichten die S. 214 behandelte Serpentinschliere.

[2]) Dieses Gestein enthält hunte quarzitische Zwischenlagen (metamorphe Werfener Schichten; vgl. S. 182).

Neben dem seitlichen Übergang der Strubbergschichten in die Juragesteine, wird die sedimentäre Verknüpfung auch durch Wechsellagerungen südlich der K. 1820, am Firstsattel und nordwestlich der Oberen Alm bewiesen. Die äußerst dünnbankigen, mit den Strubbergschiefern wechsellagernden Kalke weisen an der Quelle nördlich der Alm Faltungen auf, deren Achsen steil gegen N 40° O, also quer zum Streichen, einfallen. An der K. 1740 sind ebensolche quergestellte, steil N 85° O-fallende B-Achsen einzumessen.

Angesichts der am Firstsattel und der Oberen Alm erkundeten Verhältnisse muß an einen analogen Fall erinnert werden, der viel dazu beiträgt, die Stellung der Großen Traunstein—Schallwand—Quechenbergalm-Antiklinalzone zu verstehen. Man vergegenwärtige sich die von H. P. Cornelius (S. 175) geschilderten Verhältnisse O des Wiesergrabens, südlich von Oberscheffau und vergleiche sie an Hand der Karte mit den Gegebenheiten am Firstsattel. 1 *km* weit streichen dort die Strubbergschiefer in SO-Richtung hangaufwärts in den Dachsteinkalk des Tennengebirges hinein und keilen schließlich aus, ganz wie am Firstsattel. Der nördlich angrenzende Dachsteinkalksporn ist durch einen in SW-Richtung wirkenden Druck kurz den Strubbergschichten aufgeschoben. Als Beweis dafür sind sie — wie selbst beobachtet — O des Rauhen Sommereck an einem kleinen Abbruch gefaltet mit NW-fallenden Achsen anzutreffen. In len Strubbergschichten aber liegen, wie im östlichen Parallelfall, tiefjuvavische Schollen eingekeilt.

Allgemein geht daraus hervor, daß Teile der Strubbergschicht-Vorkommen nicht der Überschiebung der tiefjuvavischen Decke ihre Erhaltung verdanken, sondern den tektonischen Komplikationen der Unterlage und daß aus demselben Grunde auch tiefjuvavische Schollen darin angetroffen werden können. In eng zusammengepreßten, steilen, sich astförmig verzweigenden Mulden erhalten sich im Bereich der Oberen Alm die Strubbergschichten und keilen vorübergehend gegen O aus. Die Störung des Firstsattels hingegen setzt gegen SO über die Lange Gasse zum O-Ende des Tennengebirges fort.

11. Quechenbergalm—Spindelmaisalm-Ahornkar (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil XV, XVI)

Der Graben der Langen Gasse markiert einen Bruch, an dem sich weit gegen O teils bunt verfärbte Plattenkalke, schließlich ½ *km* südlich der Quechenbergalm — knapp vor dem Auskeilen der Plattenkalke — ein zirka 100 *m* langes, 15 *m* mächtiges Breccienpaket erhalten hat. Im Gegensatz zu O. Sickenberg (S. 92) halte ich es für tektonisch entstanden. Gegen den ebenso steil N-fallenden, liegenden Dolomit zu wird die Breccie rauhwackenartig. Ihre Komponenten sind dunkler Krinoiden-Plattenkalk und bunter Kalk.

Die tektonischen Verhältnisse südlich der Spindelmaisalm sind jenen der Langen Gasse ähnlich, wenn sie hier auch wegen der Steilheit und Unwegsamkeit, vor allem aber wegen des steilen, dem Gehängefallen oft nahekommenden Schichtfallens, schwer aufzuklären sind. Das von der Spindelmaisalm zum Ahornkar gelegte Profil zeigt zutiefst dunkle, dünnbankige, 65° gegen NO einfallende, gefaltete Kalke mit eingeschalteten Strubbergschiefern. Manche Lagen besitzen Spuren konglomeratischer Einlagerungen. Hangaufwärts quert man wenige bis metermächtige Radiolaritzüge, die in ein dolomitisches, hornsteinreiches Gestein eingeschaltet sind. Durch einen Bruch abgesetzt, folgt gegen S karnischer Dolomit. Wie südlich der Quechenhergalm (an der Breccienbank), so ist eben auch hier das Hangendgestein des Tennengebirges im N des Dolomits erhalten geblieben. Von der Oberen Alm gegen O, zur Spindelmaisalm, sind durch die tiefgreifende Glazialerosion stets tiefere Schichtglieder aufgeschlossen worden.

O. Sickenberg (S. 99), welcher an die Hangendstellung der dunklen Kalke sowie aller Dolomite südlich der Spindelmaisalm glaubt, stellt letztere in ihrer Gesamtheit zu seinen „Strubbergschichten" und damit in den Jura. Weil sich auf der Höhe des Gappenkopfes die Dolomite mit dem Dachsteinkalk treffen, ein Bruch mit großer Sprunghöhe angenommen werden müßte, tritt er für einen vor der Aufrichtung des Gebirges entstandenen Verwurf ein.

Aus dem Vergleich der Höhenlage des Ausstreichens der Dolomitoberkante nördlich der Gappenalpe mit dem Ausstreichen des Dolomits nördlich des Gappenkopfes ergibt sich, daß die Dachsteinkalke hier als dem Dolomit normal aufruhend aufgefaßt werden müssen. Die Annahme eines Bruches (O. Sickenberg, S. 99) erscheint deshalb überflüssig.

Das Auftreten ladinischer und karnischer Dolomite an der O-Seite des Tennengebirges macht den Eindruck eines freien Ausstreichens der stark reduzierten tirolischen Gesteinsserie.

12. Der Traunsteinsattel und der Untere Traunstein (Tafel XII, Kartenskizze und Fig. a)

Nach Cornelius schaltet sich der Traunsteinsattel als antiklinales Element trennend und verbindend zwischen die beiden Traunsteine. Sein Bau ist nur auf der W-Seite zu entziffern, deren vollständige Begehung allerdings eine gewisse Klettertüchtigkeit erfordert.

Sickenberg (1906, S. 105) zeichnet hier drei Keile von Werfener Schichten, grundsätzlich ganz richtig. Freilich ist sein Profil stark schematisiert. Bittner 1884 hatte bereits eine große Störungslinie angenommen.

Den ersten, nördlichen Keil trifft man in dem nördlichen Ast der Bachschlucht (welche zuunterst, wo sie die Dolomitfelsen durchbricht, von mächtigen Blöcken verschüttet ist) in Gestalt ganz zerdrückter Linsen grüner, seltener roter Tonschiefer, höchstens einige Dezimeter mächtig. Gegen N schließen sich die ebenfalls stark verquälten Gutensteiner-Basisschichten an, als Übergang zu dunklem Gutensteiner Dolomit. Dagegen trifft man etwas höher, die zwischenliegende Rippe überkletternd, einen zweiten Werfener Keil, der sich gegen abwärts bis zum Verschwinden verdünnt, nach oben bis zur Sattelhöhe fortgesetzt mächtiger (bis 20—25 *m*) wird. Auch hier folgt gegen N Gutensteiner Kalk mit Basisschichten, weiter ein heller, ganz hrecciös zertrümmerter Dolomit. Grundsätzlich die gleiche Zusammensetzung hat die dritte, südlich anschließende Schuppe. Heller, zertrümmerter Dolomit, in welchem wenig unterhalb der Kammhöhe nur nach Zentimetern zu messende, verschmierte Fetzen roter und grüner Tonschiefer — Werfener unregelmäßig eingeknetet sind —, darunter Gutensteiner Kalk und Spuren von Werfenern in dem südlichen Ast der Bachschlucht. Hier schließt sich daran aber auch noch ein Streifen ganz verquälter schwarzer Schiefer, in denen ich mit Sickenberg Strubbergschichten sehe — den letzten Ausläufer des Zuges der Nebelgasse! Gegen oben verschwindet er ebenso wie die Werfener Spuren. Der Gutensteiner Kalk biegt mit mittlerem N-Fallen zurück, der helle Dolomit legt sich, sich stark gegen oben verbreiternd, mit deutlicher, zu oberst wieder steilgestellter Kontaktfuge auf den hellen Kalk des Großen Traunsteins, der als vierte Schuppe im S folgt.

Im Sattelprofil sind die Werfener nördlich dieses Dolomits gut aufgeschlossen. Darauf folgen gegen N 3—4 *m* Gutensteiner Kalk, aufgelöst in von schwärzlichen Schiefern umflaserte Linsen (=Basisschichten), hierauf sofort mit scharfer Grenze hellgrauer massiger Kalk, in dem ich Wettersteinkalk sehen muß, der den Gipfel des unteren Traunsteins bildet. Er geht gegen N und gegen abwärts in Dolomit über und in solchen steckt auf der Terrasse, auf der N-Seite des Berges, welche der von der Gsengalpe herüberquerende Steig benützt (1480—1490 *m*), abermals ein Werfener Keil (Aufschluß am Steig 4—5 *m* mächtig). Er dürfte gegen W rasch zurückgehen: In der einheitlichen Dolomitwand, welche der Untere Traunstein gegen die Nebelgasse kehrt, konnte ich keine Andeutung davon erkennen.

Das Merkwürdigste am Unteren Traunstein sind jedenfalls die Strubbergschiefer, die auf einer noch höheren und weiter südlich befindlichen Schulter (etwa 1530 *m*) NW unter dem Gipfel liegen (vgl. Sickenberg [1926], S. 103). Sie setzen nicht nach unten durch die geschlossen durchziehende Dolomitmauer fort, noch auch sonst in irgendeiner Richtung. Für eine tektonische Deutung scheint mir nur eine Möglichkeit in Frage zu kommen: Die Anknüpfung an die Strubbergschichten, welche den ganz verquetschten südlichen Werfener Keil des Traunsteinsattels (vgl. oben) begleiten. Es liegt demnach auch hier eine Einwickelung vor wie am Efetleck, wenn auch im kleinen Maßstab. Die mitgehende Verwalzung und Zerblätterung der Strubbergschichten des Unteren Traunsteins steht mit einer solchen Deutung im besten Einklang. Allerdings wird sie bisher durch keine anderweitigen Befunde gestützt und erscheint angesichts ihrer Konsequenzen auch nicht ohne Schwierigkeit (siehe unten!).

Nach Plöchinger geben die Verhältnisse am Sattel zwischen Großen und Unteren Traunstein einen wichtigen Beitrag zur Lösung der tektonischen Fragen. Es wird ersichtlich, daß hier die klar verfolgbare Überschiebungslinie des Juvavikums verläuft. Mit fast kilometerbreiter Front streichen in der genannten Richtung die Strubbergschichten der unteren Nebelgasse, ehe sie gegen den Sattel zu von den mit steilgestellter

Überschiebungsfläche aufruhenden tiefjuvavischen Schollen überdeckt werden. Werfener Schichten erreichen hier eine Mächtigkeit von mindestens 100 *m* und lassen sich vom Luifriedgraben bis über den Sattel zwischen den beiden Traunsteinen verfolgen. Südlich der Gsengalm werden die Werfener Schichten zum großen Teil von einer Dislokationsbreccie abgelöst (S. 151).

Die sich an der Sattelhöhe in einem dünnen Band vorfindenden Strubbergschiefer müssen nicht als eingewickelt aufgefaßt werden. Sie sind die jüngsten stratigraphischen Elemente des Schallwand-Großen Traunsteinzuges, soweit diese unter der Überschiebungsfläche erhalten geblieben sind (Tafel XII, Fig. a).

Abweichend von der durch Cornelius gegebenen Auffassung glauben wir die Gesteine des Unteren Traunsteingipfels nicht als Wettersteinkalk, sondern als Ramsaudolomit auffassen zu müssen.

13. Die Gegend um die Gsengalm (Tafel IX, Profil XV; Tafel XII)

Nach Cornelius ist sie erfüllt mit der Fortsetzung der etwa O—W-streichenden Schuppen des Unteren Traunsteins und des Traunsteinsattels. Zunächst treffen wir jenen Werfener Keil von der N-Seite des Unteren Traunsteins wieder, auf dem Boden unterhalb der Gsengalm (1325 *m* zirka). Er wird im N wie im S von hellem Dolomit eingefaßt. Unter diesem muß der Hauptkeil der Werfener des Traunsteinsattels sehr rasch sein Ende finden, denn er ist nur noch über den Wiesenhang hinunter zu verfolgen. Der Dolomit der mit der südlichsten Schuppe des Sattelprofils in Verbindung steht, bildet in breiter Entwicklung die latschenbewachsenen Buckel von der Gsengalm.

Auf der O-Seite der Gsengalm ist das Liegende fast zusammenhängend zu sehen. Knapp SO der Almhütte kommen auf grüner Wiesenfläche Werfener Schichten hervor, die nun längs der zum Schobersattel hinaufziehenden Furche überall nachweisbar sind. Ihr Hangendes wird von Dolomit gebildet. Die Grenzlage wird durch eine Breccie bezeichnet, die vor allem aus Trümmern des hangenden Dolomits zusammengesetzt ist, daneben aber auch aus Werfener Material. Damit ist sie eindeutig als tektonisch entstanden gekennzeichnet. Dieser Ansicht ist auch Sickenberg (S. 102), jedoch entspricht seine Darstellung auf Profil III, S. 104, nicht den Tatsachen, weder was die Mächtigkeit der Breccie, noch was die Lagerung betrifft. Das Einfallen geht nämlich, wie der Grenzverlauf zeigt, hier flach mit dem Gehänge gegen N. Nur der Dolomit von P. 1630 ist hier etwas steiler synklinal in die Breccie eingefaltet, die über den flachen Sattel auf seiner N-Seite hinwegziehen und ihn allseitig umgeben. Von S her fällt Gutensteiner Kalk — bereits zu den Deckschollen des Gwechenbergalm-Kessels (siehe unten!) gehörig — flach unter diese Werfener ein, wie einige Karstschlote auf der Wiese südlich unter P. 1630 zeigen. In der Fuge zwischen beiden müßte die Fortsetzung der Strubbergschichten des Traunsteinsattelprofils und die Verbindung zu der Einwickelung des Unteren Traunsteins zu suchen sein.

Nach Plöchinger ist der Ramsaudolomit der Gsengalm sicherlich das Verbindungsglied zwischen dem Dolomit des Niederen Traunsteins und des Schobers [1]). An eine Verbindungsmöglichkeit des Ramsaudolomits im Sattel zwischen den beiden Traunsteinen mit jenem der Gsengalm kann kaum gedacht werden, da sich südwestlich der Alm ein bunter, sicherlich obertriadischer Kalk dazwischenschaltet. Diese Gesteine bilden eine in bezug auf den Unteren Traunstein tiefere Schuppe, die durch die Überschiebungslinie des genannten Berges im N abgeschnitten wird. Im SO löst sie die Breccie der K. 1630 ab, die, wie sich auch aus ihrem Auftreten am W-Fuß des Schobers ergibt (S. 188), das Produkt eines kräftigen Querschubes ist. Seine Größe geht aus dem Verstellungsausmaß des betroffenen Gebirges hervor.

14. Schober und Gsenggraben (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil XVI)

Hinter der weit nach N vorgeschobenen Scholle der Pailwand baut sich der Schober auf. Obwohl von Abtenau aus mit pyramidenförmigen Aussehen erweist er sich als steiles NO-streichendes Element, dessen Bau tektonisch ziemlich schwierig ist.

Die Werfener Schieferbasis wird am O-Hang von Gutensteinerkalk-Basisschichten, gegen W von zunehmend höheren Horizonten überlagert. Äußerst verquälte anisische

[1]) In diesem Gebiet ist der anisische und der ladinische Dolomit in der Kartendarstellung unter einer Signatur zusammengefaßt.

Basisschichten machen in einem gegen SW gelegten Profil den anisoladinischen Dolomiten, schließlich dem karnischen Dolomit Platz. Ist auch die Grenze mangels reinweißen Diploporendolomits nicht ausgeprägt, so verweist der folgende gipfelwärts gebankte, zunehmend steil stehende und SW-streichende Dolomit mit seinem Kieselsäurereichtum doch deutlich genug auf das karnische Niveau. Den hangend folgenden kieseligen Kalken mit auswitternden Hornsteinknauern folgt ein dunkler, ebenso hornsteinführender, sandiger Pedatakalk (S. 157), der durch seine schlieren- und bänderartige Kieselsäuredurchmengung auffällt. Gegen den NO-Gipfel zu wird dieser Pedatakalk dünnbankig, fällt steil gegen OSO, gibt aber in südwestlicher Richtung wieder karnischem Dolomit Raum (SW-Gipfel). Man weiß nun, daß der norische, eine scharfe Felsschneide bildende Kalk steil in den Dolomit eingefaltet ist. Die Morphologie hält sich sichtlich an die Tektonik.

Vor allem wegen der Verteilung der Werfener Schichten, der in östlicher Richtung einfallenden Schubfläche, ist ein jugendlicher, von O kommender Querschub anzunehmen, der die tiefjuvavische Schobermasse in die NO-Richtung abdrehte und dabei auf die SO-streichenden Schuppen der Gsengalm beförderte. In diesem Zusammenhang wurde die Dislokationsbreccie südlich der Gseugalm gebildet.

Es bestehen anderseits kaum Zweifel, daß bei der Deckenüberschiebung die Schobermasse mit der Masse der Gsengalm-Schuppen und der Sulzenkopfschuppen zusammengehangen hat. Auf diese Weise kann darüber hinaus das Schober—Sulzenkopfgebiet als synklinales Gegenstück zum Bereich des Hinteren Strubberges betrachtet werden.

Beim Aufstieg am Schober SW-Fuß ist man überrascht, nicht wie vermutet (S. 152) auf eine Gutensteinerkalk-Basis zu stoßen. Bunte flaserige Kalke eines höheren Niveaus gehen hier am SW-Ende des Berges in einen fast schwarzen gebankten Kalk über, dessen kieselsäurereiche Bänke in bezug auf ihre Fossilführung und Fazies vollends den Gipfelkalken der K. 1791 gleichen. Diese bankigen Pedatakalke zeigen erst mittelsteiles O-Fallen, dann in höherer Lage, gegen den Gipfel zu, steiles OSO-Fallen. Es bleibt zu vermuten, daß der Querschub im SW eine kleine Einrollung verursachte, derzufolge sich Hangendgesteine in dieser teils überkippten Stellung erhalten konnten.

Der sich am Schober S-Fuß anschmiegende, nur durch eine schmale Zone SO-streichender Strubbergschiefer vom karnischen Dolomit getrennte Streifen hellen Ramsaudolomits wird nicht der Schobermasse, sondern der Schuppe zugezählt, die in den Sattel zwischen Großen und Unteren Traunstein hineinstreicht.

Eine ähnliche Position besitzt eine etwas größere Schuppe, die dem nördlichen Schober vorgelagert ist — die durch zwischengeschaltete Werfener Schichten deutlich abgesetzte „Gsenggrabenschuppe".

Das im Gsenggraben aufgeschlossene Haselgebirge gehört der Basis dieser neuen Schuppe zu. Über grünem Haselgebirge folgt graues Haselgebirge mit Gipsschlieren, wechsellagernd mit roten, feinglimmerigen Werfener Schiefern. Auf den hangenden, teils zu weichem Ton verwalzten bunten Werfener Schichten liegt eine 20 *m* mächtige Rauhwackenbreccie. Durch die südlich von Hedegg an einem Serpentinenweg geringmächtig aufgeschlossenen Gutensteinerkalk-Basisschichten wird die Zugehörigkeit zu dem südlich folgenden, erst dunklem, dann heller werdendem Dolomit nachgewiesen. Die Werfener Schichten an der südlichen Basis lassen sich mit jenen der Schoberbasis verbinden, so daß man aus diesem Grunde, aber auch wegen der Gleichartigkeit der Dolomitfazies, auf einen ursprünglichen Zusammenhang der Gsenggrabenschuppe mit dem Schober schließen kann. Die Teilung mag eine Folge des Querschubes sein.

15. Die Pailwand (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil XVI)

Die Bausteine der Pailwand: karnischer Dolomit, karnischer Mergelkalk mit Reingrabener Schiefern, endogen-brecciöser karnischer Kalk und Draxlehnerkalk sind durchwegs steilgestellt und von einer Unzahl von Störungen betroffen. O. Sickenberg verglich die Pailwand deshalb mit einem Riesenmylonit.

Um den Bauplan zu klären, ist es vor allem angebracht die sich durch die Reingrabener Schiefer-Einlagerungen ergebenden Streichungsrichtungen zu vergleichen. Auf Grund dieses Studiums und durch die Betrachtung der Morphologie gelangt man zur Einsicht, daß östlich des Gipfels der K. 1222 ein NW-streichender Hauptverwurf vorliegt, der vom Stoiblhof bis östlich von Neudegg verläuft. Er scheidet im wesentlichen die NW-streichenden Gesteine der westlichen Pailwand von den NO-streichenden Gesteinen des größeren östlichen Teiles ab. Die Festlegung sämtlicher Störungen würde eine gesonderte Bearbeitung erfordern. Wesentlich erscheint, daß die ursprüngliche NW-Streichungs-

richtung der Hallstätter Scholle, wenn auch sehr gestört, so doch noch im westlichen Abschnitt beibehalten wird, während die östliche Pailwand durch einen jugendlichen W-gerichteten Querstau eine fast 90°ige Linkswendung vollführte.

Ein SSO-gelegtes Profil von östlich des Stoiblhofes zum Pailwandgipfel beweist die tektonische Trennung der Schuppen nördlich der Pailwand: Der karnische Dolomit der südlichsten Schuppe südöstlich vom Stoiblhof wird durch geringmächtig aufgeschlossene Werfener Schichten vom karnischen Kalk der Pailwand geschieden. Anisischer Dolomit baut die Schuppe 935. Sie ist nur durch eine etwa 30 *m* breite, glazialbedeckte Geländemulde vom karnischen Mergelkalk der nördlichen Pailwand abgesetzt. Das nahe Zusammentreffen der Gesteine spricht für die tektonische Ursache. Der faziesreiche karnische Pailwandkalk (S. 157) fällt an diesem Profil anfänglich mittelsteil gegen S, später, nach einem Verwurf, steil gegen N ein. Auch der Gesteinscharakter spricht für eine äußerst intensive Durchbewegung. Alle als heteropische Ausbildung des Karns zusammengefaßten Gesteinstypen werden an der südlichen Pailwand stratigraphisch von einem karnischen Dolomit unterlagert. Man kann also der Pailwand noch einen Synklinalcharakter zuweisen, wobei allerdings — will man nicht eine kleine Schuppe karnischen Dolomits an der NW-Seite des Berges als ehemaligen Teil eines solchen auffassen — ein nördlicher Synklinalflügel fehlt.

Eine weitere Frage wird durch kleine, dem Pailwandkalk aufruhende Werfener Schieferreste verursacht. Sie lassen nämlich den Verdacht aufkommen, daß die Pailwand als Fenster aus den umrahmenden Werfenern durchspießt. Da sich die Werfener Spuren im wesentlichen im südlichen Abschnitt finden, könnte es sein, daß sie der Basis einer südlich angepreßten Scholle, der Schober- oder auch der Gsenggrabenschuppe, angehören. Wie O. Sickenberg, so fand aber auch ich kleine Kalkgerölle mit Werfener Schieferresten zusammen, so daß eine quartäre Verschleppung naheliegt. Auch ist die Eisensteinvererzung im Grenzbereich zwischen Werfener und Dolomit erst durch die Auflagerung des letzteren erklärlich (vgl. Sickenberg, S. 114).

16. Die Höhen zwischen Golling und Schwarzen Berg (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil I—IV)

Unter diesem Titel sind der 554 *m* hohe Gollinger Waldparkhügel, der 1½ *km* lange, bis 631 *m* hohe, O—W gestreckte Bergzug des Rabensteins und gegen O die 852 *m* Höhe erreichende Erhebung nördlich des Gehöftes Hinterkellau zusammengefaßt.

Während sich J. Pia für eine Zugehörigkeit des Jurazuges am südlichen Rabenstein und des Waldparkhügels zur Hallstätter Decke entscheidet, spricht sich E. Dolak (1948) für die tirolische Fensternatur aus. Der Haarberg wird von J. Pia wie von E. Dolak bereits als hochjuvavisch betrachtet.

Wie schon Seite 162 betont, bestehen in diesem Bereich teils große fazielle Ähnlichkeiten zwischen dem Jurakalk und dem Hallstätter Kalk. Nur eine peinlich genaue Kartierung kann hier die wahren Verhältnisse aufzeigen und die tatsächliche Zuordnung der Jurakalke zum Tirolikum sicherstellen. Die Entwirrung der Probleme in diesem kompliziert gebauten Abschnitt soll von Golling aus erfolgen. Dabei muß ich der Hilfe des Herrn K. Provaznik gedenken, dem ich als genauen Kenner dieses Bereiches im Gelände manchen Hinweis verdanke.

Es sind am Waldparkhügel, welcher sich Golling im O anschmiegt, vor allem 2 Punkte, an denen die Überlagerung der Jurakalke durch die Gesteine der Hallstätter Decke klar erkannt werden kann: Am Weg von Golling zur Struberhütte, u. zw. nahe der Heldengedenkstätte und nördlich des sich in seiner Nähe befindlichen Steinbruches.

An erstgenannter Stelle sind es am Weg nach der Karlsruhe dünnbankige, hornsteinführende Kalke, die nahe der Heldengedenkstätte, also etwa 150 *m* nördlich 60° östlich der Gollinger Kirche, N 75° O-streichend und saiger stehend anzutreffen sind. Sie stoßen diskordant von einer kleinen Kappe Hallstätter Kalkes ab, die sich hier auf dem stratigraphisch basalem, kieselig-kalkigem Dolomit legt. Auch wenn man vom Gasthof zum Schwarzen Adler aus den Hang erklimmt, so gelangt man zu jenen N 75° O-streichenden, dünnbankigen, hier den Schrambachkalken sehr ähnlichen Oberalmer Schichten und dem auflagernden grauen Hallstätter Kalk. An der W-Seite des Waldparkhügels finden sich an einem Steinbruch die hornsteinreichen tithonen Aptychenschichten N 15° O-fallend. Nördlich des Steinbruches streichen sie in spitzem Winkel auf die bunten Hallstätter Kalke zu, die in zirka 50 *m* Entfernung auflagern und auf denen die Waldkapelle errichtet ist. Eine sanfte, grabenförmige Talung trennt die beiden Vorkommen nur sehr undeutlich, wohingegen der den Hallstätter Kalk westlich unterlagernde Dolomit, worauf die

Struberhütte steht, durch einen morphologisch deutlich hervortretenden N—S-Bruch, einem Parallelbruch zum Salzachtalabbruch abgesetzt ist.

Der südliche Teil des Waldparkhügels weist 35—40° S-fallende, bräunliche Oberalmer Schichten auf und läßt zusammen mit den im nördlichen Teil N- bis NW-fallenden Schichten einen Antiklinalbau erkennen. Eine horizontale „Striemung" auf diesen NW-streichenden Schichten ist parallel dem Bruch, der den Waldparkhügel von dem ONO-streichenden, langen Jurarücken des südlichen Rabensteins trennt. Sie verweist auf eine in NW-Richtung erfolgte Gleitung.

Noch bedeutend deutlicher als die zwei genannten Punkte am Waldparkhügel vermag der Aufschluß nördlich des Egelsees von der Überlagerung der Hallstätter Halobienkalke auf den dünnbankigen Jurakalken zu überzeugen: Über einer zirka 20 *m* hohen Wand steilgestellter N 80° O-streichender, dünnbankiger Oberalmer Schichten liegt hier diskordant ein bunter, halobienreicher Hallstätter Kalk (S. 158). Man erkennt auch an dieser Stelle, daß die Juraschichten gegen N eine überkippte Stellung annehmen und die Bänke in dieser Richtung etwas mächtiger werden. Der massige Kalk weist an Harnischflächen eine N—S-streichende, 20—30° S-fallende Striemung auf. Hier wie am Waldparkhügel ist er im W von Dolomit unterlagert.

Auf dem Rabensteingipfel stehen Bänke eines bräunlichgelben, bankigen karnischen Dolomits an. Mit seinem NW-Streichen reicht er bis an den Abbruch zum Salzachtal heran und bildet dort den am weitesten gegen NW vorgeschobenen Punkt der tiefjuvavischen Masse des Rabensteinzuges. Die Gipfelpartie des Rabensteins selbst ist gegen O von einem NO-streichenden, gestaffelten Verwurf begrenzt. Er besitzt die Sprunghöhe von zirka 15 *m*.

Nordöstlich des beschriebenen Dolomits schließen die in gleicher Richtung (NW) streichenden, teils bunten Hallstätter Kalke an. Sie reichen wie dieser bis zum Abbruch des Salzachtales an der Kellau und werden nördlich von der über 50 *m* hohen, gegen NO abfallenden, schroffen Wand begrenzt. Lediglich an der gelben Markierung nördlich des Rabensteingipfels weisen sie 60°iges NW-Fallen auf, was sicherlich die Folge einer sekundären Angleichung an das ONO-Streichen des südlich (jenseite der Wiese) auftretenden Jurakalkes ist. Es ist damit auch hier ein Hinweis zur Auflagerung des Hallstätter Kalkes auf die Oberalmer Schichten des Rabensteins gegeben, die nach all dem Vorgebrachten als tatsächlich fensterartige tirolische Aufwölbung anzusehen sind.

Durch das fast allgemeine SW-Fallen der Hallstätter Kalke ist ihre eindeutige Überlagerung auf dem sicher karnischen, grauen Dolomit westlich davon gegeben. Eine NS-verlaufende Störung trennt den Kalk vom westlich benachbarten Dolomit.

Die Jurakalke des Rabenstein-S-Gehänges sind, wie jene des Waldparkhügels, zum großen Teil auch dünnbankig und hornsteinreich. Im N der östlichen Hälfte des Jurazuges bis zur Kellau sind sie jedoch massiger ausgebildet und sehen dem Hallstätter Kalk sehr ähnlich — das einzige Kriterium, das für die Zugehörigkeit zur Hallstätter Decke sprechen könnte.

Abermals, wie zwischen Waldparkhügel und Rabenstein, wird der Jurakalk in der Kellau vom Mitterbachtal, einer NW-Störung, unterbrochen und setzt nördlich davon auf kaum 200 *m* weiter gegen O fort (am Schubertplätzchen). Auch die bunten Hallstätter Kalke sind hier in einer kleinen, etwa 100 *m* langen wie breiten, den Roßfeldschichten der Weitenauer Neokommulde aufgeschobenen Scholle anzutreffen. Bei der Kellaumühle durchsetzen sie steile NNW-Klüfte.

Die östlich benachbarten, gelblichen Dolomite südlich des Wurzer werden im S alsbald wieder von einem schmalen, nur wenige Meter mächtigen Hallstätter Kalk-Zug abgelöst. Während ein 6 *m* hoher Rücken seinen Verlauf abzeichnet, erodiert ein gegen S zur Hinterkellau abfließender Bach südlich des Wurzer zuerst in hellem Dolomit, dann im dichten, mergeligen Tithonkalk. Dem östlich folgenden schmalen Kalkzug schließt sich auf etwa 500 *m* Länge der Hallstätter Kalk-Komplex der K. 852 — die östlichste Scholle in diesem Bereich — an. Daß auch sie eine Dolomitbasis besitzt, ergibt sich nördlich der K. 562 unter den steilen S-Abbrüchen des Kalkes. Die Erhebung 695 gehört bereits der Schwarzen Berg-Serie zu.

Östlich des Wurzer legt ein NO-streichender, etwa 10 *m* hoher Abbruch NNW-fallende oder saiger stehende, hornsteinführende Oberalmer Schichten mit steilem NW-Fallen oder auch saigerer Schichtstellung frei.

Eine grabenförmige Einmuldung stellt sich zwischen der ONO-streichenden Jurabasis der Weitenauer Neokommulde und den aufgeschlossenen Gesteinen der Hallstätter Decke ein. Die auf 500 *m* gut verfolgbaren Juraschichten entsprechen faziell wie tektonisch den fensterartig auftauchenden Juraablagerungen des Waldparkhügels und des

südlichen Rabensteins mit seiner Fortsetzung nördlich des Mitterbachtales. Man kann sagen, daß die Juravorkommen östlich von Golling zur südlichen Basis der Weitenauer Neokommulde gehören.

Aus der Beobachtung des Gesamtbildes ergibt sich ein deutlicher Gegensatz zwischen dem Streichen der Weitenau-Roßfeld Neokommulde (ONO!) und der NW-gerichteten Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen. Dies steht in auffallender Übereinstimmung mit der Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen südlich der Lammer (Lammereck, Sattelberg, Strubberge).

Der Haarberg findet orographisch wie tektonisch Verbindung mit dem hochjuvavischen Schwarzen Berg. Sein heller, gelblich anwitternder Ramsaudolomit entspricht jenem des Schwarzen Berges. Südlich der K. 562, östlich des Gehöftes Hinterkellau, sind am gegen N abfallenden Gehänge des Haarberges SSW-fallende Werfener Schichten an einem Bachriß aufgeschlossen (S. 149). Die bunten Werfener Schiefer, die die Berglehne nördlich von Hinterkellau säumen und am Bachbett bis zum Haarecker verfolgbar sind, gehören sicherlich auch dazu. Ob das gipsreiche Haselgebirge nördlich von Unterscheffau der Schwarzen Berg-Serie zugehört, ist fraglich; umsomehr, da das Haselgebirge meist einer Deckscholle vorauseilt. Man könnte hier auch an eine Aufquetschung der Haselgebirgsbasis der tiefjuvavischen Scholle südlich der Lammer denken.

Im Sattel zwischen der Erhebung nördlich vom Stadler und der K. 725, den Einmuldungen an der K. 650 und 734, liegen bis hausgroße, glazial gerundete Blöcke eines dunklen, teils sandigen Kalkes, sowie bunten und weißen Hallstätter Kalkes. Da sie sich nur in morphologisch tieferen Lagen finden, stets zerrüttet und mit mugeliger Oberfläche flach dem Dolomit auflagern, erscheint mir die erstmalig von Herrn K. Provaznik vertretene Ansicht am ehesten als zutreffend, daß es sich hier lediglich um eine Anhäufung glazialer Geschiebe handelt, wobei das Zusammenvorkommen stets gleichartiger Gesteine auffällig bleibt. Bei Auffassung dieser Gesteine als anstehend, müßten sie als zerrüttete, tiefjuvavische Scholle betrachtet werden.

Betreffs des Haarberges liegen noch folgende, von oben abweichende Auffassungen vor: J. Pia sieht in der St. Anton-Kellauer Mulde nur die „vermutliche" Grenze zwischen den tektonischen Einheiten der hoch- und tiefjuvavischen Decke, eben weil er auf dem Dolomit des Haarberges den Hallstätter Kalk vorfand. E. Dolak hält den Haarberg wohl richtig für einen Teil der Schwarzen Bergserie, faßt den auflagernden Kalk aber zusammen mit dem unterlagernden Dolomit als Anisikum zusammen.

17. Der Gollinger Schwarze Berg (nach B. Plöchinger; Tafel I, Profil V, VI, VIII)

Allseitig tektonisch abgeschlossen, verleiht der Gollinger Schwarze Berg den Eindruck einer fremden, in eine weite Mulde eingeschobenen Masse. Die Deutungen, die von E. Haug (1912) und F. F. Hahn (1913) gegeben worden sind, weichen in der Weise voneinander ab, als Haug die Gipfelpartie der Dachsteindecke zuzählt, während sie Hahn an die tirolische Decke knüpft. Die Gesteinsserie am S-Fuß des Schwarzen Berges wird von beiden Forschern als juvavisch betrachtet, im ersten Fall durch eine Überschiebungslinie, im zweiten durch einen Bruch vom tektonisch überlagernden Gestein des Gipfels getrennt. J. Pia erkennt demgegenüber 1924 den sedimentären Verband der liegenden Gesteinsserie mit dem Gipfelblock und sieht die ganze Masse für hochjuvavisch, der Reiteralmdecke zugehörig, an. W. Del Negro und E. Dolak schließen sich dieser Auffassung an.

Die Masse des Gollinger Schwarzen Berges umfaßt, wie bereits von Pia erkannt, eine zusammenhängende, vom Skyth bis in den Lias reichende Gesteinsserie, die, gegen NW stirnend, dem Neokom der Weitenau aufgeschoben ist. Sicher seiner Serie zuzuzählen sind die Werfener Schiefer, die mit mittelsteilem SSW-Fallen unter dem ladinischen Dolomit des Haarberges östlich des Gehöftes Hinterkellau aufgeschlossen sind und jene an der K. 695. Die Werfener Schichten des Schwarzen Berg-Ostgehänges und möglicherweise auch das gipsreiche Haselgebirge nördlich von Unterscheffau [1]), sind tiefjuvavisch (S. 193). Die Werfener Schiefer, die sich an der Störung des Glasenbachgrabens eingeklemmt finden, sind aber sicherlich von der Basis des Schwarzen Berges aufgequetscht worden. Dem Anisikum der Schwarzen Berg-Serie gehören die zirka 40 *m* mächtigen Gutensteiner Kalk-Basisschichten und etwa 100 *m* mächtige Gutensteiner Dolomite zu. Sie bilden die zum Lammertal abfallenden, tieferliegenden Gehänge nördlich von Lehngries und

[1]) Es ist anzunehmen, daß sich hier, wie im Bereich des Rigaus, das Haselgebirge im N einer Hallstätter Scholle gesammelt hat (vgl. S. 194).

nördlich von Ober Scheffau. Ladinisch sind im wesentlichen bereits der Haar- und Sennberg, der Hühner- und Rabensteinkogel. Der Ramsaudolomit weist wie der Gutensteiner Dolomit vor allem N-Fallen, am nördlichen Haarberg (K. 725) aber ein südliches und am Strubeck ein nordöstliches Schichtfallen auf. Auffällig sind NO-Brüche. Gegen die Lehngriesalm wird dieses sicherlich zirka 200 *m* mächtige Gestein von karnischen Dolomiten, schließlich an der Lehngriesalm von Reingrabener Schiefern und einem gegen die Wallingalm zunehmend kalkigen karnischen Niveau abgelöst. Dieses steht im stratigraphischen Verband mit Hauptdolomit, der den Gipfelblock, auf Grund dessen NW-Stirnens, im S und im O unterlagert.

Das Auskeilen der karnischen Schichten und des Hauptdolomits am westlichen Schwarzen Berg haben auch E. Dolak beschäftigt. Er sieht darin mit Recht ein fazielles Auskeilen. So versteht sich das Mächtigerwerden des karnischen Bitumendolomits und des an sich geringmächtigen Hauptdolomits (max. zirka 200 *m*) gegen O. Auch in den oben genannten typisch karnischen Ablagerungen von der Lehngriesalm zur Wallingalm findet ein solcher Fazieswechsel statt. Komplizierte W—O gerichtete Staffelbrüche in und zwischen den altersverschiedenen Ablagerungen haben gewiß eine größere Bedeutung als bisher angenommen. Die Nachbarschaft des karnischen Dolomits mit den norisch-rhätischen und auch liasischen Kalken an der NW-gerichteten Schwarzen Berg-Stirne verweist auf einen gegen SW verlaufenden Bruch. Er setzt sich in SW-Richtung zum Haarecker und Oetzer fort; eine Richtung, die auch im Bruch westlich der Traxelspitze und im Bruch des Glaserbaches gegeben ist.

Die scharfe Trennung von Hauptdolomit und Riffkalk, die damit zum Ausdruck gebrachte vermeintliche Abweichung zur Trias des S-Randes der Osterhorngruppe, ist für E. Dolak ein Beweis der juvavischen Natur. Dieser Beweis ist unserer Auffassung nach nicht ganz überzeugend, da ja selbst an der Osterhorn S-Seite ein solch abrupter Wechsel in Erscheinung treten kann. Man denke an den Riffkalk mit dem Dolomitsockel wie er am Einbergzug auftritt (Plöchinger [1948]). Auffällig bleibt die geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits im Vergleich mit jenem des Rigausberges.

Die zuerst von H. P. Cornelius (S. 178) ausgesprochene Erkenntnis, daß der Hintere Strubberg der gleichen Einheit angehört wie der Vordere Strubberg, er also nicht die Gesteinsserie des Schwarzen Berges besitzt, bringt neue Aspekte für die Beziehungen zwischen dem Schwarzen Berg und den Fortsetzungen der Strubberge nördlich der Lammer. Wie aus der Beschreibung der Details über die Höhen östlich des Schwarzen Berges (S. 193) entnommen werden kann, befindet sich die Deckengrenze zwischen der Schwarzen Berg-Serie und der tiefjuvavischen Serie an einer Linie, die vom Weitenautal zur K. 964, zur Wallingalm, Rabensteinalm, Haarbergalm und schließlich zu den Lammeröfen verläuft. Die Begrenzung bilden zwischen Braunalm zur K. 964 glazial gerundete Blöcke zerrütteter Zwieselalmschichten, der tektonische Kontakt des Ramsaudolomits mit dem Hauptdolomit und den karnischen Schichten der Schwarzen Berg-Serie.

30 *m* unter der Wallingalmhütte, wo im Bachbett karnische Kalke und Mergelschieferlagen karnischen Dolomits sedimentär auflagern, zeigen die dünnschichtigen Lagen ein Einschwenken von der O—W in die OSO-Richtung und ein steiles Einfallen gegen NO.

Der westliche N-Rand der Schwarzen Berg-Serie ist durch eine komplizierte Aneinanderkettung tektonischer Einzelheiten gekennzeichnet, die vor allem durch die vorgelagerten Hallstätter Schollen gegeben ist (S. 189). Wesentlich erscheint, daß nördlich der Überschiebungslinie der Schwarzen Berg-Serie in der westlichen Hälfte mehrfach Juraschichten, in der östlichen Hälfte Unterkreideschichten vorliegen. So findet z. B. die vom Haarberg abgespaltene Ramsaudolomitscholle nördlich des Haarecker Kontakt mit 45° NW-fallenden, hornsteinreichen Oberalmer Schichten. Sie stehen mit den nördlich auflagernden Schrambachkalken im stratigraphischen Verband. Werfener Schichten kennzeichnen die Überschiebungsbahn der Schwarzen Berg-Serie.

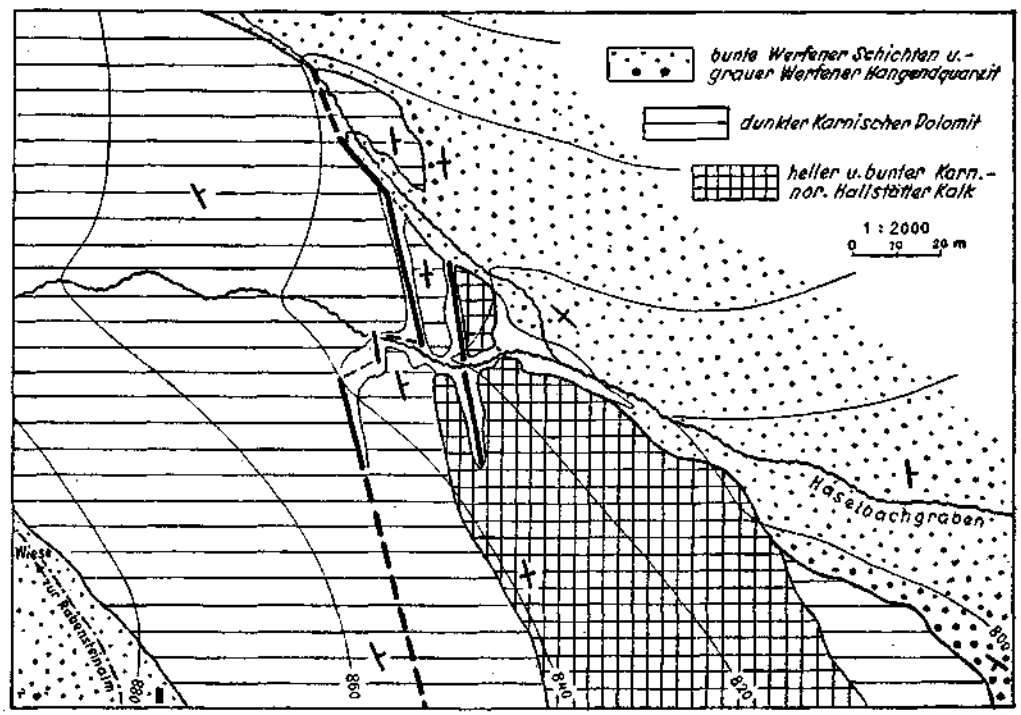
Auf Grund des NW-Fallens der Schrambachkalke südlich des Bachrainer und des Bachbauern, des N-Fallens der Roßfeldschichten südlich des Hundskar bis südlich der K. 984 und des NNO-Fallens südlich der Schönleiten ist dem Schwarzen Berg hier allerorts ein N-fallender, aufgebogener neokomer N-Rahmen gegeben. Im oberen Weitenautal ist ein 500—700 *m* breiter Synklinalbau des neokomen Vorgeländes anzutreffen. Die Schichten sind zwar sehr gestört und verfaltet, lassen aber dennoch klar einen südlichen, NO-fallenden Flügel von Schrambachkalken, NW-streichende Roßfeldschichten als synklinalen Kern und eine nördliche Synklinalflanke aus Schrambachkalken erkennen.

Durch die Beobachtungen am nördlichen Vorgelände des Schwarzen Berges wird der Eindruck nahegebracht, daß dessen Gesteinsserie die aufgeschuppte Basis der ober-

jurassisch-neokomen Ablagerungen der Weitenaumulde ist. Hier wird jedoch zugunsten der für die hochjuvavische Stellung sprechenden Punkte (siehe auch S. 177) an der von J. Pia (1924) postulierten höheren tektonischen Stellung festgehalten.

18. Die Höhen östlich des Schwarzen Berges (nach B. Plöchinger; Tafel I, Profil IX—XI)

Der Wallingwinkel (884 *m*) und der Schilchkogel (881 *m*) stellen tektonisch wie morphologisch die gegen WNW abschwenkende Verlängerung der tiefjuvavischen Gesteine des Hinteren Strubberges dar. Die S-Seite des Schilchkogels zeigt NNO-fallende Gutensteiner Kalk-Basisschichten, während der Gipfel und die N-Seite aus Gutensteiner Dolomit aufgebaut werden. Während deren Schichtflächen am Aubachfall 15—20° gegen NO einfallen, herrscht etwa 700 *m* nordwestlich davon, wo sich der Weitenaubach



Der nördliche Ausstrich der Vorder Struhberg-Synklinale.

in den Gutensteiner Dolomit einschneidet, NW-Fallen. Dementsprechend trifft man an der westlichen Hälfte des Wallingwinkels bis zum Überschiebungskontakt an der Gschirrwand O-Seite Ramsaudolomit an. Der Ausstrich der Gutensteiner Kalk-Basisschichten vom Hinteren Strubberg zum Schilchkogel bildet einen gegen NO konvexen Bogen, der mit einer Queraufwölbung zusammenhängen kann.

Westlich der Braunalm, im Graben der über die K. 964 zur Wallingalm führt, liegen Blöcke von Zwieselalmschichten, die man auf Grund ihrer Anhäufung als nur sehr wenig glazial transportiert ansehen kann. Deutet man sie als „anstehend", so liegt hier eine Nachbewegung der Hallstätter Decke vor, die jünger als Dan ist und die der Zwieselalmüberschiebung (E. Spengler [1914]) entspräche.

Die Höhe 869 östlich der Haarbergalm liegt in der nördlichen Verlängerung des Vorderen Strubberges. In ihm streichen einige Bausteine seiner tiefjuvavischen Serie frei gegen NW aus. Auf etwa 1 *km* Länge ist längs der Synklinalachse karnisch-norischer Hallstätter Kalk aufgeschlossen, während die Flanken karnischen Dolomit, teilweise vielleicht auch tiefere Dolomite freilegen. Eine bedeutsame Lokalität ist am nördlichsten Ende der Scholle gegeben (siehe Abb.). Der Steig von der Walling- zur Rabensteinalm führt nach dem Werfener Schieferaufschluß an der Wiese, nahe der in die Aufnahmskarte

eingezeichneten Hütte, über meist dunkle Dolomite, die man für Gutensteiner Dolomit der Schwarzen Berg-Serie halten will. Etwa 100 *m* unter der Wiese kann man sich jedoch an einem in den Haselbach mündenden Bach von der Dazugehörigkeit dieses von vielen Störungen durchsetzten Gesteines zur Hallstätter Decke und dessen karnischen Alters überzeugen. Ein NW-streichender Bruch schafft hier im dunklen Dolomit eine 15 *m* hohe Wand, während ein gleichgerichteter, saigerer Bruch bereits einen hellgrauen, karnisch-norischen Hallstätter Kalk vom Dolomit absetzt. Lediglich am rechten Ufer gelangt man zu einer Stelle, an der Dolomit und Kalk stratigraphisch verknüpft sind. Zirka 30 *m* nördlich davon wird der Dolomit von Werfener Schichten unterlagert; ein Hinweis, daß diese zur Hallstätter Gesteinsserie gehören. Auf ähnliche Weise ist im Graben zwischen den Lammeröfen und der Haarbergalm durch dort geringfügig im Hangenden der Werfener Schichten auftretende Gutensteiner Kalk-Basisschichten jene Zugehörigkeit wahrscheinlich.

Beim Buchstaben „c" des Wortes „Haselbachgraben" im Aufnahmsblatt mündet ein von NW kommender Zufluß. Es sind hier bunte, NNO-fallende Werfener aufgeschlossen. Verfolgt man den Bachlauf gegen NW, so steht man nach 100 *m* vor einem Steilabsturz, an dem der Bach über mehrere Felsstufen herabfällt. Während etwa 20 *m* vor dem Felsen graue, dünnbankige Werfener Hangendquarzite auftreten, gelangt man beim ersten, etwas sanfter abfallenden und nur 4 *m* hohen Katarakt zu dünnbankigen, dunklen, steil N 10° O fallenden Gutensteiner Kalk-Basisschichten mit ihren Schieferzwischenlagen. Die 10 *m* hohe Stufe dahinter besteht bereits aus Gutensteiner Dolomit.

Im weiteren Verfolg des Haselbaches talwärts erreicht man am rechten Ufer SSW-fallende, später durchwegs NO-fallende bunte Werfener Schichten. Auf diesen liegen am Hang zum Haarberg, unter Gutensteiner Dolomit, 25° SW-fallende, graue oder bräunliche Werfener Quarzite, die den Quarziten im Hangenden der Werfener Schichten im Idealprofil des Lammerdurchbruches (S. 150) entsprechen. Sie weisen darauf hin, daß die Werfener Schichten zum Liegenden der tiefjuvavischen Masse der nördlichen Verlängerung des Vorderen Strubberges gehören. Es geht hervor, daß der untere Lauf des Haselbaches in der achsialen Zone der antiklinalen Aufwölbung der Werfener Schichten liegt, die am Rettenbachgraben ihre weit verfolgbare Fortsetzung findet (S. 178).

Im Bereich des Rigaus ist gipsreiches Haselgebirge auf mehrere Kilometer O—W-Erstreckung verfolgbar (S. 150). Es kennzeichnet die nördliche Begrenzung der Hallstätter Decke, an deren Stirnregion es hier am weitesten gegen N vorgequollen ist und sich im Abtenauer Becken zwischen den weiter vorgeschobenen Schollen der Strubberge und der Pailwand sammelte. Das erinnert an die Beobachtung von W. Medwenitsch (1949, S. 15), wonach sich das Haselgebirge des Ischl-Ausseer Salzbergbaureviers zwischen den „vorausgeeilten Lappen" des Raschberges und Predigtstuhles befindet.

II. Gesamtbild

Nach Cornelius konnte die Zone der Strubbergschichten längs der ganzen N-Front des Tennengebirges als jüngstes Glied von dessen Schichtfolge verfolgt werden. Sie sind von dieser durch keine fortlaufende Störung getrennt, vielmehr gelegentlich in ihre Faltungen mit einbezogen. Wohl aber sind sie in sich größtenteils aufs stärkste tektonisch umgestaltet. Zum Teil durch Aufnahme von Schollen älterer Triasgesteine in eine Art von Riesenmylonit umgewandelt, bilden sie den Grenzhorizont gegen die aufgeschobene ältere Trias der Lammermasse. Mit dieser Abwandlung besteht Bittners Auffassung der Tektonik immer noch zu Recht.

Inwieweit die Lammermasse aus mehreren Schuppen oder Teildecken besteht, mußte offen gelassen werden, mangels entsprechend ausgedehnter eigener Beobachtungen. Manche diesbezügliche Auffassungen Pias (Gegend südlich Oberscheffau) konnten nicht bestätigt werden [1]).

Die beiden Strubberge scheinen gegen SW bzw. WSW überschlagene Synklinalen zu sein, die unter spitzem Winkel an die Schubfläche im Hang-

[1]) Trauth (1936, S. 526): „Unseres Erachtens dürften sich die geologischen Verhältnisse hier ... einfacher ... verstehen lassen" ...

enden der Strubbergschichten heranstreichen und durch Abscherung an dieser von WNW gegen OSO ein Glied nach dem anderen verlieren. Im Efetleck ist nur noch der Kern der Hinter-Strubberg-Synklinale vorhanden und dieser durch die über ihn nach N hinabtauchenden Strubbergschichten eingewickelt.

Eine ähnliche Einwicklung muß zur Deutung des ganz einzeln stehenden Vorkommens von Strubbergschichten auf der NW-Seite des Niederen Traunsteins angenommen werden. Es wäre über diesen Gipfel hinweg mit der Lamelle gleicher Schichten in der wilden Schuppenzone des Traunsteinsattels zu verbinden.

Seit Hahn (1913) wird die Lammermasse gewöhnlich als Teilstück der vorgosauisch von S darübergeschobenen Juvavischen Decke betrachtet. So von Pia (1924) (allerdings mit Vorbehalt!), von Sickenberg (1926), von Spengler (1928, S. 12; 1938, S. 254). Auch Ampferer (1924, S. 56) schließt sich mit einem kurzen Hinweis an. Von den Gegnern dieser Auffassung hat meines Wissens nur Trauth (1936) ausdrücklich auf die Lammermasse Bezug genommen und deren Einwurzelung nördlich des Tennengebirges gefordert, ohne allerdings gerade hier seine Meinung ernstlich zu begründen. Spengler (1939) hat dagegen fazielle Gesichtspunkte geltend gemacht.

Es gibt nun aber tatsächlich ein unbeachtetes Argument, das zugunsten der Trauthschen Vorstellung geltend gemacht werden könnte: Daß nämlich zwischen den Werfener Schichten der Lammermasse und jenen, welche in der Annaberger Gegend die Unterlage des Tennengebirges bilden, nach den bisherigen Untersuchungen eine Grenze nicht zu ziehen ist. Hier wäre eine sehr sorgfältige Neuaufnahme angezeigt. Solange sie nicht vorliegt, wird eine sichere Entscheidung nicht zu treffen sein.

Wenn ich trotzdem an der südlichen Herkunft der Lammermasse festhalte, dann bestimmen mich hiezu nicht nur die Analogien mit anderen juvavischen Deckschollen, für welche eine Einwurzelung nördlich des Kalkalpen-Südrandes als unmöglich nachgewiesen ist (vgl. Lebling [1935], W. Del Negro [1938], E. Spengler [1939, 1943], Cornelius [1939, S. 166f., 1940]), auch nicht nur die frei schwebenden Deckschollen des Torrenjochgrabens und des Roßfeldes, welche die unmittelbare — durch die Göll-Aufwölbung zweigeteilte! — Fortsetzung der Lammermasse bilden, sondern auch lokale Beobachtungen. Vor allem ist der Zustand der Strubbergschichten derart, daß er entschieden für eine sehr große darüber hinweggegangene Bewegung spricht. Unter mancher anerkannt großen Überschiebung — z. B. Lechtal — oder Inntaldecke im Allgäu und Nordtirol — sind ähnlich gleitfähige Schichten der unmittelbaren Unterlage lange nicht in gleicher Ausdehnung verruschelt und verflasert. Man beachte die Einbettung aus der hangenden Decke entnommener Gesteinsfetzen, die wir in der Strubbergzone immer wieder feststellen konnten, bis zur Bildung einer tektonischen Riesenbreccie [1]).

---

[1]) Dabei ist zu berücksichtigen, daß im Schrifttum die „tektonische Riesenbreccie" öfters mißdeutet worden ist. Sie kam — wenn auch orogen bedingt — in Wirklichkeit rein sedimentär zustande. Z. B. Tarntaler-, Schwarzeckbreccie des Sonnwendgebirges, von den Konglomeraten mit exotischen Blöcken im Flysch und verwandten Bildungen gar nicht zu reden!

Was die oben angedeuteten Verhältnisse am O-Ende der Lammermasse betrifft, so wäre eine Auflagerung von Werfenern auf Werfener zwar ein Schönheitsfehler für eine Deckscholle, aber es findet sich auch anderwärts, z. B. an der Deckscholle der Gupf-Mulde auf der Rax (Cornelius [1937], S. 166). Die Deutung könnte mit Ampferer in einer Reliefüberschiebung gesucht werden, um so mehr, als mit solcher bei juvavischen Deckschollen immer zu rechnen ist angesichts der vielfachen hereits vorliegenden Erfahrungen in dieser Richtung. Aber mehr läßt sich dazu vorläufig nicht sagen.

Eine tektonische Zweiteilung der Lammermasse, wie sie Pia (1924) sehen wollte und wie sie hei anderen juvavischen Deckschollen z. T. besteht, konnte nicht nachgewiesen werden. Mindestens die Werfener Antiklinale des Hochsattelgutes (Rettenbachgraben) bedeutet keine solche, ebensowenig die Auflagerung der Werfener beim Winkler. Damit soll aber nicht in Abrede gestellt sein, daß anderwärts vielleicht doch eine solche Teilung existiert (vgl. oben).

Bewegungen gegen W, wie sie Hahn (1913), Sickenberg (1926), Trauth (1936) sehen, konnten hier auch festgestellt werden: Überschiebungen von Dachsteinkalk auf Strubbergschichten südlich zwischen Wiesergut und Winkler. Groß ist ihre Bedeutung freilich nicht. Daß auch in der Lammermasse ähnliche Bewegungen nicht fehlen, zeigt der Verlauf der Strubberg-Synklinale. Im Gegensatz zu Hahn möchte ich sie hier jedoch zeitlich vor die juvavische Großüberschiebung stellen, wegen der Abscherung und Einwicklung an der Schubbahn.

Was endlich die merkwürdigen Verhältnisse in der Gegend der Quechenhergalm betrifft mit ihrer Durchkreuzung O—W und NW—SO streichender Elemente, so möchte ich in der letzteren Richtung hier nicht das Ergebnis einer selbständigen Bewegungsphase vermuten, sondern sie mit dem Einschwenken der Tennengebirgs-N-Front in die SO-Richtung in Verbindung bringen, das möglicherweise durch eine recht alte Anlage bedingt ist.

Plöchinger möchte zum Gesamtbild folgendes ergänzend bemerken:

Die geringe Mächtigkeit der Triasentwicklung in den Hallstätter Deckschollen der Lammermasse steht, wie F. Hahn, E. Spengler, W. Del Negro u. a. erkannten, im krassen Gegensatz zu jener des Tirolikums (siehe Tabelle S. 169). Es bestehen keinerlei Faziesübergänge. Hingegen betonen dieselben Forscher, daß sich der Übergang der Berchtesgadener in die Hallstätter Fazies am S-Rand der Kalkplateaustöcke, so auch am Tennengebirge, erkennen läßt. Bei der Erläuterung der Faziesverhältnisse in den Gesteinen des nördlichen Tennengebirges und der tiefjuvavischen Lammermasse (S. 166) habe ich klarzulegen versucht, daß in der Hallstätter Decke wie im Tennengebirgs-Tirolikum eine Faziesänderung von W nach O vor sich geht. Daraus konnte man folgern, daß sich der Ablagerungsraum der Hallstätter Entwicklnng in paralleler Längserstreckung im S des tirolischen Ablagerungsraumes befunden hat.

Der Bauplan des Aufnahmsgebietes ist charakterisiert durch die tiefe Einmuldung des Tirolikums, die darin in O—W-Richtnng angeordnete, eingesenkte juvavische Masse. Den S-Rand bildet die gegen NO abfallende Tennengebirgs-„Stirne" mit ihrem Jurahangenden. Hiezu zählen auch die als Obere Lias-Doggerablagerungen erkannten Strubbergschichten.

Gemäß H. P. Cornelius und wie auch ich mich überzeugen konnte, sind die Strubbergschichten durch keine fortlaufende Störung von den juvavischen Schollen getrennt, sondern teilweise sogar mit nordwestlichem Achsengefälle den Tennengebirgskalken eingefaltet. Das wird durch die weitgehende Einschaltung der Strubbergschichten O vom Sattelberg, am Firstsattel und an der Oberen Alm bestätigt.

Als bedeutsames Ergebnis der Kartierung geht hervor, daß nicht nur die Strubbergschichten, sondern auch die auflagernden Hallstätter Schollen in die Tektonik — eine offenbar durch Rückstau deformierte, gegen NO ausklingende Internfaltung — der Tennengebirgs-N-Randwölbung einbezogen sind (am Lammereck, Sattelberg, Rauhen Sommereck, First z. B.).

Die Lammereckscholle liegt in einer SO-streichenden Synklinale des Tirolikums, der Sattelberg ebenso. In einer tiefen, durch SW-Stau deformierten Mulde O des Sattelberges haben sich SO-streichende Strubbergschichten bis auf eine Höhe von zirka 1500 *m* erhalten. In ihnen liegen bis in über 800 *m* Höhe isolierte Teile der einst weiter gegen SO reichenden Sattelbergscholle (Rauhes Sommereck usw.). Auch für den tiefjuvavischen Vorderen Strubberg kann eine Abbildung der tirolischen Unterlage angenommen werden. In seiner südöstlichen Verlängerung finden sich am First in steiler, synklinaler Lagerung die Strubbergschichten mit kleinen, eingekeilten, tiefjuvavischen Schollen vor. Einer Antiklinalzone sind die steilgestellten Gesteinszüge nordwestlich der Quechenbergalm und die ebenso steil aufgerichteten Obertrias- und Jurakalke des Großen Traunstein-Schallwandzuges zuzuzählen. In ihrer nördlichen Verlängerung liegt die Aufsattelung der Werfener Basis der zwei tiefjuvavischen Strubberge. Ist die Synkliuale des Vorderen Strubberges gegen SW überkippt, so gibt sich der Hintere Strubberg als sanft nordöstlich geneigte Schüssel zu erkennen. Mit ihr taucht die tiefjuvavische Gesteinsserie unter dem Glazial des Abtenauer Beckens ein. Im SO ist sie möglicherweise mit dem Juvavikum der Sulzenkopf-Gsengalmschuppen und des Schober zu verbinden.

Die juvavischen Schollen am N-Rand des östlichen Tennengebirges gehören durchwegs der Hallstätter Decke zu. Der bisher von mehreren Forschern als juvavisch angesehene Große Traunstein-Schallwandzug ist tirolisch. Seine Bausteine sind norisch-rhätischer Dachsteinkalk und Krinoiden-Plattenkalk des Oberen Lias und Dogger (?). Gemäß seiner gegen NO einfallenden Antiklinalachse tauchen die jurassischen Krinoiden-Plattenkalke der Schallwand in dieser Richtung unter die hangenden Strubbergschichten ein. Die sich vor allem am Gr. Traunstein auswirkende Verstellung verursachte die Trennung von der ursprünglichen Fortsetzung in den NW-streichenden Gesteinszügen nordwestlich der Quechenbergalm. Man kann sie dem gleichen Querstau zuschreiben, wie er an Schober und Pailwand nachgewiesen ist (Tafel XII!).

Die über den Firstsattel bis zur Oberen Alm streichenden Strubbergschichten haben sich, ähnlich wie jene am Rauhen Sommereck (O des Sattelberges), durch die Baukomplikationen im tirolischen Tennengebirgs-N-Rand erhalten; die Hauptmasse taucht nördlich des Schallwand-Großen Traunsteinzuges in breiter Front unter die mächtigen Werfener Schichten der Hallstätter Decke ein. Die heutige, klar verfolgbare Überschiebungslinie verläuft über den Sattel zwischen den beiden Traunsteinen und setzt sich, bei den

Breccienbänken der Gsengalm vorbei, zur südlichen Basis des Schobers fort.

Den tiefjuvavischen Schollen nördlich dieser Linie gehören die zweigeteilte Sulzenkopfschuppe, der Untere Traunstein, die Gsengalmschuppen, die Pailwand mit den kleinen Schollen nordwestlich davon und endlich der Schober mit der vorgelagerten Gsenggrabenschuppe zu. O. Sickenberg (S. 137) hat bereits in verständlicher Weise dargetan, wie die Überschiebungslinien durch den Querstau steilgestellt wurden.

Von den Gsengalmschuppen durch eine NO-Störung getrennt, liegt die bis ins Nor reichende Gesteinsserie der tiefjuvavischen Schobermasse. Ihr anormales NO-Streichen, sowie der komplizierte Faltenbau, werden durch einen Querstau aus O (im Sinne F. F. Hahns [1913]) verständlich. Sicherlich gehörten vor der jugendlichen Verstellung der Untere Traunstein, die Gsengalmschuppen, die Sulzenkopfschuppen und der Schober einer zusammenhängenden, NW-streichenden Masse an. O. Sickenberg (S. 128) weist schon darauf hin, daß die N—S-Verteilung der Werfener Schichten des Schobers entschieden gegen eine N-Bewegung spricht. Auch die durch die faziesreiche karnische Entwicklung ausgezeichnete Pailwand gibt wichtige Hinweise auf die Auswirkungen eines Querstaues, der sich, wie auch am Schober und an der Gsenggrabenschuppe beobachtet, vor allem längs einer nordwestwärts-streichenden Hauptstörung ausgewirkt haben muß.

Die Verhältnisse nördlich der Lammer werden im westlichen Bereich von der Gesteinsserie des Gollinger Schwarzen Berges bestimmt. Sie ist nach den letzten Auffassungen (J. Pia [1924] und E. Dolak [1948]) hochjuvavisch. Auch hier wird vor allem auf Grund des Eintauchens der Pedatakalke des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges unter dem Ramsaudolomit der Schwarzen Bergserie (S. 177), noch an der hochjuvavischen Natur desselben festgehalten. Anderseits muß aber aufmerksam gemacht werden, daß die Schwarze Bergserie im NW und NO von in nördlicher Richtung einfallenden Juragesteinen und neokomen Schrambachkalken, den Liegendgesteinen der Weitenauer Mulde, umfaßt wird und die Verlängerung der tiefjuvavischen Vorderen Strubbergscholle nördlich der Lammer nicht „tunnelartig" unter die Schwarze Bergmasse untertaucht, sondern offenbar frei ausstreicht (siehe S. 193).

Die tiefjuvavischen Schollen östlich von Golling (nördlich Rabenstein, Kellau) liegen innerhalb der Weitenauer Mulde. Trotzdem weisen sie nicht das ONO-Streichen der tirolischen Jura-Neokomablagerungen dieser Mulde auf, sondern streichen in entgegengesetzter Richtung gegen NW. Damit ist auch hier eine auffallende Übereinstimmung mit der Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen S der Lammer gegeben.

Will man zu einer zeitlich geordneten Folge der vorausgeschickten tektonischen Daten kommen, so wird man wahrscheinlich schon mit der Prüfung der faziellen Verhältnisse innerhalb der Juraablagerungen beginnen müssen (vgl. S. 168 und die Faziestabelle S. 169). Sicher aber steht der staffelförmige Abbruch an der südlichen Osterhorngruppe und die daran geknüpfte Neokomtransgression mit dem Einschub des Juvavikums in Zusammenhang. Durch sie wurden die grundlegenden Bedingungen geschaffen.

Es ist deshalb auch nicht verwunderlich, wenn die juvavischen Schollen im N dem Neokom aufliegen, wohingegen sie an ihrem S-Rand lediglich

Juraablagerungen als Unterlage haben. W. Del Negro (1950) denkt dabei mit Recht an eine Reliefüberschiebung der Hallstätter Decke zur mittelkretazischen Phase, wobei im südlichen Bereich vor der Überschiebung das Neokom bereits abgetragen war. Auch transgrediert bekanntlich die Gosau nördlich von Abtenau über Gesteine der tirolischen wie der Hallstätter Decke.

Verweisen neben dem schon genannten Faktor die tektonischen Reduktionen an der Basis der Hallstätter Schollen auf eine Reliefüberschiebung im Sinne O. Ampferers (Jb. 1923), so wird man anderseits gemahnt, ihr nicht etwa für den Vorschub einzelner Schollen Bedeutung zuzumessen:

Die Hallstätter Schollen im Bereich des Lammertales kennzeichnen — miteinander verbunden — eine Anordnung in alpiner Richtung. Diese steht im deutlichen Gegensatz zu dem NW-streichenden Synklinal- und Antiklinalbauten am Tennengebirgs-N-Rand (Tafel IX). Rein passiv muß die einst verbreitete, geringmächtige Gesteinsserie der tiefjuvavischen Decke den Verformungen ihrer tirolischen Basis [1]) nachgegeben haben, ehe sich — nach Erosion der antiklinalen Verbindungsglieder — die einzelnen Schollen herausgebildet haben. Für die so geprägte Tektonik in den tiefjuvavischen Schollen der Lammermasse mag unsere (Plöchinger) Bezeichnung „Abbildungstektonik" zum Vorschlag gebracht werden.

Was die jüngsten Baukomplikationen am Tennengebirgs-Ostende betrifft, so wird man vor allem zu den umfangreichen Ausführungen F. F. Hahns (1913, S. 479—490) hingeführt, welche den Querbewegungen in den Berchtesgadener Alpen gewidmet sind. Da wie dort zeigt der Querstau eine „neuartige Durchbewegtheit der Massen, ohne eine einheitliche Abhebung vom Untergrund herbeizuführen". Nach Hahn steht er weder mit den juvavischen noch mit dem tirolischen Vorstoß in Verbindung, sondern beherrscht die nordalpinen Zonen als jüngstes Ereignis [2]). Als solches gehört es mit zum Problem der Herausbildung der Alpen zum Hochgebirge, das — wie L. Kober (1923) sagt — uns noch viele Rätsel aufgibt.

Dritter Teil: Strubbergschichten als Manganerzträger

I. Geologische Grundlagen

„Strubbergschiefer" nennt Fugger (1914, S. 420) die hier zu behandelnden Gesteine, mit denen er aber irrtümlich auch die Schiefer der Gutensteinerkalk-Basis zusammenwirft. Sickenberg (1926, S. 94) macht nun mit Recht darauf aufmerksam, daß neben den Schiefern auch eine Fülle anderer Gesteinstypen unser Schichtglied aufbaut (wenn er auch mit der Einteilung zu demselben z. T. zu weit geht) und daß deshalb nur der Name Strubbergschichten in Frage kommt.

---

[1]) Sie entsprechen möglicherweise einer eigenen Bewegungsphase.

[2]) O. Ampferer (Verh. 1915), welcher in den tirolischen N-Alpen nach einer gegen N wirkenden Faltungs- und Schiebungsperiode ebenfalls eine solche in O—W-Richtung unterscheidet, stellt Untersuchungen über die Möglichkeit eines inneren Zusammenhanges der neuen Faltrichtung mit der vorangegangenen an.

1. Die Gesteine der Strubbergschichten

a) Kalkig-kieselige Mergelschiefer, dunkelgrau bis schwärzlich oder braunstichig, meist feinblättrig, oft flaserig und überhaupt mit Anzeichen starker Durchbewegung bilden das verbreitetste Glied. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, daß sie eine tektonische Fazies der im Sattelbergprofil unter a und b erwähnten, dünnschichtigen Mergel bilden (S. 160). Übergänge sind dort vorhanden und es ist immerhin auffallend, daß diese nicht verschieferten Mergel sonst eigentlich nirgends mehr auftreten (das Rauhe Sommereck — siehe S. 174 — ausgenommen!).

Die „Abarten, die aufs Haar echten gelben Werfener Schiefern gleichen" (Sickenberg [1926], S. 90), habe ich nicht beobachtet und kann den Verdacht nicht unterdrücken, daß es sich da wirklich um tektonisch eingeknetete Werfener handelt (Sickenberg gibt leider keine Fundstellen an). Auch weiße, feinblättrige Schiefer (Sickenberg, ebendort) sind nicht aufgefallen.

b) Dünnschichtige Mergel mit und ohne Hornstein werden bereits oben vom Sattelberg und Rauhen Sommereck beschrieben, worauf hier verwiesen werden kann. Es dürfte sich um die nicht tektonisch umgestaltete Normalausbildung der Strubbergschiefer handeln.

c) Fleckenmergel. An zwei Stellen, so im Hangenden des Liasfensters bei Kuchlbach und in den manganreichen Strubbergschiefern südöstlich von Kuchlbach konnten geringfügige Fleckenmergel-Einschaltungen festgestellt werden. Im ersten Falle ist es ein hellgrauer, feinsandiger und hell anwitternder Mergel, in dem sich die Flecken in Form feiner Bänder abzeichnen, im zweiten Fall ein dichter, muschelig brechender, etwas kieseliger Fleckenmergel. Deutlich treten an den Bruchflächen vielgestaltige dunkle Flecken hervor; die Oberfläche ist von lockerem, wadähnlichem Manganoxyd umkrustet.

d) Manganschiefer, kenntlich an blauschillernden Belägen, sind eine sehr verbreitete Einlagerung (bezüglich der wichtigsten Fundstellen siehe S. 207). Sie verwittern vielfach tief schwärzlichbraun. In anderen Fällen sind sie durch Anreicherung von Braunstein (neben Quarz) ausgezeichnet.

Die von Cornelius übernommene, eingebürgerte Bezeichnung „Manganschiefer" wird gebraucbt, trotzdem — wie durch Plöchinger nachträglich erkannt — es sich ihrem lithologischen Charakter nach durchwegs um erzführende, verschieferte, mergelige Kieselkalke mit vorwiegend kieselschaligeu Mikroorganismen handelt. Diese Kieselkalke liegen stratigrapbisch im Hangendbereich der Strubbergschichten, innerhalb der tauben Strubbergschiefer. Scheint sich auch gemäß der Analyse der Gesamtkieselsäuregehalt gegeuüber den tauben Schiefern eher zu vermindern (S. 222), so ist auf Grund der Geländebeobachtungen und der Schliffbilder neben dem Kalzit doch gerade in den Manganschiefern ein beträchtlicher Quarzgehalt auffällig.

Die Alterstellung dieser Sedimentgesteine ist durch den seitlichen Übergang in die Oberlias-Dogger-Kieselkalke (S. 161) sichergestellt. Im Gebiet südöstlich von Berchtesgaden dürften sie den ebenso radiolarienreicben, schwarzen Kieselkalken, bzw. auch den Kieselschiefern entsprechen, die J. Kühnel 1929 (S. 468) in den Dogger stellt.

U. d. M. zeigen die Manganschiefer eine dichte kieselig-kalkige Grundmasse, in der kleinste Erzpartikelchen (Mn- und Fe-Oxyde) und organische

Substanzen die feingeschichtete Pigmentierung geben. Kieselschalige und agglutinierende Foraminiferen, Radiolarien, sowie mehr oder weniger vererzte kleinste Kugelformen (S. 215) sind enthalten.[1])

Die kieselschaligen Skelette der Radiolarien zeigen nur selten ihre Struktur. Sie besitzen vereinzelt einen Außendurchmesser von 0·16 bis 0·18 *mm* bei einer Schalendicke von 0·016 bis 0·024 *mm*, größtenteils aber einen Außendurchmesser von 0·02 bis 0·07 *mm*. Die Schalenhohlräume werden von Kalzitkriställchen eingenommen; die Schale selbst ist gelegentlich deformiert oder gebrochen. Quarz- und kalziterfüllte feine Klüfte durchsetzen das Gestein.

Gegen die Braunitkruste des Außensaumes tritt eine u. d. M. ersichtliche, intensive Verzahnung von teils feinkörnigem Manganerz mit der Grundmasse ein. Lediglich einzelne idiomorphe Kalzitkristalle (möglicherweise Mangano kalzit[2]) und ebenso vereinzelt darin auftretende kieselschalige Organismenreste bleiben erhalten.

e) Dichte Kalke. Die Vorkommen am Rauhen Sommereck und im Wiesergraben, auf welche die Breccien transgredieren, wurden bereits erwähnt (S. 174). Trotz dem sehr am Dachsteinkalk erinnernden Aussehen möchte ich diese Kalke für stratigraphisch zu den Struhhergschichten gehörig halten. Denn wenn es tektonisch eingeschobene Dachsteinkalksplitter wären, dann müßte auch die mit ihnen engstens verknüpfte Breccie von den liegenden Schiefern tektonisch getrennt sein und dem widerspricht die gelegentliche Einstreuung klastischen Materials auch in die den Breccienlagen benachbarten Schiefer.

Anders verhält es sich mit der von Sickenberg (1926, S. 91) angenommenen „Dachsteinkalkfazies des Jura". Denn, was er auf seiner Kartenskizze als solche einträgt — im weiteren Bereich um die Quechenbergalm — das scheint mir echter, obertriadischer Dachsteinkalk zu sein, sowie Liaskalke, die sich nicht scharf davon abtrennen lassen, jedenfalls aber auch ins stratigraphisch Liegende der Strubbergschichten gehören. Soweit ich jene Gegend kenne, geht die Tektonik unter dieser Annahme restlos auf.

Dann finden sich aber auch noch kieselige, sehr zähe Kalke, die zweifellos zum Bestande der Strubbergschichten gehören. So ein dichtes, weißliches Gestein mit tiefbrauner Verwitterungsrinde in dem Graben südlich des Lammerecks, zwischen P. 709 und der (auf der Karte 1 : 25.000 reichlich 100 *m* zu weit nordwestlich eingetrageuen!) Quelle. Es handelt sich da wohl nur um eine geringfügige Linse. Eine weitere Verfolgung ist unmöglich. Etwas ausgedehnter ist das Vorkommen eines ausgesprochen grauen, dichten Kalkes mit rostbrauner Anwitterung in der Bachschlucht unterhalb der Wiese bei P. 778 (NW-Seite des Strubbergpasses). Beim Beginn der Schlucht steht es auf der S-Seite an, mehrere Meter mächtig, tritt weiter abwärts sodann auf die N-Seite über.

Mit Vorbehalt hier anzuschließen ist noch ein dunkelgrauer, stark kieseldurchwobener Kalk, welcher die Kante NO über dem Graben bildet, der von Zimmerau nach NW zur Lammer hinabfließt (durch welchen der Weg von der Tuschenbrücke heraufkommt). Das Gestein ist zwar manchem

[1]) Siehe B. Plöchinger, Mikroskopie, Bd. 7, 1952, H. 5/6.

[2]) Ein von Kalzit schwer unterscheidbares Mineral der Mischkristallreihe $MnCO_3$—$CaCO_3$.

Gutensteiner Kalk nicht unähnlich, scheint aber doch so eng mit den umgebenden Schiefern verbunden, daß man es nicht gern von ihnen trennen möchte. Ebenfalls unsicher ist die Stellung eines ziemlich dunklen, grauen, hell anwitternden Kalkes am Eingang ins Höllkar (südwestlich vom Weg). Bei flüchtigem Hinsehen hält man ihn für einen Blockwall, doch kann man sich überzeugen, daß er ansteht.

Dagegen haltet Cornelius die „Hornsteinplattenkalke" Sickenbergs (S. 92) ebenso wie ähnliche hornsteinfreie, mehr oder minder dunkelgraue Kalke ohne jedes Bedenken für tektonisch eingefaltete bzw. eingewickelte Gutensteiner Kalke [1]).

f) Oberlias-Dogger-Kieselkalke (S. 161). Im Bereich der Oberen Alm und am N-Abfall der Tagweide ist die oberflächliche Manganoxydanreicherung an den Braunsteinkrusten der größtenteils hellgrauen, kieselsäurereichen Kalke ersichtlich („Manganverbrämung"). Es sind Gesteine, die man vor allem östlich der Oberen Alm eindeutig durch seitlichen Übergang mit den Manganschiefern verknüpft sieht. Im Schliffbild fallen in der kieselig-kalkigen Grundmasse relativ große, idiomorphe Erzkörner und die Vererzung längs Haarrissen auf. Letztere scharen sich nahe der Schieferungsfläche. Sie geben Anlaß zur Ausbildung von Mangandendriten.

g) Krinoidenkalke. Im Wald südwestlich über dem Eingang zur Nebelgasse, unterhalb der Felswand der Schallwand bei 1150—1180 *m* bildet ein lichtgrauer flasriger mit blaßgrauen Tonhäuten durchzogener Kalk eine Felsstufe. Er enthält lagenweise reichlich Spatsplitter, auch braun anwitternde kieselige Lagen. Tektonische Einmischung wäre bei den einzeln dastehenden Vorkommen nicht ausgeschlossen, da aber gar nicht gesagt werden könnte, um was für ein Schichtglied es sich handelte, so betrachte ich das Gestein lieber als zu den Strubbergschichten gehörig.

Der graue, ebenso von blaßgrauen Tonhäuten durchzogene, gelblich anwitternde, belemnitenführende Krinoiden-Plattenkalk am Firstsattel und im Bereich der Oberen Alm, muß auf Grund der vielfachen Wechsellagerung mit Strubbergschiefern dort zu den Strubbergschichten gestellt werden, wo die Schiefer überwiegen. Ebenso ist eine kleine Schuppe belemnitenführenden dunklen Kalkes dazuzustellen, die sich zwischen dem Dolomit der tiefjuvavischen Sattelbergscholle und den Strubbergschiefern einschaltet.

h) Breccien. Ihr Auftreten am Sattelberg und Rauhen Sommereck wurde oben bereits beschrieben. In der W-Flanke des ersteren lassen sich die zwei Züge der Breccien verfolgen, die wir vom Kammprofil her kennen. In der Gegend der Infangalm werden sie noch zahlreicher: nördlich der Alm [2]) treten drei als Rippen aus dem Gelände hervor. Eine weitere, bis 20 *m* mächtige Breccienbank, von einer schwächeren im Hangenden begleitet, erscheint auf der Stufe SW über der Alm durch Faltung (vgl. Tafel X, Fig. o) verdoppelt.

---

[1]) Die Belemnitenfunde Plöchingers an der Schallwand und im Gesteinszug der K. 1670, nordwestlich der Quechenbergalm (S. 161), erforderten die Ausscheidung als Oberlias und Dogger (?) Krinoiden-Plattenkalk. Nur kleine Schollen am First können als juvavisches Anisikum betrachtet werden.

[2]) Man kann jedenfalls annehmen, daß es sich um eine liasische Sedimentärbreccie handelt. Sie befindet sich richtig 100 *m* weiter südwestlich, da wo das Ende der Seilbahn verzeichnet ist.

Offenbar ist das Profil schon ziemlich stark veränderlich. Wieviel die Tektonik dazu beiträgt, ist nur in seltenen Fällen, wie dem eben genannten, sicher feststellbar. Dieser Bereich ist das Hauptverbreitungsgebiet der Breccien. Darüber hinaus ist mir noch eine geringfügige Lage einer sehr feinen Breccie in dem Graben südlich vom Lammereck (oberhalb des schon erwähnten Kieselkalkes) bekannt geworden, bei etwa 880 *m* Höhe.

Treten die behandelten Breccien bloß im westlichen Abschnitt der Tennengebirgs-N-Seite in größerer Mächtigkeit auf, so sind sie doch noch in spurenweisen Einschaltungen in den kleinen Strubbergschiefer-Vorkommen am Schober S-Hang und südlich der Spindelmaisalm vorzufinden.

Für eine zirka 20 *m* mächtige Breccienbank, die sich wenige 100 *m* südlich der Quechenbergalm findet, kann die Zugehörigkeit zu den Strubbergschichten nicht nachgewiesen werden (vgl. Sickenberg). Sie stellt sich mit steilem NNO-Fallen zwischen karnischem Dolomit und teils bunt verfärbtem Plattenkalk (S. 185).

Die Komponenten der Breccie sind verschiedenartige, dunkle und helle Kalke und Mergel, mitunter auch Hornsteine. Vielfach sind sie eckig, aber auch z. T. gerundet. Sie können bis über faustgroß werden. Die Herkunft des Materials scheint z. T. aus den Strubbergschichten selbst erfolgt zu sein, ohne daß eine Beimischung von Triasgesteinen ausgeschlossen werden könnte. Sickenberg a. a. O. erwähnt auch einen roten Kalk als Bestandteil der Breccie, der möglicherweise höherer Lias sein könnte. Daß die Breccie am Rauhen Sommereck z. T. auf den dortigen lichten Kalk transgrediert, wurde bereits erwähnt.

Daß die Breccie keineswegs tektonischer, sondern nur sedimentärer Entstehung sein kann (so auch Sickenberg, S. 92), das zu begründen würde mir überflüssig scheinen, wenn nicht eine so große Anzahl auch ernst zu nehmender Forscher eine so ausgesprochene Vorliebe für tektonische Breccien hätte. Aber die transgressive Lagerung auf dem Kalk, die regelmäßige Einlagerung der Bänke zwischen die Schiefer, die Übergänge in diese durch Gerölleinstreuung zeugen für die Richtigkeit meiner Behauptung, ganz abgesehen davon, daß die Gesteine, die das Material für die Breccie geliefert haben, meistens gar nicht im Verband mit ihr anstehen.

Die Breccie steht, auch wenn bunter Lias und heller Riffkalk noch nicht als Komponenten darin gefunden worden sind, dem Oberalm-Basiskonglomerat der südlichen Osterhorngruppe faziell ziemlich nahe. Als Abweichung muß das sandige Bindemittel der Breccie in den Strubbergschichten angeführt werden.

2. Die Verbreitung der Strubbergschichten

Sie folgt dem N-Rand der Tennengebirgsmasse (genaueres im tektonischen Teil!). Stets bilden die Kalke des tieferen Lias oder, wo diese fehlen, der Dachsteinkalk das Liegende. Das Hangende besteht überall aus tektonisch auflagernden Triasgesteinen.

Nur zwei Vorkommen fügen sich nicht in diese Regel. Der auf der S-Seite mit glatten Wiesen bedeckte Hügel bei Epen im Lammerknie, beim Austritt auf den Gollinger Talboden; er besteht aus dunkelgrauen, dünnschichtigen Mergeln von sehr einförmiger Beschaffenheit, deren Liegendes nicht sichtbar ist. Auf der waldbedeckten N-Seite sieht man sie

anstehen. Sie entsprechen zwar nicht ganz dem üblichen Aussehen der Strubbergschichten, aber trotzdem bin ich mit Pia (1924, S. 100) der Ansicht, daß es sich um solche handelt. Denn eine andere Möglichkeit kommt kaum in Frage und tektonisch ist ihr Auftreten leicht zu deuten. — Schwieriger ist dies im anderen Teil: Am Niederen Traunstein, auf der Verflachung nordwestlich unterhalb des Gipfels, bei etwa 1530 *m*, stehen dunkle, ganz zerblätterte Schiefer an, die Bittner als Halobienschiefer kartiert hat, während Sickenberg (S. 103) sie für Strubbergschichten ansieht. Die dunklen Hornsteinkalke, die darin stecken, faßt Cornelius zwar auch hier als tektonisch eingeknetete Gutensteinerkalk-Fetzen auf, schließt sich aber im übrigen dem Letztgenannten an.

3. Das Alter der Strubbergschichten

Diesbezüglich standen sich bereits zwei Auffassungen gegenüber. Lipold (1851 a, S. 83) hat bereits ihre Auflagerung auf die Kalke des Tennengebirges festgestellt und, da er als davon hangendes Glied den roten Liaskalk kannte, mußte er sie für jünger als diesen betrachten. Bittner (1884 a) glaubte dann Übergänge in Werfener Schichten feststellen zu können. In der Schlucht zwischen Kuchlbach und Infangalm fand er zwei schlecht erhaltene Cepbalopodenreste, die er als zu den mitteltriadischen Gattungen *Monophyllites* und *Hungarites* gehörig bestimmte und schloß daraus auf ein unter- bis mitteltriadisches Alter[1]). Fugger (1914) schloß sich dieser Auffassung an und unterstrich besonders das Auftreten dunkler Tonschiefer als Einschaltung zwischen den tiefsten Bänken des Gutensteiner Kalkes, mit denen er die Strubbergschiefer zusammenwarf. Auf Blatt Hallein—Berchtesgaden 1 : 75.000 sind sie auch meist als Gutensteiner Kalk eingetragen, wogegen sie auf Blatt Ischl—Hallstatt teils zu diesen, teils zu den Werfenern geschlagen, in isolierten Vorkommen auch als Reingrabener Schiefer kartiert sind. Hahn (1913, S. 428/429) spricht von „stark metamorphen schwarzen Schiefern", die er „am liebsten mit Gesteinen der Grauwackenzone vergleichen möchte" (im Gebiet um die Tagweide). Pia (1920) glaubte die Konglomerate der Strubbergschichten mit den Doggerkonglomeraten der Osterhorngruppe — die ich auf der N-Seite der Lammermasse feststellen konnte — identifizieren zu können. Er betrachtet daraufhin die Strubbergschichten als in der Hauptsache Dogger, im untersten Teil wohl auch Oberlias (1924, S. 81). Sickenberg (1926, S. 94) schließt sich dieser Deutung mit einigem Vorbehalt an.

Wir haben also — wenn wir Hahns auf oberflächliche Ähnlichkeit begründetes Vergleichen mit Grauwackengesteinen, das sich nicht weiter stützen läßt, beiseite lassen — zwei Deutungen zu berücksichtigen: Unter- bis Mitteltrias (Bittner, Fugger) oder Oberlias-Dogger (Lipold, Pia, Sickenberg). Zwischen ihnen gilt es eine Entscheidung zu treffen.

Für unter- bis mitteltriadisches Alter können geltend gemacht werden:

---

[1]) Bittner (1884 b, S. 362) gibt diese Deutung allerdings mit einigem Vorbehalt und will die Anwesenheit von *Halobia rugosa*-Schiefern, ja sogar von Lias, nicht ausschließen.

a) Bittners Fossilfunde bei Kuchlbach. Wie aus seinen eigenen Worten hervorgeht, sind seine bloß generischen Bestimmungen der mangelhaft erhaltenen Stücke keineswegs ganz sicher. Wir werden ihnen also kein übermäßiges Gewicht beizulegen haben.

b) Die Stellen, wo Werfener und Strubbergschichten einander im Streichen ablösen (Strubbergfurche oberhalb Road, Kuchlbach). Sie sind jedoch ohne Schwierigkeit tektonisch zu deuten. Ebenso die — Bittner und Fugger noch nicht bekannten — gelegentlich in die Strubbergschichten eingewickelten Werfener Fetzen.

c) Die Tonschiefer-Einlagerungen in den Basisschichten des Gutensteiner Kalkes (vgl. oben, S. 151). Sie sind jedoch schon von den Schiefern der Strubbergschichten lithologisch deutlich verschieden. Von der Fülle der sonst mit diesen zusammen auftretenden Gesteinstypen enthalten sie keine Spur.

d) Die häufig in den Strubbergschichten steckenden Gutensteiner Kalk-Massen. Dieselben sind jedoch nie regelmäßig eingelagert, sondern zeigen meist tektonische Linsen oder unregelmäßige Knödelformen. Auch sind sie gelegentlich mit Werfener Schichten verknüpft. All dies spricht nicht für stratigraphischen Verband, sondern für tektonische Einknetung in die Strubbergschichten.

Für Oberlias bis Dogger sprechen demgegenüber

a) Die geradezu gesetzmäßige Unterlagerung durch die bunten Liaskalke. Die Grenze läßt wegen des stark verschiedenen mechanischen Verhaltens der beiden Gesteine zwar vielfach tektonische Bewegungen erkennen, an günstigen Stellen (Sattelberg-Profil!) aber ist sie kaum tektonisch umgestaltet.

b) Die von Pia betonte Übereinstimmung der Breccien der Strubbergschichten mit den Doggerkonglomeraten der Osterhorngruppe. Dazu ist allerdings ein starker Vorbehalt zu machen. Aus der Beschreibung, die Suess und Mojsisovics (1868, S. 183) geben, geht eine weitgehende Übereinstimmung keineswegs hervor. Im Gegenteil sind die Konglomerate dort mit ganz andersartigen Sedimenten — roten eisenreichen Kalken vom Charakter der Klausschichten, rot und lichtgrün gebänderten, kieselreichen Kalkschiefern mit Hornstein usw. verknüpft als in unseren Profilen. Cornelius möchte vermuten, daß die von Suess und Mojsisovics beschriebenen Konglomerate im Dachsfelder Kessel noch in höhere, in unseren Strubbergschichten nicht mehr vertretene Horizonte hinaufreichen.

c) Das Auftreten der Manganschiefer. Dieses Argument hat Sickenberg (S. 93) bereits in Erwägung gezogen, glaubt ihm aber keine große Bedeutung beilegen zu müssen, da die Ähnlichkeit mit den Berchtesgadener Manganschiefern offenbar nicht groß ist. Tatsächlich sind aber alle Manganschiefer im Mesozoikum der Kalkalpen Lias: Allgäu und Vorarlberg ebenso wie im Karwendel und bei Berchtesgaden. Ja auch darüber hinaus, z. B. in den kleinen Karpathen (Stampfen-Lozorno) und in den Karawanken (Vigunsca, auf der S-Seite des Hochstuhls, Teller [1899]). So scheint dieses Argument doch erheblich stärkere Beweiskraft zu besitzen als Sickenberg glaubt. Noch mehr: Im Allgäu konnte Reiser den Manganschiefern eine bestimmte stratigraphische Stellung innerhalb der Fleckenmergel zuweisen. Sie vertreten den Lias ε. Unter der Voraussetzung — die wohl eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch

nehmen darf — daß dies für die ganzen Nordalpen gilt, kämen wir damit zu noch schärferen Vorstellungen über das Alter unserer Schichten (vgl. unten).

Es soll auch vermerkt sein, daß O. Reithofer [1]) eine innige Verknüpfung der in den Lechtaler Alpen auftretenden Manganschiefer mit den Lias-fleckenmergeln beobachtet hat und in bezug auf die karpathischen Erzlager Niedermayer [1]) zwischen Stupava und Jablonove liasische Manganschiefer angibt. Nach J. Schröder (1925) sind neben Stampfen auch Bad Rajec und Lednice Rovnà als Manganschiefer-Lagerstätten erwähnenswert [2]).

Offensichtlich stehen die Verhältnisse in den Bayrischen Alpen jenen am Tennengebirge am nächsten. Nach J. Schröder finden sich die teils manganvererzten Allgäuschiefer unter Beteiligung von dunklen Kalkbänken, Kieselkalken, Krinoidenkalken und sandigen Kalken über unterliasischen bunten Cephalopodenkalken und gehören dem Niveau des Mittleren und Oberen Lias zu. Auch sie zeichnen sich durch Fossilarmut aus und besitzen wie die Tennengebirgs-Strubbergschichten Breccien- und Konglomerateinlagerungen. Damit führen die teils manganvererzten Schichten zu küstennäheren Bildungen über.

d) Der von Sickenberg erwähnte Belemnitenfund. Es kann leider nur mit Vorbehalt angeführt werden, da die Zugehörigkeit des beherbergenden Gesteines zu den Strnbbergschichten nicht eindeutig feststeht.

Alles in allem sind die zugunsten eines Lias- bis Doggeralters angeführten Gründe wesentlich stärker als alle, die sich für ein Triasalter anführen lassen. Cornelius glaubt die Frage als im Sinne Lipolds und Pias zu entscheiden, die Strubbergschichten als lokale, überdies zumeist tektonisch umgestaltete Fazies der höheren (vielfach einem großen Anteil des Doggers noch mitumfassenden) Fleckenmergel betrachten zu dürfen. Die Altersstellung läßt sich noch etwas genauer fassen, wenn wir berücksichtigen, daß im benachbarten Hagengebirge die Hierlatz — und die darüberliegenden bnnten Cephalopodenkalke den Unteren (z. T.) und den Mittleren Lias vertreten (v. Krafft [1897]). Für die Strubbergschichten bleibt also der Oberlias verfügbar. Das trifft sich vorzüglich mit dem soeben zur Stellung der Manganschiefer gesagten. Wenn wir dann mit Pia die Breccienzüge als Dogger [3]) betrachten, so ergäbe sich die Folgerung, daß die in deren Hangenden auftretenden Manganschiefer nicht normal darüber lägen, infolge einer tektonischen Wiederholung. Aber auch der stratigraphische Umfang der Strubbergschichten wäre nicht überall derselbe, denn im größten Teil ihres Zuges fehlen die Breccien. Da wäre also wahrscheinlich nur der Oberlias vertreten. Glückliche Fossilfunde werden zeigen müssen, ob diese Arbeitshypothese das Richtige trifft.

---

[1]) Nach schriftlichen Niederlegungen der Lagerstättenkartei der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

[2]) Vgl. Andrusov, D.: Geologia Surovin Slovenska. Bratislava, 1943.

[3]) Im benachbarten Hagengebirge stellt v. Krafft (1897, S. 212) Breccien, Konglomerate und Sandsteine allerdings zum Oberlias, jedoch ohne beweisende Fossilien. Gesteinsmäßig scheinen sie von unseren Breccien verschieden, ebenso dem Verband nach, in dem sie auftreten.

Daß H. P. Cornelius mit seiner obigen Arbeitshypothese recbt hatte und auch J. Pia zuzustimmen ist, wenn er in seiner Faziesgliederung die Strubbergschiefer — selbst ohne Fossilnachweis — der liasischen Stufe zuteilt, geht aus den zusätzlichen Erkundungen von Plöchinger, die in den Punkten c (S. 200) und f (S. 202) und den Ergänzungen zu Puukt d (S. 200) und g (S. 202) festgehalten sind, klar hervor. Sie stellen das Oberlias- und Dogger(?)-Alter der Strubbergschichten unter Beweis. Die seitlich aus den Strubbergschiefern der Oberen Alm hervorgehenden, etwas vererzten hellgrauen Kieselkalke mit ihren altersbestimmenden Belemniten (S. 162) und die stratigraphisch verknüpften belemnitenführenden Krinoiden-Plattenkalke des Oberlias und Dogger (?) (S. 161) geben das wichtigste Argument dafür ab. Es wird noch durch den Nachweis von Schlieren etwas manganvererzter Fleckenmergel in den Strubbergschiefern und auch durch die zahlreichen kieselschaligen Mikroorganismen (vor allem Radiolarien) unterstützt.

II. Vorkommen der Manganerze

1. Die bedeutendsten Manganschiefervorkommen [1])

Nach den vorausgeschickten Daten über die Strubbergschichten werden die darin eingeschalteten Manganschieferzonen erläutert und in den Abbildungen der Tafeln Nr. X—XII veranschaulicht. Dabei werden die Mangangehalte von Proben verzeichneter Entnahmestellen angegeben.

Als Faustregel für die Ermittlung des Mangangehaltes kann die Pulverfarbe lediglich jener Proben dienen, bei denen es durch die Verwitterung zur Anreicherung höberer Manganoxyde gekommen ist. 32 Proben mit dunkelbraunem Pulver verschiedener Farbnuancen hatten 12—25% Mn, 16 Proben mit hellem braunem Pulver 1—12% Mn. Die weniger der Verwitterung ausgesetzten Manganschiefer von den Entnahmestellen untertags erbrachten als höchsten Wert 17% Mn. Ibre Pulverproben besitzen graue Farbwerte. Bei 62 geprüften Proben mit verschiedenen Grauwerten und mit 1·4—17% Mn konnte keine Faustregel aufgestellt werden. Durch die dem Sediment beigemengte graphitische Substanz erwies sich sogar die Mehrzahl der dunkleren Pulver gegenüber den belleren als manganarm.

Die für die Angabe der Mangangehalte nötigen Analysen wurden in den Jahren 1950 und 1951 im Chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt gemacht, wobei Herr Hofrat Dr. O. Hackl hauptsächlich die anzuwendenden Analysen-Verfahren auswählte, untersuchte und ausbildete, während von Herrn Dipl.-Ing. K. Fabich, unter Mitwirkung von Herrn O. Böhm, die Hauptmenge der Analysen ausgeführt wurde.

A. Die Manganschiefer der Lammereck O-Seite (Tafel X, Fig. a, b) [2]). Etwa 150 *m* nördlich der K. 601 zweigt vom Weg Kuchlbach zu den Weiden an der Lammereck-S-Seite gegen W ein Steig zum Lammereckgipfel ab. Begeht man diesen, so gelangt man bei zirka 640 *m* Höhe zum ersten Manganschieferaufschluß. Ihm reihen sich in 500 *m* Längserstreckung weitere Vorkommen an. Als Härtlinge formen sie bis zur 800 *m* Isohypse den O—W-streichenden, mugeligen Kamm der Lammereck O-Seite. Auch

[1]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) durch Kreise mit Nummern vermerkt.
[2]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 1.

gegen N sind die Schichten durch eine im Gelände hervortretende Linie von der überschobenen Lammereckmasse deutlich geschieden, so daß die Berechnung des obertags abzubauenden Gesteinsvolumens auf keine Schwierigkeiten stößt. Lediglich geringmächtige, kaum behindernde Glazialschotter liegen teilweise dem Rücken auf.

Die Proben 1—33, die ohne Auswahl in bestimmten Abständen entnommen worden sind, besitzen im Durchschnitt 9·43% Mn.

Ein Dünnschliff aus der Probe 10 (13·73% Mn) läßt die staubförmige Verteilung des Erzes in einem äußerst dichten, mergeligen Kieselkalk und eine Anzahl kieselschaliger Mikroorganismen erkennen. Es ist durchaus charakteristisch, daß sich die erzreiche Zone an dieses splittrige, kieselig-kalkige Gestein hält, während die liegenden, organismenleeren Strubbergschiefer manganarm, bzw. -leer sind.

Erläuterung zu Tafel X, Fig. b:

Nr.	CO_2	Fe	Gesamt-Mangan in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	schwach karbonatisch	wenig	21·41	36·69
2	stärker karbonatisch	„	13·83	44·59
3	schwach karbonatisch	sehr wenig	12·84	16·27
4	stärker karbonatisch	wenig	9·53	29·72
5	schwach karbonatisch	viel	10·54	26·08
6	„ „	„	9·69	29·92
7	stärker karbonatisch	wenig	10·90	21·40
8	„ „	„	12·38	19·52
9	„ „	„	8·74	35·25
10	„ „	„	13·73	17·70
11	„ „	„	14·39	18·41
12	„ „	„	13·65	18·09
13	stark karbonatisch	„	4·78	34·53
14	„ „	„	2·54	33·70
15	„ „	„	5·01	25·53
16	„ „	„	9·40	27·84
17	stärker karbonatisch	„	1·32	39·61
18	„ „	„	3·63	42·29
19	„ „	sehr wenig	1·15	44·40
20	„ „	wenig	6·53	26·27
21	„ „	„	0·92	42·20
22	„ „	„	0·92	54·31
23	„ „	„	0·92	54·41
24	„ „	„	1·52	36·30
25	„ „	„	12·33	4·06
26	„ „	„	8·61	28·53
27	stark karbonatisch	„	11·41	31·56
28	„ „	„	15·48	20·85
29	„ „	„	16·28	15·17
30	„ „	„	9·67	33·69
31	„ „	„	22·57	13·49
32	„ „	„	17·70	22·13
33	stärker karbonatisch	„	7·44	27·79

Höhere Manganoxyde wurden in den Proben 1—9, 11—13 und 25—27 gefunden, was gemäß schriftlichen Berichtes von Herrn Hofrat Dr. O. Hackl nicht besagt, daß nicht auch zweiwertiges Mangan vorhanden ist und auch die anderen Proben höhere Manganoxyde beinhalten. Zweiwertiges Eisen wurde als $FeCO_3$ bei der Probe Nr. 19 mit 2·69% berechnet.

Der Aufschub der Lammereckscholle hat durch die Zerrüttung der unterlagernden Manganschiefer die epigenetische Erzanreicherung durch Oxydation gefördert. Neben der durch die Verwitterungsvorgänge geschaffenen Braunsteinkruste an den Oberflächengesteinen kommt es so im Gestein teils zu tiefgreifenden Erzanreicherungen (S. 216).

B. Die manganreichen Einschaltungen zwischen Kuchlbach und Infangalm (Tafel X, Fig. c)[1]) geben zwar in einzelnen Analysen gute Werte, sind aber wegen ihrer geringen Ausdehnung nicht von Bedeutung. Proben 200—250 *m* südöstlich von Kuchlbach, am Weg zur Infangalm weisen bis zu 25·4% Mn auf. Es sind dunkelgraue, kieselig-karbonatische Gesteine, die auf der braunen Manganoxydkruste einen starken metallischen Glanz aufweisen. In manganarmen Schiefern fanden sich hier die verwalzten Knollen eines Fleckenmergels mit brauner wadähnlicher Verwitterungskruste (S. 200).

Das wiederholte Auftreten längerer Züge einer Sedimentärbreccie und verschiedener Kalk- und Dolomitschuppen als Einschaltungen in der hier bis 1 *km* Breite erlangenden Strubbergschichtenzone läßt an eine tektonische Anschoppung denken (siehe S. 172). Demgegenüber ist es jedoch auffällig, daß sich die Manganschiefer auch dieses Bereiches im wesentlichen nur an die nördliche Begrenzung, also wiederum an das Hangende der Strubbergschichten halten und somit eine — allerdings mehr fiktive als nachzuweisende — Überschiebungslinie des Juvavikums markieren. Lediglich beim kleinen Staudamm am Bach südlich von Kuchlbach hat sich noch ein kleiner Deckschollenrest auf den Manganschiefern erhalten (S. 172).

C. Die Manganvererzung am Sattelberg (Tafel X, Fig. d)[2]), die sich nördlich des Gipfels 1021 in wenigen, voneinander etwas abgesetzten, Härtlingen findet und die bereits zu Probeschürfen Anlaß gegeben haben soll, besitzt eine Gesamtlänge von etwa 200 *m* und erreicht eine Mächtigkeit von zirka 40 *m*. Das Vorkommen ist am schnellsten von der Schönalm aus beim Entlangschreiten längs der nördlich vorgelagerten Dolomite zu erreichen, denn auch hier wird deutlich, daß die Überschiebung einer fremden Masse Bewahrer der vererzten Zone ist (siehe S. 173).

Zwei Proben eines dunkelgrauen, muschelig brechenden Kieselkalkes mit metallisch glänzendem Überzug höherer Manganoxyde und feinen erzerfüllten Sprüngen weisen 13·4 und 12·50% Mn auf, während Proben mit Werten von 6·68 bis 8·17% Mn schwarze bis dunkelbraune, kieselige Schiefer und schiefrige Mergelkalke darstellen. Probeu mit Mn-Gehalten unter 1% werden durch dunkelgraue, sandige und feinglimmerige, teils glänzende Mergelschiefer vertreten. Sämtliche Proben sind karbonatisch, so daß es längs Klüften zu Kalzitverheilungen kommt.

Aus der Gegenüberstellung der Proben resultiert der schon S. 200 angedeutete Schluß, daß die manganreichen Gesteine an die Kieselkalke der Hangendpartie der Strubbergschichten gebunden sind. Gegenüber dieser stratigraphischen Bedeutung der Manganvererzung muß auch hier auf die Beziehung mit der Tektonik hingewiesen werden. Die nördlich auflagernde tiefjuvavische Sattelbergscholle hat neben der die Erosion verhindernden Überdeckung auch die — von den vorhergehenden Vorkommen

[1]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 2.

[2]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 3.

schon bekannten — oxydationsbeschleunigenden Auswirkungen verursacht, die die Erzanreicherungen zur Folge hatten. Auf diese Weise ist es verständlich, wenn sich etwa 100 *m* südlich der Hauptvererzung in den sonst manganarmen bis -tauben Strubbergschiefern zwischen den beweglichen Zonen sandig-konglomeratischer Bänke eine vererzte Gesteinslinse findet und sich eine horizontmäßig dritte, wenn auch geringfügige, Vererzung dort in den Strubbergschiefern einstellt, wo die mergelig-kalkigen, teils knollig-brecciösen, liasischen Krinoiden-Plattenkalke unterlagern (S. 173).

D. Die Manganschieferzone am S-Fuß des Vorderen Strubberges (Tafel XI)[1] liegt in den NO-fallenden Strubbergschichten an der alten Straße Abtenau—Golling und erreicht eine Längserstreckung von etwa 700 *m*. Ein mehrfach unterteilter Härtlingsrücken vererzter, etwas verschieferter Kieselkalke besitzt eine Mächtigkeit von zirka 40 *m*. Aus dieser Zone stammen die Proben 1—17. Es sind manganreiche, mergelige, dunkle Kieselkalke, die in ihrem Hangenden nur noch eine relativ geringmächtige, taube Strubbergschieferzone besitzen. Gegen S, dem stratigraphisch Liegenden zu, werden sie von schwarzen, karbonatischen, koblig-graphitisch abfärbenden Strubbergschiefern abgelöst[2]. Diese Tatsachen sprechen in Übereinstimmung mit den bisherigen Erfahrungen für den Bestand einer primär-sedimentären Erzanreicherung im hangenden Gesteinshorizont der Strubbergschichten. Mit der zunehmend schiefrigen Ausbildung geht die Abnahme des Mangangehaltes.

Der Manganschieferrücken verläuft von NO der K. 810 über die K. 789 zur K. 706. Er steht in der Weise in Beziehung mit der Überschiebung des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges, als dadurch auch hier die tektonische Erhaltung gewährleistet war und durch die mechanische Auswirkung der Überschiebung die Erzanreicherung begünstigt wurde.

Neben der Lage dreier im behandelten Bereich angelegter Versuchsstollen gibt die Skizze auf beigefügter Karte Auskunft über die Manganwerte in den Stollenprofilen. Der Durchschnittsmangangehalt von 19 in gleichen Abständen entnommenen Proben aus dem zirka 100 *m* langen, im Streichen verlaufenden, O-Stollen liegt bei 7·37%; das sind 2·82% weniger als der durchschnittliche Mangangehalt der Ohertagsproben (Nr. 1—9) aufweist, der sich auf 10·19% beläuft.

Der zirka 80 *m* lange S-Stollen streicht N 15° W, halb verquerend zum Manganschieferzug. Er verläuft im wesentlichen in den nahezu tauben, schiefrigen und hier kohleähnlichen Strubbergschichten[3].

300 *m* vom Mundloch des O-Stollens, nördlich der K. 789, befindet sich das Mundloch des sogenannten Mittelstollens. Er liegt in der nordwestlichen Verlängerung der Manganschiefer mit den Proben 1—17. Nach kurzem, halb verquerenden Unterfahren der Lagerstätte lenkt der Lauf in die NW-Richtung, der Streichungsrichtung der Gesteine ein. Die ersten verquerenden 6 *m* weisen einen Durchschnitts-Mangangehalt von 10·97% auf, die folgenden 12 *m* einen solchen von 3·07%. Auch gibt die querschlägige, 25 *m* lange SW-Strecke, die etwa 30 *m* unter Tag vom Hauptstollen abzweigt, die Bestätigung, daß eine manganreiche Zone wenige

[1]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 6.
[2]) Proben 18—23.
[3]) Der Eingang zu einem offenbar in N 20° O-Richtung vorgetriebenen Schacht ist verrammt.

Meter südlich der NW-Strecke in paralleler Längserstreckung liegt. Die Analysenergebnisse lassen ersehen, wie sich von Meter 8 bis Meter 12 darin wieder größere Vererzungen einstellen, die einen Durchschnittswert von 11·87% Mn besitzen. Wie an allen Stollen, so tritt auch hier neben der primären Vererzung eine Erzanreicherung durch Verwitterungsprozesse in Erscheinung. Sie ist an zahlreiche Störungen gebunden, die mehr oder weniger parallel zur „Schieferung" verlaufen. Jedenfalls ist die Erfahrung wertvoll, daß es in größerer Tiefe noch erzreiche Zonen gibt [1]).

Nach der zirka 700 *m* langen, NW-streichenden Manganschieferzone von der K. 706 bis zur K. 810 nehmen fast taube Strubbergschiefer den Raum ein; nur etwa 1 *km* nordwestlich der K. 810 ist östlich der K. 773 nochmals ein ziemlich unbedeutender Manganschieferzug aufgeschlossen [2]).

Nahe der K. 810 ist am südöstlichen Ende einer Wiese der zirka 70 *m* lange W-Stollen fast im Streichen in den manganarmen Schiefern vorgetrieben worden [3]). Das Gestein gleicht den rußig-schwarzen, kohleähnlichen Schiefern des S-Stollens und gehört sicherlich dem gleichen Strubbergschicht-Horizont an. Bis zu mehrere Meter lange Dolomiteinschaltungen von Meter 35 bis zu Meter 40 des Laufes geben Zeugnis von den tektonischen Einwirkungen, denen die Strubbergschichten durch den Einschub der tiefjuvavischen Masse des Vorderen Strubberges (siehe S. 177) unterworfen waren.

Erläuterung zu Tafel XI

Zur Kartenskizze:

Probe Nr.	Vom Mundloch des O-Stollens	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	20 *m* N 60° W	schwach	15·67	36·59
2	20 *m* N 70° W	sehr schwach	10·31	35·05
3	40 *m* N 60° W	schwach	15·96	34·27
4	50 *m* N 80° W	„	9·30	48·93
5	60 *m* N 80° W	stärker	12·60	38·20
6	70 *m* N 80° W	„	2·94	61·45
7	85 *m* N 75° W	„	8·44	36·79
8	90 *m* N 75° W	„	15·38	26·98
9	100 *m* N 70° W	„	2·15	39·92
10	120 *m* N 60° W	schwach	13·70	40·93
11	150 *m* N 65° W	nicht	8·73	40·73
12	160 *m* N 65° W	sehr schwach	12·41	16·72
13	180 *m* N 70° W	schwach	24·28	26·51
14	200 *m* N 70° W	„	21·57	25·00
15	220 *m* N 63° W	stärker	11·36	28·14
16	250 *m* N 65° W	„	12·28	30·43
17	270 *m* N 65° W	nicht	15·12	38·37

Bei allen 17 Proben wurden höhere Manganoxyde nachgewiesen.

---

[1]) Die Bedeutung querschlägiger Unterfahrung der Lagerstätten als erster Hoffnungsbau ist somit angezeigt.

[2]) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 5 auf der geologischen Karte der Tafel IX.

[3]) Außerhalb der Skizze auf Tafel XI.

Zu den ersten, verquerenden 18 *m* des Mittelstollens:

Höhere Manganoxyde wurden bei den Proben von Meter 1, Meter 2 und Meter 5 nachgewiesen. Schwach karbonatisch ist die Probe von Meter 1, karbonatisch sind jene von Meter 2 bis Meter 18. Sämtliche Proben besitzen einen mehr oder weniger hohen Eisengehalt. Die Probe von Meter 11 hat 10·66%, jene von Meter 17 2·32% zweiwertiges Eisen als $FeCO_3$. Die unlöslichen Rückstände belaufen sich von Meter 1 bis Meter 18 auf folgende Prozentsätze: 1 = 23·75; 2 = 21·03; 5 = 49·87; 6 = 21·63; 7 = 55·87; 8 = 50·91; 9 = 43·66; 10 = 23·63; 11 = 25·19; 16 = 41·83; 17 = 51·26; 18 = 28·80%.

Zum Profil durch den 25 *m* langen, querschlägigen Lauf des Mittelstollene (SW-Strecke), fast senkrecht auf das S 60° O-Streichen der Manganschiefer:

Karbonatisch sind die Proben von Meter 9 bis Meter 16 und Meter 18 bis 25, schwach karbonatisch die Probe von Meter 17. Viel Eisen besitzen die Proben von Meter 9 bis Meter 12, wenig die Proben von Meter 13 bis Meter 25. Bei Meter 12 wurden 11·24%, bei m 14 1·91% zweiwertiges Eisen als $FeCO_3$ errechnet. Der unlösliche Rückstand beträgt von Meter 1 bis Meter 25 folgenden Prozentsatz: 1 = 28·45; 2 = 60·25; 3 = 44·40; 5 = 32·33; 6 = 60·75; 7 = 56·09; 8 = 27·76; 9 = 26·63; 10 = 40·11; 11 = 28·71; 12 = 24·61; 13 = 43·47; 14 = 61·27; 15 = 56·18; 16 = 43·11; 17 = 50·25; 18 = 36·39; 20 = 56·39; 21 = 56·51; 22 = 46·06; 23 = 52·02; 24 = 50·45; 25 = 53·14%.

Zum halbverquerenden, zirka 80 *m* langen S-Stollen:

Die Proben sind karbonatisch und besitzen wenig Fe. Z. B. beinhaltet die Probe von Meter 10 2·64% Eisen als $FeCO_3$. Der unlösliche Rückstand beträgt bei Meter 10 43·33%, Meter 20 55·04%, Meter 30 32·92%.

Zum im Streichen verlaufenden, zirka 100 *m* langen O-Stollen:

Schwach karbonatisch sind die Proben vom Schritt 20 und 95, karbonatisch die Proben vom Schritt 25 bis 90 und Schritt 100 bis 103. Wenig Fe besitzen die Proben vom Schritt 0 bis 25 und Schritt 35 bis 103, viel Fe die Probe vom Schritt 30. Bei der Probe vom Schritt 25 wurden 9·83%, vom Schritt 90 4·35% zweiwertiges Eisen als $FeCO_3$ errechnet. Der unlösliche Rückstand ergibt von Schritt 20 = 105 in Prozenten: 20 = 32·66; 25 = 23·97; 30 = 27·41; 35 = 26·65; 40 = 31·39; 45 = 40·04; 50 = 44·99; 55 = 55·49; 60 = 36·48; 65 = 28·47; 70 = 25·15; 75 = 35·32; 80 = 23·86; 85 = 27·94; 90 = 39·81; 95 = 22·16; 100 = 27·77; 105 = 37·92%.

Zum fast im Streichen vorgetriebenen, zirka 70 *m* langen W-Stollen:

Die Proben sind karbonatisch und besitzen wenig Fe. Die Probe vom Meter 8 hat z. B. 2·32% zweiwertiges Eisen als $FeCO_3$. Der unlösliche Rückstand beträgt in Prozenten von 10 zu 10 Schritten: 10 = 53·15; 20 = 50·05; 30 = 40·07; 4 = 057·63; 50 = 49·83; 70 = 11·30; 80 = 59·76; 90 = 37·42; 100 = 70·94%.

Sämtliche auf Tafel II vermerkten Proben enthalten organische Substanz.

E. Die Manganschiefer Firstsattel—Obere Alm (Tafel XII, Kartenskizze 1 : 10.000 und Fig. a, b, c) [1]) sind nicht wie bei den bisherigen Vorkommen Bestandteil mächtiger Strubbergschichten. Liegen in den vorhergehendeu Profilen Mächtigkeiten bis zu rund 250 *m* vor, so reduzieren sie sich am Firstsattel auf maximal 100 *m* und südöstlich der Oberen Alm his auf Null Meter. Vom Firstsattel gegen O, wo sich die Strubbergschichten durch seitlichen Übergang in Oberlias-Dogger Kieselkalken verlieren, herrschten eben zunehmend geänderte Sedimentationsbedingungen vor (S. 168). Während sich bisher — am besten im Profil des Sattelberges — zwischen Krinoideu-Plattenkalken und den erztragenden Ablagerungen im wesentlichen taube Ablagerungen einschalteten, ist hier die Vererzung direkt an die Grenze zum stratigraphisch-basalem Gestein der Strubbergschichten verlegt: an der Schallwand bis zur Höhe des Firstsattels und im Bereich nördlich der Oberen Alm an die Krinoiden-Plattenkalke, bei der Oberen Alm an die Oberlias-Dogger Kieselkalke. Relativ unbedeutende

[1]) Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 8, 9, 10.

Manganschiefer-Vorkommen an der S-Seite des Efetleck [1]), südlich der K. 810 am südlichen Vorderen Strubberg und am Höllkar [2]) leiten die zunehmende Vererzung der Liegendschichten ein, wie sie gegen die Obere Alm zu auffällig wird.

Der durchschnittliche Mangangehalt der stark zerrütterten Manganschieferzone am Firstsattel liegt bei 4·25%. Hier wie im Bereich der Oberen Alm handelt es sich um kieselige und karbonatische Gesteine. Sie keilen 1 *km* südöstlich der Alm völlig aus, so daß sich — weil die Manganschiefer zunehmend flach in den engen Faltenwurf des Kieselkalkes einbezogen sind — in dieser Richtung die abbauwürdige Teufe auf Null reduziert. An der Hütte der Oberen Alm reicht sie z. B. nur noch maximal zirka 60 *m* in die Tiefe (siehe S. 184).

Erläuterung zu Tafel XII, Fig. b: Die Manganschiefer des Firstsattels.

Probe Nr.	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %	Probe Nr.	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	sehr schwach	7·62	62·60	9	schwach	2·64	56·20
2	stärker	4·12	36·81	10	stärker	5·41	23·04
3	„	0·97	59·73	11	sehr schwach	8·15	26·24
4	schwach	0·66	72·85	12	schwach	1·62	48·34
5	stärker	2·18	9·93	13	sehr schwach	1·02	51·12
6	schwach	2·01	43·74	14	schwach	4·35	42·93
7	„	5·61	26·42	15	„	5·24	41·21
8	„	0·18	77·66				

In den Proben 1—3 und 5 wurden höhere Manganoxyde nachgewiesen. Probe 5 ist ein Weichmanganerz mit nierenförmiger Oberfläche. Fast alle Proben weisen einen mehr oder weniger starken metallischen Glanz auf.

Alle Proben besitzen einen geringen Eisengehalt; bei der Probe 8 wurden z. B. 0·58% zweiwertigen Eisens als $FeCO_3$ berechnet.

2. Die Genesis der Manganschiefer

Die Bildung der Manganerze in den Strubbergschichten ist als sedimentär, durch Absatz des Mangans im Meerwasser, anzusehen. Dies bestätigt die Mikrofauna (S. 201). Die Erzanreicherung hält sich in den zirka 200 *m* mächtigen Strubbergschichten im Bereich vom Lammereck bis zum Vorderen Strubberg an einen bestimmten stratigraphischen Horizont. Im allgemeinen sind die liegenden, schiefrigen Gesteine (im wesentlichen kalkig-kieselige Mergelschiefer) mit ihren Breccienlagen taub oder manganarm. Die in den hangenden Strubbergschichten eingeschalteten, zirka 40 *m* mächtigen, weniger verschieferten Kieselkalke sind hingegen relativ manganreich.

Eine Abweichung liegt bloß im Seitenzweig der Strubbergschichten gegen den Firstsattel und der Oberen Alm vor. Krinoiden-Plattenkalke und leicht manganvererzte, hellgraue Kieselkalke, beide Oberlias und Dogger (?), bilden hier teils das unmittelbare Liegende der Manganschiefer. Im O der Oberen Alm werden sie gänzlich von den Kieselkalken durch seitlichen Übergang abgelöst, während sie nördlich der Alm stellenweise

[1]) Eine Probe mit 22·31% Mn, 7·15% Fe.
[2]) Eine Probe mit 7·15% Mn, 3·46% Fe.

mit den Krinoiden-Plattenkalken wechsellagern. Südlich der Spindelmaisalm, am N-Hang des Ahornkars, sind den Strubbergschiefern auch reine Radiolarite benachbart.

Die Herkunft des sedimentären Erzes kann man durch die Einschwemmung vom Festland oder durch submarine Verwitterung [1]) zu erklären versuchen. Die Assoziation der Radiolarien und anderer kieselschaliger Mikroorganismen mit dem Mangan (S. 200) ist aber zu auffällig, um nicht auf die weltweite Beziehung der Manganerze zu den Radiolariten und damit auf eine andere Bildungsweise verwiesen zu werden. Die Radiolarit-Manganerze lassen sich nämlich überall mit basischen Eruptionen in Zusammenhang bringen. So in Graubünden, in Toskana und Ligurien, in Bosnien, im Ural, in Spanien, Schottland, Neufundland, Nordamerika und Borneo (Th. Geiger [1938]). Man muß sich die Frage stellen, ob hier nicht etwa ähnliche Verhältnisse maßgebend gewesen sind, wie sie sich z. T. Th. Geiger bei der Entstehung der unterostalpinen Graubündner Oberjura-Radiolariterze vorstellt; SiO_2-haltige manganreiche Lösungen subaquatisch-eruptiver Vorgänge gelangten ins Meer und gaben dort Anlaß zur Anhäufung von Radiolarien. Geologen petrographischer Richtung haben Argumente angeführt, wonach „die Eruptionen die Bildung von Radiolarienhornstein begünstigen oder gar kausal bedingten" (E. Wenk). Nach J. Murray (1891) würde die geringe Konzentration der Kieselsäurelösungen im Meerwasser nicht ausreichen, die zahlreiche kieselschalige Mikrofauna zu erklären.

In Graubünden geben beispielsweise die benachbarten Ophiolithe einen wertvollen Anhaltspunkt. Im Tennengebirge scheint vielleicht folgender Fingerzeig gegeben: Inmitten der Manganschiefer des Firstsattels fand sich eine meterlange glasig-grüne Gesteinsschliere, die gemäß der freundlichen Prüfung durch die Herren Dr. S. Prey und Dr. E. Zirkl sich als Serpentin herausstellte. Typisch ist die strukturelle Anordnung von Chlorit und Quarz, wie sie unter dem Mikroskop deutlich wird. Bemerkenswerterweise ist das Gestein von einer zirka 2 *cm* dicken Manganoxydkruste (21·3% Mn, 26·49% unlöslicher Rückstand) umgeben und durchadert. Das ist sonst bei keinem der zahlreichen tektonisch den Manganschiefern eingeschalteten Gesteinen ersichtlich gewesen.

Es muß zugegeben werden, daß die erzführenden Radiolariengesteine anderer Länder oft sehr von der Fazies der Gesteine in den Struhbergschichten abweichen. Während in diesen das Erz stauhförmig-schichtig im kiesel- wie kalkreichen Sediment verteilt ist, besitzen jene meist deu Habitus eines reinen Radiolarits, in dem das Erz in Bändern und in Lagen angereichert ist (z. B. Graubünden, Bosnien). Anderseits muß aber jene Abweichung als belanglos erscheinen, denn in Bulgarien werden beispielsweise sedimentäre, sicherlich an den submarinen Andesitvulkanismus gebundene Manganlagerstätten sogar in Mergeln vorgefunden (W. E. Petraschek [1940]). Es sind kieselsäurereiche Senonmergel.

Wie G. Steinmann (1906) aufzeigt, sind die Radiolarite in den Alpen und im ligurischen Apennin im wesentlichen im Malm vertreten. F. Katzer (1906, S. 220) beweist hingegen, daß die bosnischen Radiolarite schon im Lias ansehnliche Verbreitung besitzen. Es erscheint vergleichsweise bedeut-

[1]) Das Erz entstammt in einem solchen Fall dem Meeresboden (K. Hummel [1922]).

sam, daß die bosnischen Manganradiolarite einen engen Verband mit Mergelkalken aufweisen, welche der ammonitenführenden Lias-Dogger-Zone angehören. Dunklere, kieselige Mergel wechsellagern mit kalkigen Radiolariten und Radiolaritschiefern. Auch F. Katzer erläutert die Genesis durch Eruptionen am Meeresgrunde.

Wie immer man in bezug auf die manganvererzten, mergeligen Kieselkalke der Tennengebirgs-Strubbergschichten deuten will, auffällig bleibt der Reichtum kieselschaliger Mikroorganismen, deren Bildung gewiß syngenetisch mit der Manganerzbildung vor sich ging (vgl. S. 200).

Der zum Eisengehalt relativ hohe Mangangehalt bei marinen und limnischen Seeausscheidungen liegt, wie G. Berg und F. Friedensburg (1942, S. 6) erläutern, in der Trennung von Mangan und Eisen, die ihre Ursache in den so maßgebenden chemischen Unterschieden zwischen dem kolloidal gelösten Eisen und dem Mangan hat.

Neben der Frage nach der Herkunft des Erzes ergibt sich die Frage nach der Art der Erzfällung. Sie kann auf rein anorganischem Wege oder aber auch auf biochemischem Wege durch manganabscheidende Bakterien zustande gekommen sein. Für die Bedeutung einer bakteriellen Bildungsweise wird zunehmend eingetreten (G. A. Thiel [1925], N. Cholodny [1926], W. J. Vernadsky [1930], C. Zapffe [1931], P. Dorff [1935], E. Naumann [1936], C. R. Baier [1942], F. Ruttner [1942], H. Schneiderhöhn [1923, 1944] u. a.).

Einige Dünnschliffe von den Manganschiefern scheinen Aufschluß zu geben: Neben den kieselschaligen Mikroorganismen (S. 201)[1]) treten dort, wo sich der äußerst feinkörnige Manganstaub in der kryptokristallinen bis dispersionsartigen kieselig-kalkigen Grundmasse mehrt, unzählige kugelige Gebilde auf, deren Außendurchmesser stets durchschnittlich 0·005—0·01 *mm* beträgt. Deutlich sammeln sie den Manganstaub an ihrer Oberfläche an. Gegen die Gesteinsoberfläche, wo sich, durch die Verwitterungsvorgänge verursacht, eine dunkle Braunsteinkruste bildet, wird es um so deutlicher, wie tief das Erz in diese kleinsten Gebilde hineinreicht. Das Innere der Kügelchen ist manganleer, bzw. -arm und enthält die dispersionsartige Grundmasse. Größe und Beschaffenheit der weder einen konzentrischen Schalenbau besitzenden noch radialstrahligen Kugelgebilde sprechen dagegen, sie einfach als Ooide eines „Oolitherzes" anzusprechen[1]). Die ihrer Entstehung nach noch unergründeten, relativ seltenen Manganoxydooide erreichen nach G. Berg und F. Friedensburg (1942, S. 8) bis zu Kirschgröße.

Die Form, der durchwegs wenige μ betragende Durchmesser der mikroskopisch kleinen manganschaligen Kügelchen, lassen es vielmehr für möglich erachten, daß es sich um fossile Anzeichen niederer manganabscheidender Bakterien handelt, wie sie z. B. E. C. Harder (1919) und A. Thiel (1930) beschrieben und abgebildet haben. Das oxydische Manganerz mag auf ähnliche Weise hervorgegangen sein, wie es sich C. R. Baier (1942) und H. Schneiderhöhn (1944) bei der Fällung von Eisenhydroxyd vorstellen: Das Manganoxyd kann, neben der indirekten Einwirkung, einerseits aktiv als Stoffwechselprodukt der Bakterie ausgeschieden worden

[1]) Mikroaufnahmen sind beigefügt in: B. Plöchinger, „Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern?" Mikroskopie, Bd. 7, 1952, Heft 5/6.

sein, anderseits passiv durch die chemischen und physikalischen Reaktionen mit den Bestandteilen an der Oberfläche des Mediums.

Die Möglichkeit einer bakteriogenen Bildung wird durch kleinste Kugelformen anderer Art noch deutlicher, die in den fast erzfreien, kohleähnlichen Schiefern im Liegenden der manganreichen Zone am südlichen Vorderen Strubberg vorzufinden sind: Eisensulfidkügelchen mit bis 0·01 *mm*, zumeist aber nur wenige μ betragenden Durchmesser, gruppieren sich innerhalb der kryptokristallinen, kalzitischen Grundmasse zu Nestern, die eine Länge von 0·3 *mm* erreichen. Sie treten hierin in größerer Anzahl und in jeweils ziemlich gleicher Größe nebeneinander oder verwachsen auf. Übergeordnet zeigen sie eine schichtige, wolkenförmige Anordnung. Nicht selten gesellen sich größere kubische Pyritkristalle dazu. In einzelnen Fällen erkennt man, daß ein größeres, zirka 0·03 *mm* Durchmesser besitzendes globales Gebilde aus einer großen Anzahl kleiner Kügelchen besteht. Stets ist so ein größeres Gebilde von einem Kieselsäurehof umgeben. Wie an den benachbarten, unverhältnismäßig größeren Radiolarien, so macht sich auch hier eine teilweise randliche Verdrängung der Kieselsäuresubstanz durch Kalzit bemerkbar.

H. Schneiderhöhn (1944, S. 196) stellt den allgemeinen Grundsatz auf, daß es sich bei mikroskopisch kleinen Punkthäutchen von Pyrit in Faulschlammablagerungen und auch in bitumenärmeren Gesteinen um vererzte Schwefelbakterien oder die Produkte von Schwefelbakterien-Kolonien handelt. Obwohl C. R. Baier (1942) sagt, daß es bei den meist indirekt bakteriogenen Prozessen der Eisensulfidbildung nicht zu erwarten ist, daß man morphologisch erkennbare Spuren der beteiligten Bakterien fossil findet, so glauben wir doch mit H. Schneiderhöhn (1944, S. 196), daß Form und Dimensionen dabei den Bakterien ähnlich sein können. Auch dürfte der Kolonienverband nach der Vererzung z. T. erhalten geblieben sein.

Was den für die obige Deutung erforderlichen Bitumengehalt des Gesteines betrifft, ist darzulegen, daß durch die chemische Analyse in zahlreichen Proben eine graphitische Substanz nachgewiesen werden konnte (S. 222). Sie mag im Laufe der Diagenese aus dem Bitumen hervorgegangen sein. Es wäre interessant zu wissen, ob und in welchem Maße die tektonische Beanspruchung bei der Überschiebung des Juvavikums daran beteiligt ist (vgl. Schneiderhöhn [1944]).

Nach den vorgebrachten Erfahrungen kann es als sehr wahrscheinlich angesehen werden, daß es sich bei den winzig kleinen Kugelformen in den manganreichen Schiefern um Bildungen von Manganbakterien handelt, während in den graphitreichen, fast tauben Liegendschiefern Anzeichen vererzter Schwefelbakterien vorliegen.

Auf die epigenetische Erzanreicherung der Mangauoxyde durch Verwitterungsvorgänge, somit auch auf den Zusammenhang der tiefer greifenden Zerrüttungen mit der Tektonik, ist schon mehrmals hingewiesen worden (S. 208, S. 209, S. 210, S. 213). Das Oberflächenwasser bringt das Mangan in Lösung, führt es zu den feinen Rissen und Klüften und verursacht so deren Pyrolusitfüllung. Möglicherweise ist ein Maß der Oberflächenverwitterung aus dem Vergleich der Vererzungswerte im O-Stollen mit den Werten der Proben obertags (S. 211 und Tafel XI) abzuleiten. Auf

Grund der Verschieferung und der reichen Zahl von Verwerfungen ist eine Grenze zwischen der primären und der sekundären Vererzung kaum anzugeben [1]). Es dürfte aber diesbezüglich die Beobachtung von Wert sein, daß ein Gesteinssplitter eines unverwitterten, dem Dünnschliff gemäß kluftlosen Kieselkalkes vom Lammereck noch fast 14% Mn aufwies, so daß auch deshalb die Annahme zutreffen mag, wonach die von der Verwitterung unbeeinflußten Manganschiefer einen schichtenweise wechselnden, seitlich mehr oder weniger anhaltenden Mangangehalt von bis etwa 15% besitzen.

3. Chemisch-analytische Verfahren und Probleme bei den Manganschiefern von Abtenau

Von Oskar Hackl

Im folgenden soll hauptsächlich über Analysenmethoden berichtet werden. Von speziellen Ergebnissen der Untersuchung von 163 Mustern werden nur jene angegeben, welche in der Veröffentlichung des Herrn Dr. Plöchinger nicht enthalten sind.

Die Analysenverfahren, welche zur Untersuchung von Manganerzen ausgebildet sind, bezwecken vor allem die für die Praxis wichtige Ermittlung des Gesamt-Mangans und konnten deshalb hier auch nur für diese Bestimmung (und die des unlöslichen Rückstands) angewendet werden, wobei sie übrigens wegen der in den vorliegenden Schiefern vorhandenen organischen Substanz abgeändert werden mußten (durch Glühen der Einwaage).

Die vorhandenen Methoden zur Braunstein-Analyse beschränken sich auf die Bestimmung des „wirksamen Sauerstoffes", bzw. derjenigen Menge höherer Manganoxyde, welche nach eventuell teilweiser Reduktion derselben durch vorhandene reduzierende Bestandteile übrigbleiben. Dadurch ist also der ursprüngliche Gehalt an höheren Manganoxyden bei Gegenwart von zweiwertigem Eisen nicht feststellbar. Zweiwertiges Eisen wurde aber in diesen Erzen weit verbreitet gefunden (siehe später).

In den vorliegenden, häufig stark karbonatischen Erzen war damit zu rechnen, daß (abgesehen von der unlöslichen Gangart, Kalzium usw.) zweiwertiges Mangan, höhere Manganoxyde, zweiwertiges Eisen und dreiwertiges Eisen vorhanden sind, wenn auch nicht immer alle gleichzeitig. Die Möglichkeit der Bestimmung hängt da sehr von den Verbindungsformen und ihren Löslichkeiten ab. Liegt z. B. zweiwertiges Eisen oder zweiwertiges Mangan in Form eines wasserlöslichen Salzes vor, so sind die Trennungen und Bestimmungen nicht schwierig. Anders in den vorliegenden Erzen, wo die betreffenden Verbindungen säurelöslich sind. Auch in diesem Fall wäre zweiwertiges Mangan von höherwertigem Mangan unterscheidbar und sind beide nebeneinander bestimmbar. Wenn jedoch neben den beiden Manganformen noch zweiwertiges Eisen vorhanden ist, so läßt sich die Bestimmung auch nur einer der beiden Manganformen nicht durchführen

[1]) Sofern sich nicht die S. 207 genannte Faustregel als eine hiefür brauchbare, einfache Untersuchungsmethode herausstellen sollte. Zumindest wird durch die Braunfärbung des Pulvers einer Untertagsprobe der intensivere Verwitterungseinfluß erkannt.

und ist sogar der qualitative Nachweis höherer Manganoxyde von dem Mengenverhältnis zum zweiwertigen Eisen abhängig. Kommen da die genannten drei bzw. vier Bestandteile nebeneinander vor, so stößt die Bestimmung sogar nur eines einzigen derselben auf unüberwindlich erscheinende Schwierigkeiten, weil beim üblichen Auflösen höhere Manganoxyde und zweiwertiges Eisen wechselseitig aufeinander einwirken unter Entstehung von zweiwertigem Mangan und dreiwertigem Eisen, wodurch auch die Mengen dieser beiden letzteren Bestandteile verändert werden. Auch durch qualitative Analyse ist aber im allgemeinen nicht feststellbar, welche dieser Bestandteile ursprünglich vorhanden sind, weil dabei gleichfalls die genannten Veränderungen vor sich gehen. Es kann nur ein eventuell verbleibender Überschuß an höherem Manganoxyd oder zweiwertigem Eisen ermittelt werden und die Möglichkeit des sicheren Nachweises eines bestimmten dieser Bestandteile ist somit im einzelnen Fall von der jeweiligen günstigen oder ungünstigen Zusammensetzung der betreffenden Probe abhängig.

Infolge dieser Schwierigkeiten ist dieses Gebiet in der analytischen Literatur ganz vernachlässigt [1]) und es kann mit Sicherheit nur das Gesamt-Mangan und Gesamt-Eisen bestimmt werden. Als weitere Komplikation kommt bei den vorliegenden Erzen noch die Gegenwart organischer Substanz dazu.

Anfänglich wurden die Probenpulver im Originalzustand mit konzentrierter Salzsäure behandelt, wobei sich neben Kohlensäure öfter starke Chlor-Entwicklung zeigte, wodurch die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxyde bewiesen war. Da u. a. beim Erhitzen der Auflösungsrückstände gefunden wurde, daß die Proben organische Substanz enthalten, so wurde vor Bestimmung des Gesamt-Mangans jede Einwaage zuerst geglüht und erst dann mit Salzsäure behandelt, eventuell noch vorhandenes zweiwertiges Eisen mit Kaliumchlorat vollständig oxydiert, dann das freie Chlor restlos ausgetrieben, verdünnt, filtriert und der gewöhnlich dunkle Rückstand nach dem Waschen und Glühen gewogen. Er wurde beim Glühen infolge der Verbrennung der organischen Substanz gewöhnlich licht.

In der Lösung wurde nach Fällung des Eisens mit Zinkoxyd das Mangan mit Permanganat titriert, wobei zuerst stets eine Vorprobe mit einem aliquoten Teil ausgeführt wurde. So ergab sich das säurelösliche Gesamt-Mangan.

Die Prüfung auf freies Chlor ist sowohl beim Auflösen der nichtgeglühten Pulver mit Salzsäure als auch beim erforderlichen Vertreiben des Chlors sehr wichtig. Sie wurde anfangs mit dem üblichen Kaliumjodid-Stärke-Papier vorgenommen. K. Fabich bemerkte wiederholt, daß dies unverläßlich ist, weil auch bloße Salzsäuredämpfe deutlich reagierten. Es entstand die Vermutung, daß vielleicht die verwendete Salzsäure durch teilweise Selbstzersetzung schon freies Chlor enthält. Aber auch nach Reinigung der Säure mit Quecksilber trat noch eine schwache Reaktion ein. Auf der Suche nach einem geeigneteren Reagens wurde eine ganz frische farblose Mischung von ferri-frei reduziertem Ferrosulfat und Kaliumrhodanid ver-

---

[1]) Siehe darüber O. Hackl „Höhere Manganoxyde in der Silikatgesteinsanalyse", Zeitschr. f. analyt. Chemie, *125*, S. 81 (1943).

wendet, doch ist diese Lösung zu stark luftempfindlich. Dagegen bewährte sich Benzidin-Lösung sehr. Auch Prüfungen mit Salzsäure auf höhere Manganoxyde wurden später mit diesem Reagens ausgeführt.

Beim Auflösen nicht geglühter Originalpulver zeigte sich bei einer größeren Zahl derselben durch starke Chlorentwicklung die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxyde an.

Anderseits ließ sich in einzelnen Fällen die Gegenwart von zweiwertigem Mangan feststellen (siehe später).

Es konnte aber keine allgemein (in jedem Fall) brauchbare qualitative Unterscheidung und noch weniger eine quantitative Trennnng bzw. Bestimmung der beiden Manganformen oder nur einer derselben durchgeführt werden, weil häufig zweiwertiges Eisen nachweisbar war, durch welches die Unterscheidung der beiden Manganformen schwer gestört wird. Höhere Manganoxyde werden nämlich dadurch zu zweiwertigem Mangan reduziert und es ist dann nicbt allgemein feststellbar, ob höheres Manganoxyd ursprünglich vorbanden war oder nicht, auch nicht unterscheidbar, ob das zweiwertige Mangan ursprünglich vorhanden war oder erst durch Reduktion gebildet wurde; Prüfung auf dreiwertiges Eisen gibt darüber keinen Anhaltspunkt, weil dieses anch schon ursprünglich vorhanden sein kann.

Es läßt sich aber auch nicht in jedem Fall feststellen, ob ursprünglich störendes zweiwertiges Eisen vorhanden ist oder nicht, weil dieses durch höbere Manganoxyde beim Auflösen zu dreiwertigem Eisen oxydiert wird. Die Möglichkeit sogar bloß qualitativer Feststellungen bezüglich dieser Wertigkeitsformen des Mangans und Eisens hängt im einzelnen Fall ganz von ihren Mengenverhältnissen im Originalpulver ab. Es kann höheres Manganoxyd wie auch zweiwertiges Eisen nur dann aufgefunden werden, wenn es (cbemisch) im Überschuß vorhanden ist. Beim zweiwertigem Mangan ist es noch schwieriger, weil, auch wenn es aufgefunden wird, nicht sicher ist, ob es schon ursprünglich vorhanden war oder erst durch Reduktion (seitens zweiwertigen Eisens oder der Säure) entstand. Nur wenn beim Auflösen jede Reduktion höherer Manganoxyde durch Säure oder zweiwertiges Eisen ausgeschaltet wäre und nachher kein dreiwertiges Eisen nachweisbar wäre, könnte angenommen werden, daß aufgefundenes zweiwertiges Mangan schon ursprünglich vorhanden war; obwohl es sehr leicht möglich ist, daß im Originalpulver zweiwertiges Mangan und dreiwertiges Eisen schon nebeneinander vorkommen.

Man kann also zusammenfassend bezüglich der Untersuchung des nicht geglühten Originalpulvers erklären: Wenn höhere Manganoxyde beim Auflösen nachweisbar sind, dann waren sie sicher ursprünglich vorhanden; jedoch ist ursprüngliches höheres Manganoxyd wegen der Reaktion mit zweiwertigem Eisen nicht immer nachweisbar und kann deshalb aus dem negativen Ausfall einer Prüfung darauf nicht auf seine ursprüngliche Abwesenheit geschlossen werden.

Wenn zweiwertiges Eisen nach dem Auflösen nachweisbar ist, dann war es sicher auch ursprünglich vorhanden; d. i. aber gleichfalls nicht umkehrbar.

Ist zweiwertiges Mangan nachweisbar, so beweist das nicht, daß es nrsprünglich als solches vorhanden war; ist es aber nicht nachweisbar, so war es auch ursprünglich nicht vorhanden.

Ursprünglich vorhandenes dreiwertiges Eisen bleibt nachweisbar; nachgewiesenes ist aber nicht sicher als solches ursprünglich vorhanden gewesen bzw. nur teilweise, sondern kann bei Gegenwart höherer Manganoxyde durch Oxydation aus zweiwertigem Eisen entstanden sein; dabei kann überdies auch ursprüngliches dreiwertiges Eisen vorhanden sein.

Durch vorhandene organische Substanz, welche vor manchen Untersuchungen entfernt werden muß, treten weitere Komplikationen ein, denn beim Glühen ändern sich die Verhältnisse abermals, weil dabei sowohl hier in Betracht kommende zweiwertige Manganverbindungen (besonders Carbonat) als auch solche des zweiwertigen Eisens oxydiert werden, anderseits höhere Manganoxyde durch organische Substanz reduziert werden können; doch würde diese Erörterung hier zu weit führen. Es sei nur noch daranf hingewiesen, daß aus Farbänderungen des Originalpulvers beim Glühen im allgemeinen kein Schluß auf Vorhandensein organischer Substanz bzw. deren Menge gezogen werden kann. Eisencarbonat und Mangancarbonat oxydieren sich nämlich dabei und färben dadurch die Probe viel dunkler; nur wenn von zweiwertigem Eisen und Mangan sehr wenig vorhanden ist, entsteht beim Glühen durch die Verbrennung des Kohlenstoffs eine lichtere Färbung. Regelmäßig tritt dies aber sehr auffallend ein, wenn durch Behandlung mit Salzsäure die Mangan- und Eisenverbindungen gelöst werden und der verbleibende dunkle Rückstand, welcher die organische Substanz enthält, dann geglüht wird.

Über die Ausbilduug eines Verfahrens zur sicheren Unterscheidung von ursprünglichem zweiwertigem Mangan und höheren Manganoxyden nebeneinander bzw. ihrer quantitativen Bestimmung, bei Gegenwart von zweiwertigem Eisen, wurden viele Versuche in verschiedener Richtung ausgeführt, doch sind die zahlreichen Möglichkeiten noch lange nicht erschöpft. Eine Lösung dieses Problems ist dadurch bereits prinzipiell gefunden, jedoch hier noch nicht praktisch anwendbar, weil die organische Substanz und auch Schwefelkies weitere Komplikationen herbeiführen. Hinderlich war aber auch, daß die Neueinrichtung unseres Laboratoriums nach Reparatur der Bombenschäden erst teilweise durchgeführt ist und einige erforderliche Anschaffungen von Geräten und schwer erhältlichen Reagenzien noch nicht möglich waren.

Da die hauptsächlichste Störung das zweiwertige Eisen bildet, so wurden mehrere Proben auf diesen Bestandteil untersucht, u. zw. mit einem Lösungsverfahren durch heiße verdünnte Schwefelsäure im Kohlensäurestrom. Dabei wird während der Auflösens eine Oxydation des zweiwertigen Eisens durch Chlor oder Luft vollständig vermieden, eine Oxydation durch höhere Manganoxyde aber nicht. Zur qualitativen Prüfung auf zweiwertiges Eisen in einem Teil der Lösung wurde Kaliumferricyanid verwendet. Nach Literaturangaben reagiert zwar auch zweiwertiges Mangan in saurer Lösung mit diesem Reagens, wodurch eine mögliche Störung zu befürchten war. Diesbezügliche Versuche zeigten aber, daß diese Mangan-Reaktion so wenig empfindlich ist, daß sogar noch sehr wenig zweiwertiges Eisen neben größeren Mengen Mangan nachweisbar ist. Etwas größere Mengen von zweiwertigem Eisen wurden titriert.

Der erhaltene Auflösungs-Rückstand konnte auf höhere Manganoxyde geprüft werden. Die Ergebnisse sind folgende:

Bezeichnung der Probe	Zweiwertiges Eisen berechnet als Fe	$FeCO_3$	Höhere Manganoxyde
Firstsattel Nr. 1	nicht nachweisbar		vorhanden
„ „ 8	0·28%	= 0·58%	nicht nachweisbar
Serpentinumkrustung (Firstsattel)	nicht nachweisbar		vorhanden
Lammereck O-Seite, Nr. 2	„	„	„
„ „ „ „ 19	1·30%	= 2·69%	nicht nachweisbar
S-Seite des Vord. Strubberges: 180 *m* N 70° W vom Mundloch d. O-Stollens Nr. 13	nicht nachweisbar		vorhanden
100 *m* N 70° W vom Mundloch d. O-Stollens, Nr. 9	2·83%	= 5·86%	nicht nachweisbar
O-Stollen, Schritt 25	4·74%	= 9·83%	„ „
„ „ „ 90	2·09%	= 4·35%	„ „
W-Stollen, m 8	1·12%	= 2·32%	„ „
S-Stollen, m 10	1·27%	= 2·64%	„ „
M-Stollen, NW-Strecke, m 11	5·14%	= 10·66%	„ „
„ „ „ „ m 17	1·12%	= 2·32%	„ „
„ „ SW-Strecke, m 12	5·42%	= 11·24%	„ „
„ „ „ „ m 14	0·92%	= 1·91%	„ „

Damit ist die weite Verbreitung des zweiwertigen Eisens bewiesen und auch neuerlich die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxyde. Scheinbar geht aus dieser Zusammenstellung hervor, daß zweiwertiges Eisen und höheres Manganoxyd nicht gleichzeitig in einer Probe vorkommen, sondern einander ausschließen. Das gilt aber nicht für die ursprünglichen Proben, weil während des Auflösens auch hier die wechselseitige Reaktion zwischen zweiwertigem Eisen und höherem Manganoxyd eintritt, wobei nur der jeweils überschüssige Bestandteil übrigbleibt und der andere verschwindet. Dadurch ist auch klar, daß eine der üblichen Bestimmungen der höheren Manganoxyde bei diesen Erzen zum mindesten in vielen Fällen falsch, nämlich viel zu niedrig, ausgefallen wäre.

Die obigen Gehalte an zweiwertigem Eisen sind Mindestgehalte, d. h. es ist jeweils mindestens die angegebene Menge vorhanden, sie kann aber im Originalpulver größer sein, weil auch bei dieser Art der Auflösung eine Oxydation des zweiwertigen Eisens durch höheres Manganoxyd nicht verhindert werden kann. Infolgedessen geben diese Resultate kein Maß für das ursprünglich vorhandene zweiwertige Eisen und sind nicht einmal relativ untereinander vergleichbar, weil sie auch abhängig sind von der jeweils vorhandenen Menge höherer Manganoxyde. Demnach kann eine Probe A mit einem kleineren Resultat an zweiwertigem Eisen als eine Probe B, im Originalpulver einen größeren Gehalt an zweiwertigem Eisen besitzen, als die Probe B[1]). Es ist dadurch sogar möglich, daß eine Probe mit einem ursprünglichen Gehalt an zweiwertigem Eisen bei der Prüfung darauf gar kein zweiwertiges Eisen ergibt [1]).

Quantitative Bestimmungen der höheren Manganoxyde in dem mit verdünnter Schwefelsäure erhaltenen Rückstand wurden deshalb nicht ausgeführt, weil sich dabei auch nur nicbt vergleicbbare Mindestgehalte im

[1]) Ohne Analysenfehler im gewöhnlichen Sinn des Wortes.

obigen Sinn ergeben hätten, und sogar negative Resultate nicht die ursprüngliche Abwesenheit höherer Manganoxyde beweisen.

Bezüglich des zweiwertigen Mangans konnte wenigstens in einigen Fällen günstiger Zusammensetzung auf einem komplizierten Umweg aus den Analysenresultaten des Mangan- und Eisengehaltes rechnerisch der Beweis seiner ursprünglichen Gegenwart erbracht werden und auch der Mindestgehalt ermittelt werden. Er beträgt bei

	Gesamtmangan	Zweiwertiges Mangan
Vord-Strubberg, S-Seite: Mittelstollen, SW-Strecke, m 1	12·4%	0·9%
Mittelstollen, SW-Strecke, m 8	14·4%	6·7%

In einigen Proben wurde auch die Kieselsäure quantitativ bestimmt, weil eine geologische Vermutung bestand, daß der Mangangehalt mit dem Kieselsäuregehalt parallel geht, obwohl die Untersuchungen bereits gezeigt hatten, daß hoher unlöslicher Rückstand gewöhnlich mit niedrigem Mangangehalt verbunden ist und viel Mangan mit relativ geringem Rückstand. Bei der Ausführung dieser Bestimmungen wurde (durch Behandeln mit Salzsäure, Aufschließen des Rückstandes, Lösen in Salzsäure und Vertreiben des Chlors vor dem Eindampfen) besonders darauf geachtet, daß keine Einwirkung von freiem Chlor auf Platin eintritt. Die Resultate sind:

Bezeichnung	SiO_2	Unlösl. Rückstand	Gesamt-Mangan
Lammereck O-Seite, Nr. 2	42·63%	44·59%	13·83%
O-Seite, Nr. 10 (ausgesuchtes Stück)	15·29%	17·74%	13·82%
W-Stollen, m 1	45·15%	53·15%	0·61

Dadurch ist bewiesen, daß die Gesamtkieselsäure und Mangan nicht in Zusammenhang stehen. Während die Proben 2 und 10 den gleichen Mangangehalt haben, ist ihr Gehalt an unlöslichem Rückstand bzw. Kieselsäure sehr verschieden. Und die Proben 2 und 1 besitzen fast den gleichen Kieselsäuregehalt, aber sehr verschiedene Mangangehalte. Das stimmt überein mit früheren Untersuchungen aus dem Jahre 1945, welche ausgeführt wurden, weil Dr. Cornelius bezweifelte, daß die Gehalte an Kieselsäure und unlöslichem Rückstand zusammenhängen; auch damals ergab sich eindeutig deren engster Zusammenhang.

Organische Substanz wurde bald nach Beginn der Analysen weit verbreitet aufgefunden. Die Untersuchung der näheren Natur ergab, daß es sich nicht um Bitumen und auch nicht um Kohle handelt, sondern daß graphitische Substanz vorliegt. Quantitative Bestimmungen des Kohlenstoffgehaltes wären nach Zersetzung der Karbonate sowohl durch Elementaranalyse als auch durch nasse Oxydation möglich, waren jedoch wegen Beschädigung bzw. Zerstörung der betreffenden Apparaturen nicht ausführbar und deren Nachschaffung konnte nicht vorgenommen werden.

Eine wenigstens angenäherte Bestimmung dieses Gehaltes durch Glühverlust beinhaltet mehrere Fehler durch hygroskopisches Wasser, Carbonate, Oxydationen von zweiwertigem Eisen, zweiwertigem Mangan und Schwefelkies. Diese könnten zwar durch passende Vorbehandlung und Zuschläge vermieden werden, aber der Fehler durch chemisch gebundenes Wasser läßt sich nicht mit Sicherheit ausschalten.

Andere Versuche einer bloßen Schätzung dieses Gehaltes durch Zumischen von Graphit zu dem durch Glühen vom Graphit befreiten Pulver bis die ursprüngliche Färbung wieder erreicht ist, scheitern an den verschiedenen Farbänderungen, welche durch die anderen Bestandteile (besonders zweiwertiges Eisen und Mangan) beim Glühen entstehen.

Eine Mischung aus Kalziumcarbonat und Manganoxyduloxyd, mit einem Gehalt von 9·1% Mn_3O_4 (= 6·5% Mn) ergab bei Vergleich mit einer größeren Zahl der ersten Originalpulver, daß auch solche mit viel kleinerem Mangangehalt deutlich dunkler sind als die künstliche Mischung. Ein Beweis dafür, daß die Farbe solcher Proben hauptsächlich von dem Gehalt an organischer Substanz herrührt.

Die Farbänderungen beim Glühen verschiedener Proben sind sehr verschieden. Manche Pulver werden bedeutend lichter durch die Verbrennung des Kohlenstoffes; andere werden dagegen viel dunkler, infolge Oxydation von zweiwertigem Eisen oder zweiwertigem Mangan oder von beiden.

Die unlöslichen Rückstäude nach dem Auflösen der nicht geglühten Originalpulver in Salzsäure sind regelmäßig sehr dunkel und werden beim Glühen durch die Oxydation des Kohlenstoffes licht.

In einigen Fällen (z. B. Vord. Strubberg, S-Seite: Mittelstollen, SW-Strecke m 22, m 23, m 24; W-Stollen Schritt 30 und Schritt 40) wurde beim Glühen der Originalpulver ein sehr starker Geruch von Schwefeldioxyd festgestellt, wahrscheinlich von größeren Mengen Schwefelkies herrührend.

In der Lösung einiger Proben zeigte sich eine auffallend reichliche Abscheidung von Gips. Die Untersuchung der betreffenden Originalpulver führte aber zu dem Ergebnis, daß sie ursprünglich keinen Gips enthalten, worans hervorgeht, daß dieser erst beim Lösen durch Oxydation von Sulfid entstand.

Herrn Kustos Dr. H. Scholler vom Naturhistorischen Museum danke ich verbindlichst für die Überlassung einiger Mineralien, besonders von Eisenspat und Manganspat, welche zu vielen Versuchen gebraucht wurden.

Literaturverzeichnis

Ampferer, O.: Über den Wechsel von Fall- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. geol. B. A., 1915, S. 163—167.

Ampferer, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. geol. B. A., Bd. 73, S. 99—119, Wien 1923.

Ampferer, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (I. Fortsetzung). Jb. geol. R. A., Bd. 74, S. 35—73, Wien 1924.

Andree, K.: Geologie des Meeresbodens. Bd. II, Verl. Gebr. Borntträger, Leipzig 1920.

Baier, C. R.: Die Mitwirkung der Bakterien bei der subaquatischen Eisenerzbildung, in: „Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten", Archiv f. Lagerstättenforschg., H. 75, S. 28—36, R. A. f. Bodenf., Berlin 1942.

Bittner, A.: Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. Verh. geol. R. A., 1883, S. 200—204, Wien 1883.

Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tennengebirges. Verh. geol. R. A., 1884, S. 358—367, Wien 1884 (h).

Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkalpen: Das Gebiet der unteren Lammer. Verh. geol. R. A., 1884, S. 78—87, Wien 1884 (a).

Bittner, A.: Auffindung Encriniten-reicher Bänke im Muschelkalk bei Abtenau (Salzburg) durch Herrn G. Prinzinger. Verh. geol. R. A., 1887, S. 301.

Cholodny, N.: Die Eisenbakterien. Pflanzenforsch., 4, 1926.

Cornelius, H. P.: Schichtfolge der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jb. geol. B. A., S. 133—194, Wien 1937.

Cornelius, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jb. Zweigst. Wien, Reichsamt Bodenf., Bd. 89, S. 27—175, Wien 1939.

Cornelius, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geologische Rundschau, Bd. 39, H. 1, 1951.

Del Negro, W.: Bemerkungen zu F. Trauth's neuer Synthese der östlichen Nordalpen. Verh. geol. B. A., 1938, S. 111—113, Wien 1938.

Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.

Dolak, E.: Das Juvavikum der unteren Lammer. Diss. phil. Fak., Wien 1948, (unveröffentlicht).

Dorff, P.: Biologie des Eisen- und Mangankreislaufes. Berlin 1935.

Friedrich, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Bd. 90, H. 9, Wien 1942.

Fugger, E.: Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. Jb. geol. R. A., 1905, Bd. 55, H. 2.

Fugger, E.: Das Tennengebirge. Jb. geol. R. A., Bd. 64, S. 369—442, Wien 1914.

Geiger, G.: Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Ser., Lfg. 27, Bern 1948.

Geyer, G.: Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges. Jh. geol. R. A., 1884.

Geyer, G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Phyrn bis zum Achensee. Jb. geol. R. A., Bd. 36, S. 215—294, Wien 1886.

Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. II. Teil, Mitt. geol. Ges., Wien, Bd. 6, S. 374 ff., Wien 1913.

Harder, E. C.: Iron-depositing bacteria and their geologic relations. U. S. Geological Survey, Bd. 113, Washington 1919.

Hauer, F. v.: Monotis in den österreichischen Alpen. Haiden, Bericht über die Mitteilungen v. Freunden d. Naturw., Wien, 1. Bd., S. 215.

Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. soc. geol. de France 4. ser. VI. 1906.

Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. soc. geol. de France, III. 1912.

Heinrich, A.: Untersuchungen über die Mikrofauna der Hallstätter Kalke. Verh. geol. R. A., 1913, Bd. 9, S. 225—234, Wien 1913.

Hummel, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau 8 (1922).

Jäger, V.: Zur geologischen Geschichte des Lammertales. Mitt. geol. Ges., Bd. 9, S. 1—70, Wien 1918.

Katzer, F.: Die geologischen Verhältnisse des Manganerzgebietes von Cevljanović in Bosnien. Berg- u. Hüttenm. Jb., Bd. 54, Wien 1906.

Kober, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges., Wien 1912.

Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, Verl. Bornträger, 1923.

Kober, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. S. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., Bd. 12, Wien 1927.

Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Springer, Wien 1938.

Krafft v. Dellmensingen, A. v.: Über den Lias des Hagengebirges. Jb. geol. R. A., Bd. 47, S. 199—224, Wien 1897.

Kühnel, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. Min. usw., Beil., Bd. 61, Abt. B, bes. S. 471—476, Wien 1929.

Leuchs, K. u. Udluft, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. Senckenbergiana, Frankfurt a. M. 1920.

Lipold, M. v.: Chemische Analysen geognostischer Stufen aus den Salzburger Alpen. Jb. geol. R. A., Bd. 2/3, S. 67—74, Wien 1851 (b).

Lipold, M. v.: Über fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. Jb. geol. R. A., Bd. 2/3, S. 108—121, Wien 1851 (c).

Lipold, M. v.: Schilderung des Tennengebirges. Jb. geol. R. A., Bd. 2/1, S. 79—84, Wien 1881 (a).

Machatschek, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalp. Formenstudien, hrsg. v. Dr. F. Leyden, Abt. I, H. 4, Berlin 1922.

Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl—Aussee. Mitt. Ges. Geologie- u. Bergbaustud. in Wien, H. 2, Jg. I., Wien 1949.

Mojsisovics, E. v.: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzg. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., Bd. C I, Abt. I, S. 769—780, Wien 1892.

Mojsisovics, E. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte Nr. 19, Ischl und Hallstatt. Wien 1905.

Naumann, E.: Die Eisenorganismen, Int. Rev. 24, 1936.

Nowack, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'academie de scien. Cracovie 1911.

Petraschek, W. E.: Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. Verh. geol. B. A., 1947, H. 7—9, S. 148—152, Wien 1947.

Pia, J. v.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. Beitr. Pal geol. Öst. Ung., vol. 25, 1912.

Pia, J. v.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abh. zool. Bot. Ges., Wien, Bd. 11, H. 2, Wien 1920.

Pia, J. v.: Wanderungen im unteren Lammertal. In E. Spengler: Geolog. Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Slg. geol. Führer 26, Berlin 1924.

Pia, J. v.: Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. Anz. Ak. d. W., Wien, math. nat. Kl., Bd. 62, Nr. 23, Wien 1925.

Pia, J. v.: Grundbegriffe der Stratigraphie. Verlag Deuticke, Wien 1930.

Plöchinger, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb. geol. B. A., S. 1—35, Wien 1948.

Plöchinger, B.: Aufnahmen auf Blatt Hallein—Berchtesgaden und Ischl—Hallstatt (Bericht 1950). Verh. geol. B. A., 1950/51, H. 2.

Plöchinger, B.: Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. Verh. geol. B. A., Sonderh. C, 1952, Wien 1952.

Ruttner, F.: Eisenlösung und Eisenfällung in Binnengewässern, in „Zur Entstehung deutscher Eisenerzlager". Archiv f. Lagerstättenforschg., H. 75, R. A. f. Bodenf., Berlin 1942.

Schneiderhöhn, H.: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. N. Jb. f. Min. etc. Beil., Bd. 47, Stuttgart 1923.

Schneiderhöhn, H.: Erzlagerstätten. Verlag G. Fischer, Jena 1944.

Seefeldner, E.: Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. 1929.

Sickenberg, O.: Das Ostende des Tennengebirges. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 19, S. 79—149, Wien 1926 (1928).

Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Alpen des Salzkammergutes. Mitt. geol. Ges., Wien 1918.

Spengler, E.: Bemerkungen zu der Arbeit F. Trauth's: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Verh. geol. B. A., 1939, S. 139—150, Wien 1939.

Spengler, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. In F. X. Schaffer: Geologie der Ostmark, Wien 1942.

Spengler, E.: Zur Einführung in die Probleme der nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. Mitt. Zweigst. Wien, Reichsamt f. Bodenf., Bd. 5, S. 3—18, Wien 1943.

Steinmann, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg, Bd. 16, Freiburg 1906.

Stummer, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher. Jb. geol. B. A., Bd. 88, 1—2, S. 195—205, Wien 1938.

Suess, E. u. Mojsisovics, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II: Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jh. geol. R. A., Bd. 18, S. 167—200, Wien 1868.

Thiel, A.: Manganese precipitated by microorganisms. Econ. Geol., Bd. 20, Nr. 4, 1925.

Trauth, F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes, I. u. II. Teil. Denkschr. Ak. d. W., Wien, math. nat. Kl., Bd. 100, 101, Wien 1925, 1927.

Trauth, F.: Aptychenstudien VII. Die Aptychen des Malm und der Unterkreide. Ann. Naturh. Mus., Wien 1931, Bd. 45, p. 22 ff.

Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt geol. Ges. Wien 29 (Suess-Festband), S. 473—573, Wien 1936 (1939).

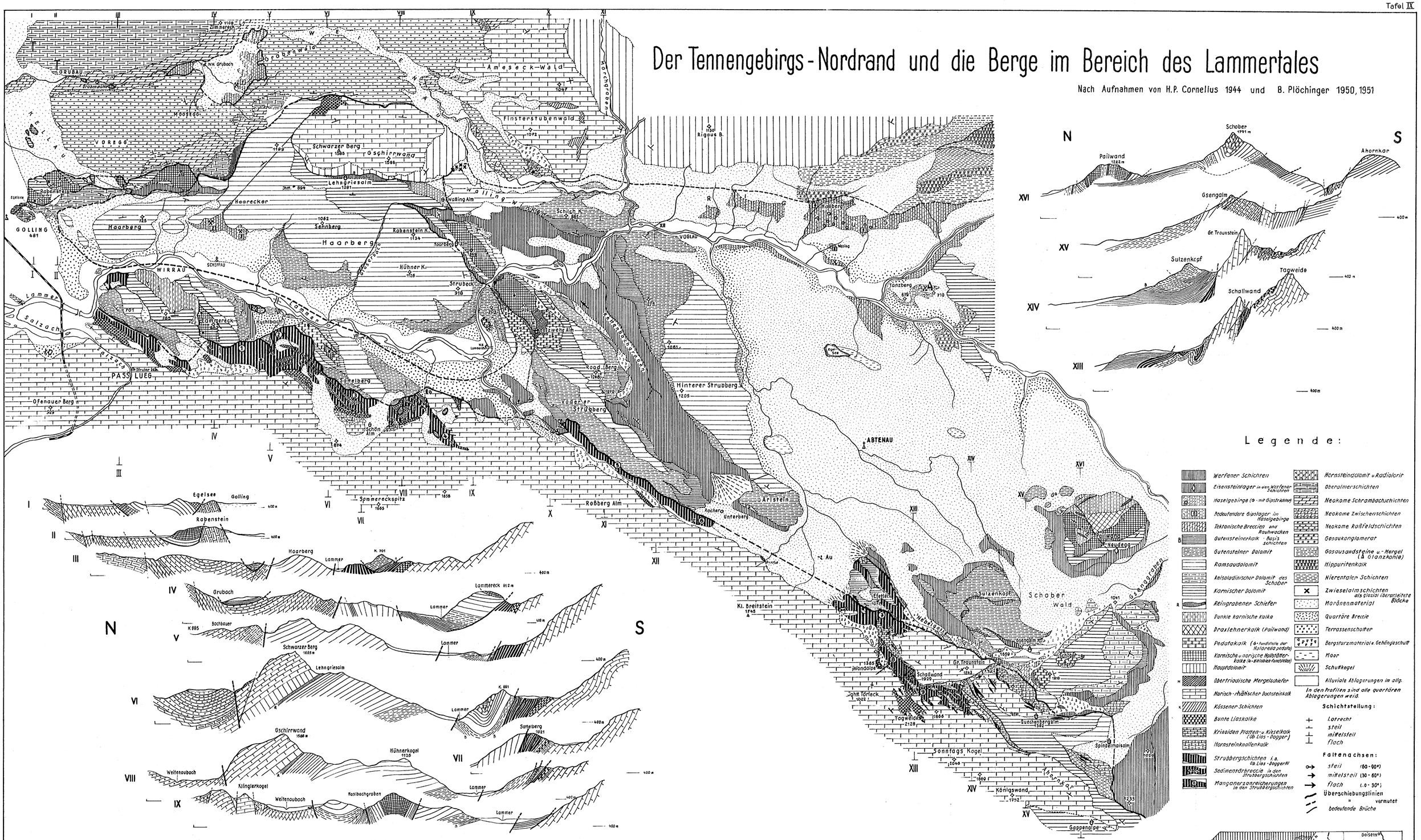
Vortisch, W.: Ähnlichkeiten im Bau dreier alpiner Gebirgsgruppen (Sonnwendgebirge, Kammerkehr—Sonntagshorn-Gruppe u. Innere Osterhorn-Gruppe). N. Jb. f. Geol. u. Pal., Monatsh. Jg. 1950, H. 4, S. 116—125.

Wenk, E.: Die Assoziation von Radiolarien mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. Experientia v. 15. Juni 1949, Verl. Birkhäuser, Basel.

Zapffe, C.: Deposition of Manganese. Economic Geology, vol. 26, New Haven 1931.

Der Tennengebirgs-Nordrand und die Berge im Bereich des Lammertales

Nach Aufnahmen von H.P. Cornelius 1944 und B. Plöchinger 1950, 1951



Legende:

- Werfener Schichten
- Eisensteinlager in den Werfener Schichten
- Haselgebirge (Ø - mit Gipsstrahnen)
- Bedeutendere Gipslager im Haselgebirge
- Tektonische Breccien und Rauhwacken
- Gutensteinerkalk - Basisschichten
- Gutensteiner Dolomit
- Ramsaudolomit
- Anisoladinischer Dolomit des Schober
- Karnischer Dolomit
- Reingrabener Schiefer
- Dunkle karnische Kalke
- Draxlehnerkalk (Pailwand)
- Pedatakalk (Δ = Fundstelle der Halorella pedata)
- Karnische u. norische Hallstätterkalke (o = Adnether-Fazies)
- Hauptdolomit
- Obertriadische Mergelschiefer
- Norisch-rhätischer Dachsteinkalk
- Kössener Schichten
- Bunte Liaskalke
- Kriselalen Platten- u. Kieselkalk (Ob. Lias - Dogger)
- Hornsteinknollenkalk
- Strubbergschichten i.a. Ob. Lias - Dogger?
- Sedimentärbreccie in den Strubbergschichten
- Manganerzanreicherungen in den Strubbergschichten
- Hornsteindolomit u. Radiolorit
- Oberalmerschichten
- Neokome Schrambachschichten
- Neokome Zwischenschichten
- Neokome Roßfeldschichten
- Gosaukonglomerat
- Gosausandsteine u. -Mergel (Δ Glanzkohle)
- Hippuritenkalk
- Nierentaler Schichten
- Zwieselalmschichten als glazial überarbeitete Blöcke
- Moränenmaterial
- Quartäre Breccie
- Terrassenschotter
- Bergsturzmaterial u. Gehängeschutt
- Moor
- Schuttkegel
- Alluviale Ablagerungen im allg.

In den Profilen sind alle quartären Ablagerungen weiß.

Schichtsteilung:

- Lotrecht
- steil
- mittelsteil
- flach

Faltenachsen:

- steil (60 - 90°)
- mittelsteil (30 - 60°)
- flach (0 - 30°)

Überschiebungslinien
" vermutet
bedeutende Brüche

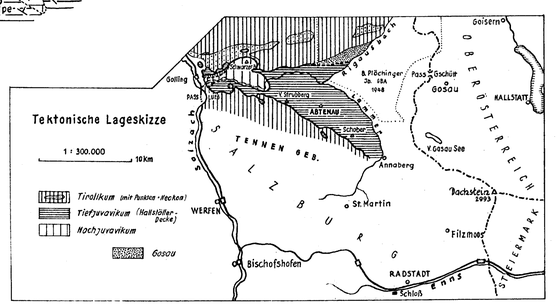


Fig. a

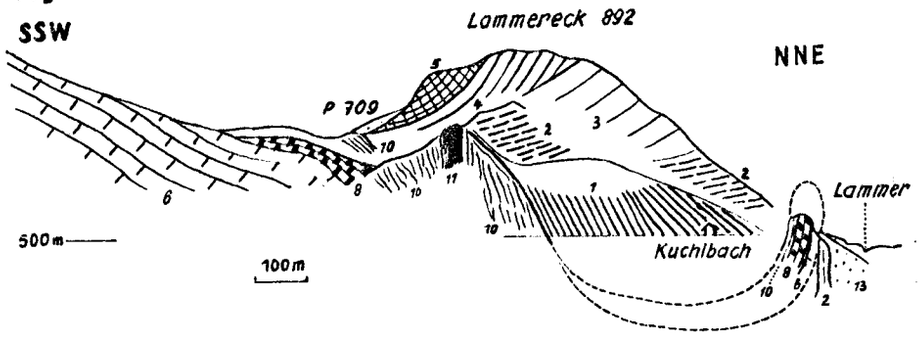


Fig. b

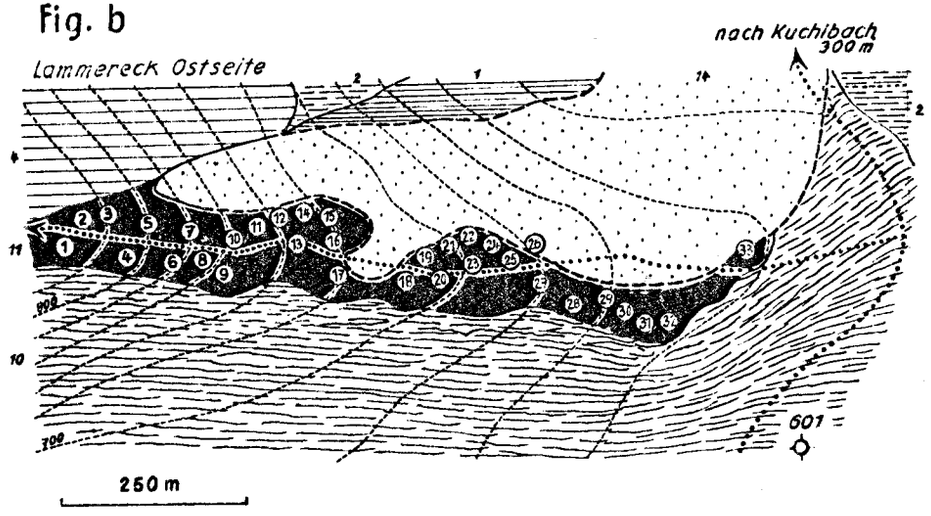


Fig. c

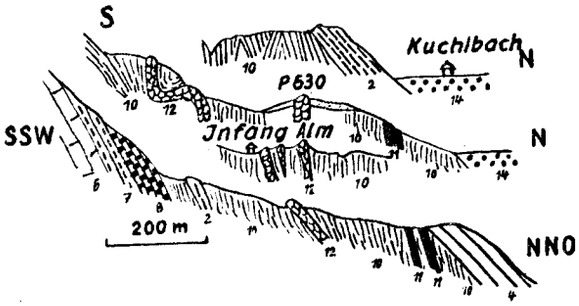


Fig. d

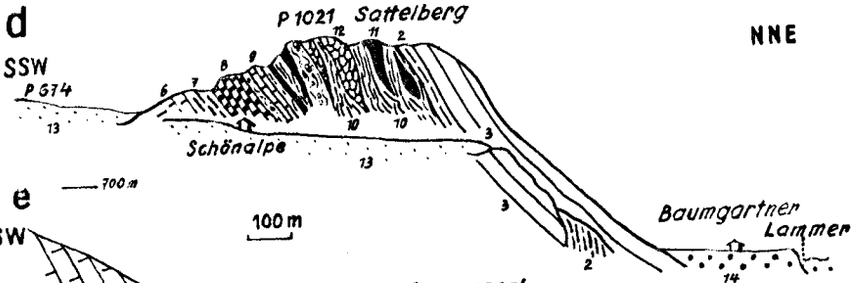


Fig. e

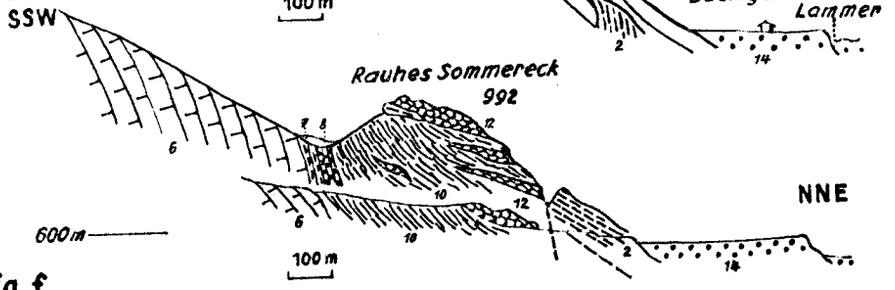
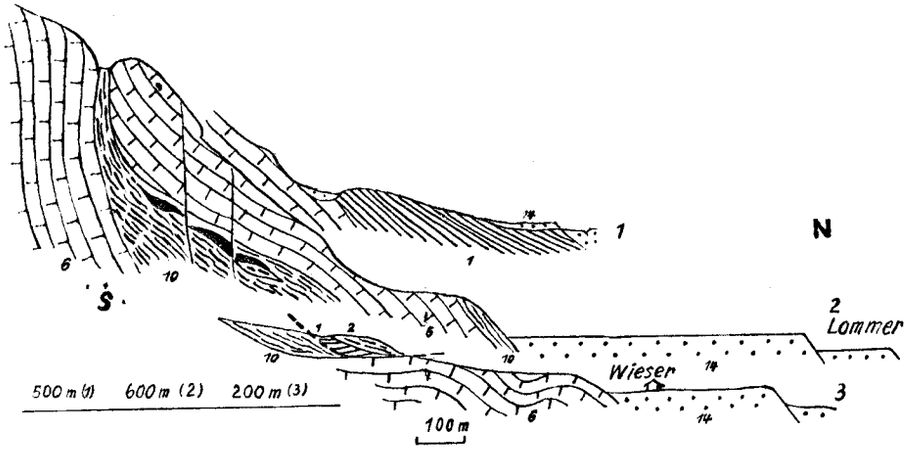


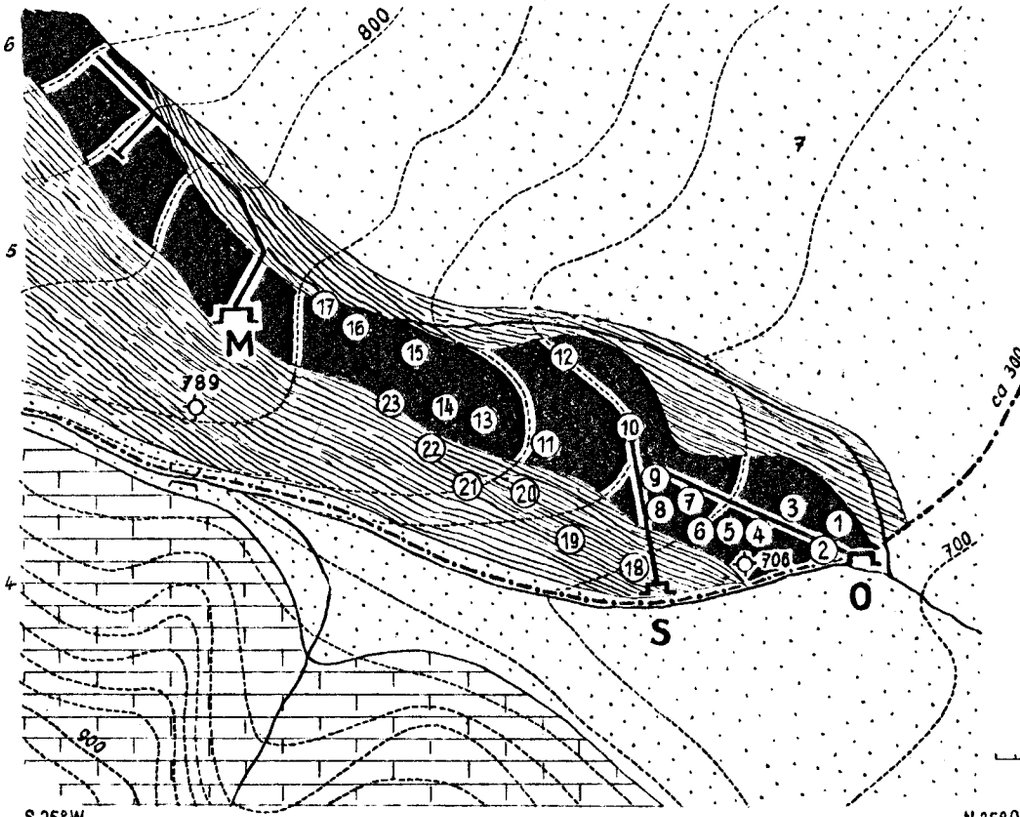
Fig. f

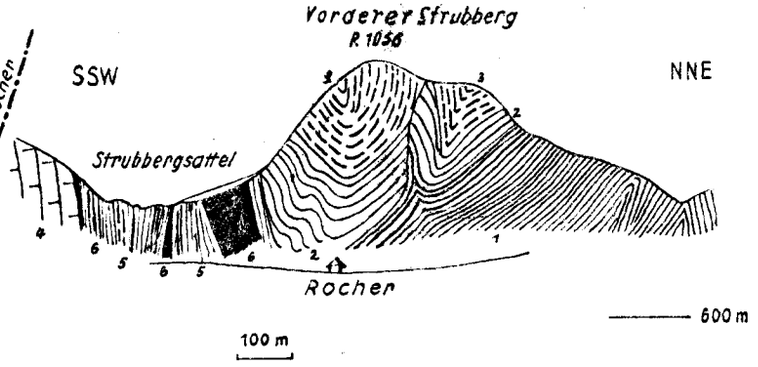


Die Manganschiefer der Lammereck Ost-Seite und des östlich benachbarten Gebietes

1 · Werfener Schichten 2 · Gutensteiner Dolomit 3 = Ramsau Dolomit
4 · Karnischer Dolomit 5 · Karnisch-norischer Kalk
6 · Nor.-räth. Dachsteinkalk 7 · Lias-Hornstein-Knollenkalk
8 · Bunter Liaskalk 9 · Krinoiden Plattenkalk
10 · Strubbergschichten i. allg. 11 · Manganvererzte Kieselkalke in den Strubbergschichten (Manganschiefer) 12 = Breccien in den Strubbergschichten 13 · Moränenmaterial 14 · Terrassenschotter

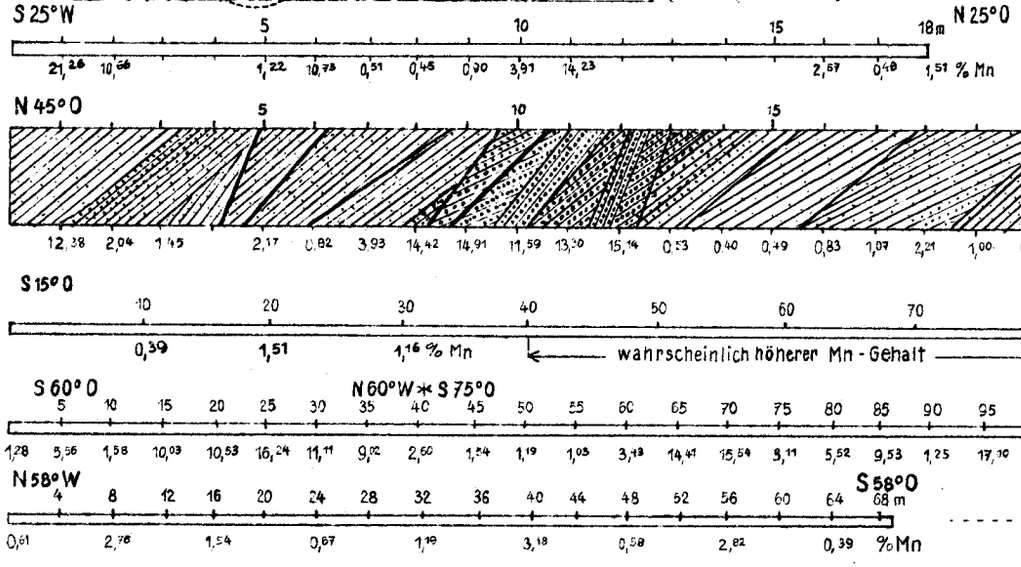
Die Manganschiefer
an der Süd-Seite des Vorderen Strubberges





1 = Werfener Schichten 2 = Gutensteiner Kalk-Basisschichten
3 = Gutensteiner Dolomit 4 = Dachsteinkalk 5 = Strubbergschichten i. allg.
6 = Manganvererzte Kieselkalke in den Strubbergsch. (Manganschiefer)
7 = Quartärablagerungen

100 m



Die ersten 18 m (vom Mundloch) } **M**-Stollen
SW-Querlauf

S - Stollen

O - Stollen

W - Stollen (ca 350 m NW vom M-Stollen)

Tektonik im Bereich Schallwand-Quechenbergalm und die Manganschiefervorkommen Firstsattel-Obere Alm

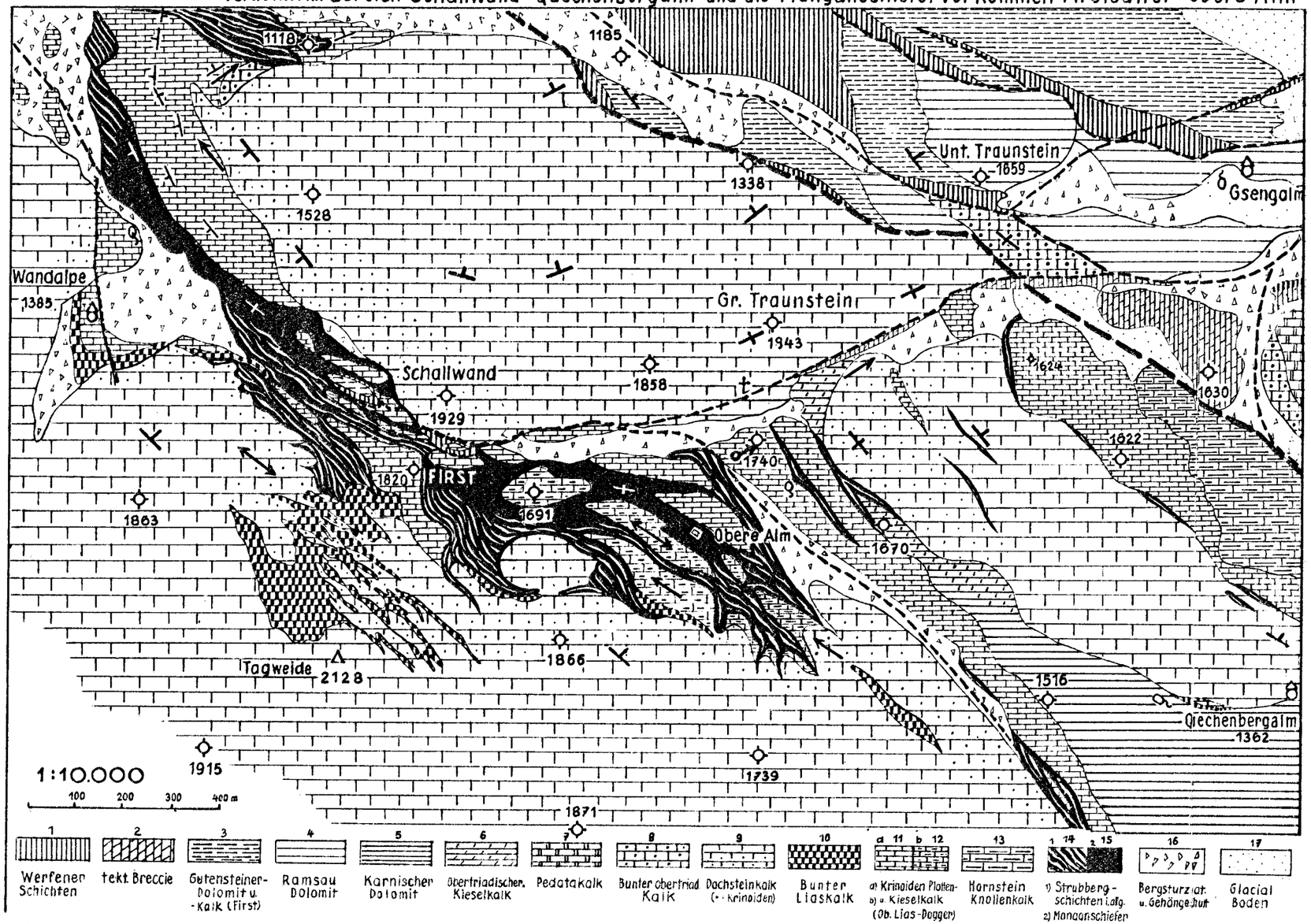


Fig. a

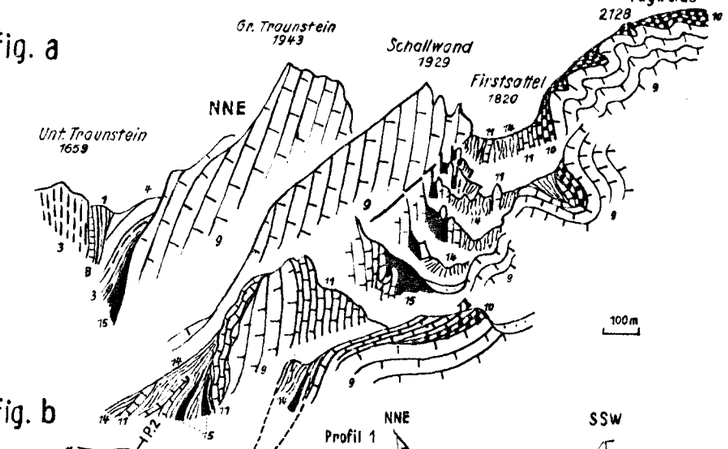


Fig. b

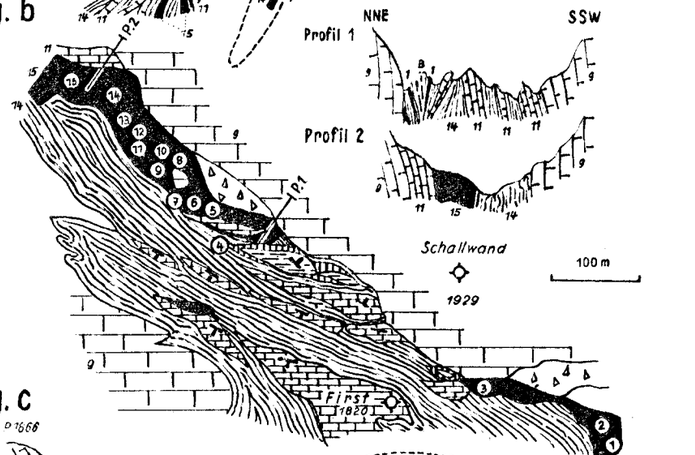
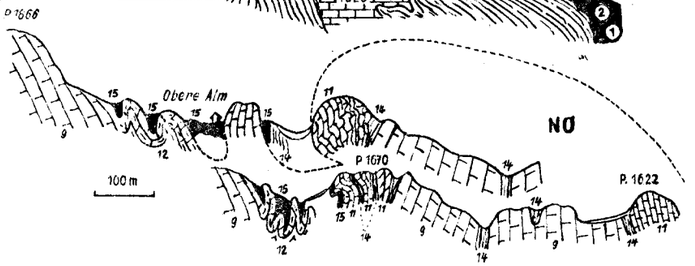


Fig. c



Analysen von Silikatgesteinen

(Arbeiten aus dem Chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt)

Von **Oskar Hackl** und **Karl Fabich**

Inhalt

Seite

A. Einleitung (K. Fabich) 227
B. Allgemeines über Methoden und Probleme der Analyse von Silikatgesteinen (O. Hackl) 228
C. Analysen von Silikatgesteinen (K. Fabich) 240
D. Analysenregister 259

A. Einleitung

K. Fabich

Früher war es Gepflogenheit, die „Arbeiten im Chemischen Laboratorium" alle drei Jahre gesammelt zu veröffentlichen. Das letzte Mal geschah dies über einen Zeitraum von sechs Jahren und schloß mit dem Jahre 1918 ab. Nunmehr ist in der langen Zeit natürlich eine sehr große Anzahl von Analysen zusammengekommen und um einzelnen Interessenten rascher die vorliegenden Analysenergebnisse zugänglich zu machen, wird nun derart verfahren, daß nicht alle Gruppen auf einmal, sondern nacheinander veröffentlicht werden.

Der Umfang der durchgeführten Analysen wurde im Laufe der Zeit immer mehr erweitert, was vor allem auf die grundlegenden Arbeiten über Gesteinsanalyse von Herrn Hofrat Dr. Ing. Oskar Hackl zurückzuführen ist. Einen wesentlichen Anteil daran hat auch die in den Kriegsjahren möglich gewesene Anschaffung des Zeißschen Stufenphotometers, wodurch verschiedene Bestimmungen, hauptsächlich der Nebenbestandteile, wesentlich rascher und genauer durchgeführt werden können.

Aus Platzersparnis mußte meist eine Anzahl Analysen zusammengefaßt werden und da dies so geschah, daß die betreffenden Gesteine aus benachbarten Gegenden stammen, so kommt es häufig vor, daß nicht alle Analysen gleich umfangreich sind, was meist darauf zurückzuführen ist, daß diese aus ganz verschiedenen Jahren stammen. Solche aus irgendeinem Grunde nicht bestimmte Nebenbestandteile sind durch einen Strich (—) in der Kolonne bezeichnet. Eine weitere Anzahl älterer Analysen wurde schon seinerzeit teils von K. v. John, teils von Geologen veröffentlicht.

Die Namen der analysierten Gesteine und Fundortangaben stammen von den jeweiligen Geologen.

B. Allgemeines über Methoden und Probleme der Analyse von Silikatgesteinen

Oskar Hackl

Anordnung, Reihenfolge der Bestandteile

Hinsichtlich der Anordnung, bzw. Reihenfolge der Bestandteile wurden verschiedene Vorschläge gemacht und in Analysen sowie Sammlungen solcher durchgeführt, wobei man sich nur bezüglich der Hauptbestandteile im wesentlichen einig ist. Aber schon bei der Abgrenzung der Nebenbestandteile gibt es verschiedene Ansichten und noch mehr betreffs ihrer Anordnung. Man kann die chemisch verwandten Bestandteile nacheinander anführen (z. B. SiO_2, TiO_2, ZrO_2; CaO, SrO, BaO), oder nur die den Petrographen besonders interessierenden Hauptbestandteile zuerst angeben und dann alle Nebenbestandteile, wieder verschieden geordnet. Argumente dafür und dagegen gibt es in jedem Fall, weshalb auch noch keine Einigung darüber erreicht ist. Es giht auch Mittelwege verschiedener Art und solche wurden hier gewählt.

Darstellung in Oxyden

Die Wiedergabe der Resultate erfolgte auf diesem Spezialgebiet bisher ausschließlich in der gebräuchlichen Form der Oxyde, bzw. Säureanhydride, obwohl sie von manchen Anorganikern schon lange als veraltet und überholt bezeichnet wurde. Wilhelm Oswald hat bereits vor ungefähr einem halben Jahrhundert die Darstellungsform als Elemente gefordert (z. B. Al, Ca, K, Si, O usw.). Wegen der dabei entstehenden Nachteile hat er doch auch Ausnahmen für Säureradikale, wie SO_4 oder CO_3, zugestanden, welche Form sich auf fast sämtlichen Gebieten der Analyse durchsetzte. Aus denselben Gründen kann man aber auch weiter Si, P usw. mit dem zugehörigen Sauerstoff zusammenfassen. Manche gingen sogar so weit, daß sie die Angahe von Ionen verlangten, was ganz ahwegig ist, weil in den Gesteinen die Bestandteile gar nicht als ionisierte Lösung vorliegen [1]).

Allerdings waren auch die bisher gewöhnlich vorgehrachten Gründe für die Beibehaltung der alten Oxydform nicht stichhaltig: daß es stets so üblich war; der leichtere Vergleich mit früheren Analysen u. ä. Das ist deshalb nicht haltbar, weil man auch auf anderen Gebieten, wo man ähnliche Gründe für die Beibehaltung der gewohnten alten Form vorbringen konnte [2]) und wo die Umstellung teilweise sehwieriger war, wie z. B. in der Mineralwasseranalyse, die Mühe nicht gescheut, sondern die Änderungen durchgeführt hat. Da konnten jedoch wichtige Gründe gegen die frühere Darstellung, ganz besonders der großenteils willkürlichen „Salztabellen", angeführt werden. Bei den Silikatgesteinen liegt die Sache anders, weil hier wenigstens mancher Hauptbestandteil tatsächlich mit vollster Sicherheit als Oxyd, bzw. Säureanhydrid vorhanden ist. Da auch fast alle anderen Bestandteile (ausgenommen Cl, F) dualistisch als Oxyd-

[1]) O. Hackl, Über die Anwendung der Ionentheorie in der analytischen Chemie, Jahrb. d. Geol. R. A. 1912, 613.

[2]) Z. B. haben sich die Mediziner ebenso gegen die Abschaffung der ihnen leichter verständlichen Salztabellen gewehrt, wie sich Petrographen gegen eine Änderung der bisherigen Darstellung sträuben würden.

verbindungen mit SiO_2 usw. aufgefaßt werden können, so kann man hier bei dieser einheitlichen Darstellung bleiben, weil kein zwingender Grund dagegen spricht. Der einzige kleine Nachteil ist der Abzug von Sauerstoff für die Halogene.

Spur

Die beliebte Angabe „Spur" als Resultat wurde bei den späteren Analysen möglichst vermieden, weil es ein sehr dehnbarer Begriff ist und ein zu bequemer Ausweg sein kann, nm eine zeitraubende, schwierige oder sehr umständliche Bestimmung zu umgehen, oder ein zweifelhaftes Ergebnis doch unverbindlich als Resultat anzuführen.

„Nicht nachweisbar" wird üblicherweise in Analysen gleichfalls häufig gebraucht, in Fällen, wo es nicht am Platz ist, weil nur ein bestimmtes Verfahren kein positives Ergebnis hatte; denn genau genommen wäre dieser Ausdruck eigentlich nur anwendbar, wenn der betreffende Bestandteil mit sämtlichen bekannten empfindlichsten Methoden und maximaler Einwaage nicht feststellbar ist; ähnliches gilt für „nicht bestimmbar".

Noch mehr zu meiden ist die Angabe „nicht vorhanden", wenn ein Bestandteil mit einem bestimmten Verfahren nicht aufgefunden werden konnte. Dieser Ausdruck geht nämlich viel zu weit und wäre richtiger durch „nicht nachgewiesen" zu ersetzen, was wohl zu unterscheiden ist, von „nicht aufgesucht" oder „nicht bestimmt".

Deshalb bin ich bei späteren Analysen dazu übergegangen, bei negativem Resultat anzugeben „unter ...%"; was freilich bei jeder Anwendung voraussetzt, daß man durch eigene Untersuchungen die untere Grenze festgestellt hat, bis zu welcher die angewendete Analysenmethode reicht.

Qualität

Die Qualität dieser Gesteinsanalysen hat mit der Zeit zugenommen, weil vor über 40 Jahren zuerst die wichtigsten älteren, bei uns schon früher gebräuchlich gewesenen, und die neueren Analysengänge von mir erprobt werden mußten. So wurde z. B. sehr bald die Fällung des Titans durch Kochen und die des Mangans durch Schwefelammon verlassen. Später wurde allmählich der Analysenumfang durch Bestimmung weiterer Nebenbestandteile immer mehr vergrößert [1]) und bei der Analyse eines Gesteins von Hoheneich die Zahl von 35 Bestandteilen erreicht. Für fast sämtliche Haupt- und Nebenbestandteile sowie Spuren wurde auf Grund vieler eigener Untersuchungen der verwendeten Methoden eine feste Erfahrungsbasis geschaffen [2]).

Zur Bestimmung des Gesamt-Mangans in der Haupteinwaage, ohne Verteilung auf verschiedene Niederschläge, wurde das erste Verfahren ausgearbeitet. Auch für die direkte Bestimmung des Eisenoxyds wurde die erste Methode geschaffen. Der Prüfung gewogener Niederschläge auf

---

[1]) Die zunehmende Erkenntnis ihrer weiten Verbreitung in Gesteinen, Böden, Wässern usw- und ihrer Bedeutung für die Lebewesen rechtfertigt dieses Bestreben.

[2]) Siehe den Überblick in den Glastechnischen Berichten, **19**, 345 (1941); Jahrb. d. Geol. B. A., **94**, 59 (Festband 1951); ferner die bezüglichen Einzelveröffentlichungen von O. Hackl, sowie die Jahresberichte des Chemischen Laboratoriums seit 1909. Für diese Arbeiten wurde O. Hackl zum Mitglied der Leop.-Carol. Akademie gewählt.

Verunreinigungen wurde allmählich immer mehr Aufmerksamkeit geschenkt. Neue Feinkorrekturen konnten für manche Hauptbestandteile ausgebildet werden, und die Grenze der Bestimmbarkeit einiger Nebenbestandteile und Spuren wurde um ein bis zwei Dezimalen weiter hinausgerückt [1]). Im Jahre 1941, als wir uns ausschließlich mit Gesteinsanalyse beschäftigten und auch wichtige Apparaturen anschaffen konnten, erreichte diese Tätigkeit ihren Höhepunkt. Sie mußte wegen dringlicherer Erzanalysen plötzlich vollständig eingestellt werden und konnte dann auch wegen der Bombenschäden und späterer mit der Räumung des Laboratoriums verbundener Reparaturarbeiten zehn Jahre lang nicht wieder aufgenommen werden.

Methoden

Es kann hier auf knappem Raume nicht versucht werden, die angewendeten Analysenmethoden näher darzustellen. In dieser Hinsicht muß auf die in vorausgegangenen Anmerkungen angegebene Literatur hingewiesen werden und auf das Verzeichnis weiterer bezüglicher Veröffentlichungen von O. Hackl am Schluß. Nur die wesentlichsten Grundzüge der gewählten Verfahren, besonders für die Hauptbestandteile, können anschließend beschrieben werden.

Bei den Vorarbeiten für diese Wahl wurde unter Berücksichtigung der Erfahrungen mit den bis zirka 1910 in unserem Laboratorium gebräuchlichen Verfahren die gesamte Spezialliteratur über Silikatanalyse unter praktischer Erprobung der wichtigsten Methoden kritisch studiert, wobei viele Fehler gefunden wurden. Ein Werk strotzt sogar von schwersten Fehlern, und gerade dieses Buch wurde in einer mineralogischen Zeitschrift besonders lobend besprochen. Die Wahl fiel schließlich auf die durch viele Untersuchungen gestützten Methoden von W. F. Hillebrand, und mein Bestreben ging dahin, diese Verfahren weiter auszubilden und zu ergänzen, stets mit besonderer Rücksicht auf Steigerung der Genauigkeit. Das erfordert allerdings meistens größeren Zeitaufwand, aber in einigen Fällen ist es trotzdem gelungen, durch eine passende neue Kombinierung mancher Bestimmungen oder Kolorimetrie eine beträchtliche Abkürzung zu erreichen.

Die alte Aufschließung und Trennung der Ammoniak-Fällung (Al, Fe, Ti usw.) mit Ätznatron, welche Jannasch und auch Dittrich bevorzugten, hat den bestechenden Vorteil einer direkten Aluminiumbestimmung. Die betreffenden Einwendungen Hillebrands sind nicht schwerwiegend (weil die Gesteine normalerweise stets eisenhaltig sind), aber bei der praktischen Ausführung der Ätznatron-Schmelzung ergeben sich auch manche technische Schwierigkeiten, die nicht leicht zu beseitigen sind, beim Pyrosulfat-Aufschluß hingegen wegfallen, weshalb dieser gewählt wurde.

Was die von verschiedenen Analytikern in der neueren Literatur vorgeschlagenen anderen Analysengänge für Silikate betrifft, so erscheint ihre Anwendung bei Silikatgesteinen noch nicht gesichert. Es ist nämlich bei derart komplizierten Analysen wichtiger, einen jahrzehntelang bewährten und schon viel durchforschten Analysengang beizubehalten und weiter auszubauen, der keinen großen Fehler einschließt, als für die Haupt-

bestandteile immer wieder neue Methoden vorzuschlagen, deren praktische Anwendbarkeit nicht gesichert ist, weil dabei die Einflüsse der vielen Nebenbestandteile der Gesteine großenteils noch nicht bekannt sind. Auch wenn man nicht ultrakonservativ ist und Verbesserungen freudigst begrüßt, muß man bei verantwortlichen Analysen mit voreiliger Anwendung neuer, noch nicht gründlicher erprobter Verfahren besonders vorsichtig sein, weil dabei bekanntlich nur zu oft unliebsamste Überraschungen berichtet wurden.

Es wurden mir ferner verschiedene nicht veröffentlichte Methoden bekannt, nach welchen andere, auch ausländische Laboratorien arbeiten. Da ich darüber vergleichende Gutachten abzugeben nnd in strittigen Fällen Schiedsanalysen auszuführen hatte, so konnte dabei ein objektiv kritisches Urteil entstehen. Leider muß erklärt werden, daß manche dieser Analysengänge, auch amtlicher Laboratorien, sogar „unter aller Kritik" sind und die damit erhaltenen Analysen natürlich gleichfalls.

Eine Paradoxie ist es, daß das Aluminium, ein so gewöhnliches Element, das überdies den zweiten Hauptbestandteil bildet, gewöhnlich noch immer aus der Differenz ermittelt wird. Verschiedene neuere Möglichkeiten für eine direkte Bestimmung, außer dem älteren Verfahren von Jannasch nnd Dittrich, bestehen zwar schon (z. B. die Methode von E. W. Koenig oder das Verfahren mit Salzsäure und Äther), aber sie wären für den vorliegenden Zweck vor der Anwendung wohl noch gründlich zu erproben.

Die weitere Entwicklung der Gesteinsanalyse wird wahrscheinlich auch die quantitative Bestimmung des Quarzes anstreben, wofür gleichfalls schon einige Grundlagen vorhanden sind.

Vermutlich wird auch manche neuere allgemeine Methodik, zum Beispiel Chromatographie, vorteilhaft in der Gesteinsanalyse Anwendung finden können.

Die speziellen Methoden

Gewöhnlich wurde das lufttrockene Pulver zur Analyse verwendet.

Zur Bestimmung der Hauptbestandteile, mit Ausnahme der Alkalien, wurde mit Soda aufgeschlossen. Die Abscheidung der Kieselsäure erfolgte durch Abdampfen mit Salzsäure und nochmaliges Abdampfen des Filtrates. Gewogen wurde nach Erhitzen auf dem Gebläse. Abrauchen durch Flußsäure und Schwefelsäure hinterließ den Rückstand, welcher nach Subtraktion von der Roh-Kieselsäure die reine Kieselsäure ergab.

Aluminium, Eisen, Titan, samt P_2O_5 usw. wurden aus dem Filtrat durch Ammoniak (in besonderen Fällen frisch destilliert) gefällt, nach Filtration und Auflösen nochmals gefällt. Durch Konzentrieren der Filtrate nnter Zusatz von wenig Ammoniak erfolgte die Gewinnung der letzten Reste von Aluminium und Eisen. Gewöhnlich wird dann nach dem Pyrosulfat-Aufschluß das Eisen titriert und Titan kolorimetrisch bestimmt.

Bei diesem viel angewendeten Verfahren verteilt sich das vorhandene Mangan auf den Ammoniak-Niederschlag und die folgenden Fällungen des Kalziums und Magnesiums. Für genauere Bestimmungen sind deshalb die Mangan-Anteile in diesen beiden Niederschlägen nach der Wägung zu bestimmen zwecks Korrektur des CaO und MgO, ohne dadurch den richtigen Wert für das Gesamt-Mangan zu erhalten. Es wurde deshalb

später das gesamte Mangan nach einem schon von Dittrich empfohlenen Verfahren mit dem Ammoniak-Niederschlag durch Wasserstoffsuperoxyd ausgefällt, auf gleiche Art umgefällt und der Niederschlag gewogen. Seine weitere Aufarbeitung erfolgte ungefähr ab 1926 nach einer auf Grund langjähriger Voruntersuchungen von mir ausgearbeiteten Methode, durch welche nacheinander das Gesamt-Mangan, Titan und Gesamt-Eisen in dieser Reihenfolge bestimmt werden können [1]). Für besonders genaue Bestimmung oder sehr kleine Spuren Mangan ist Bromwasser dem Wasserstoffsuperoxyd vorzuziehen.

Kalzium wurde durch Ammoniumoxalat aus ammoniakalischer Lösung unter Umfällung abgeschieden, Magnesium durch Natriumammoniumphospbat, gleichfalls unter Umfällung.

Die Alkalien wurden vor vier Jahrzehnten bei uns noch fast ausschließlich mit dem Flußsäure-Verfahren bestimmt. Nach mehreren Versuchen zog ich aber die Methode von L. Smith vor, obwohl auch diese trotz vieler Untersuchungen noch umstrittene Fragen aufweist. Ein Nachteil ist es, daß — auch mit den empfohlenen Reinigungsverfahren — kein Kalziumkarbonat erhältlich ist, das ganz frei von Alkalien ist, wodurch Blindversuche und Korrekturen erforderlich sind [2]). Die Ausbildung einer wirksamen Reinigungsmethode wäre sehr zu wünschen.

Die Trennung der Alkalien erfolgte gewöhnlich mit Platinchlorid. Eine Zeitlang wurde auch die Perchlorat-Methode angewendet, jedoch wieder verlassen; u. a. auch deshalb, weil dabei der Erfolg der Trennung weniger leicht zu beobachten und zu kontrollieren ist. [3])

Die Eisenoxydul-Bestimmung erfolgte auf verschiedene Arten, u. a. nach dem Verfahren von Dittrich im Kohlensäurestrom, später fast ausschließlich nach der Modifikation von Washington.

Über die Bestimmung von Nebenbestandteilen, wie Mangan, Chrom, Baryum, Strontium, Zirkon, Vanadium, Nickel, Lithium, Fluor, Chlor usw. wurden von mir sehr umfangreiche Untersuchungen vorgenommen. Die Analysenmethoden, welche sich daraus ergaben, sind z. T. schon veröffentlicht und kann darauf hingewiesen werden. Bei unseren neueren Analysen wurden Baryum, Zirkon, Chrom, Schwefel, Vanadin, Phosphor, eventuell auch Chlor, aus einer einzigen großen Einwaage durch Aufschluß mit Soda nnd Extraktion mit Wasser, im Rückstand, bzw. in aliquoten Teilen des Filtrates, passend kombiniert bestimmt, wodurch eine beträchtliche Zeitersparnis erreicht werden konnte.

Die Bestimmung des Gesamt-Wassers erfolgte anfangs durch Absorption in Chlorkalzium, später nach Penfield. Die Feuchtigkeitsbestimmung (Wasser bis 105, bzw. 110° C) geschah durch Trocknen im Wägegläschen.

---

[1]) O. Hackl, Das Mangan-Problem in der Silikatgesteinsanalyse, Jahrb. d. Geol. B. A., **86**, 65 (1936); Die Lösung des Mangan-Problems in der Silikatgesteins-Analyse, Z. analyt. Ch., **105**, 81, 182, 320 (1936); Beiträge zur Manganbestimmung in Silikatgesteinen, Z. analyt. Ch., **110**, 401; **112**, 174.

[2]) Auch manche berühmte Fabriksmarken, welche angeblich frei von Alkali sind, ergeben nach meiner Erfahrung ganz unzulässig große Mengen davon, vorausgesetzt, daß sie richtig geprüft werden, wofür gewöhnlich ungeeignete Vorschriften angegeben werden. K. Fabich hat dies dann näher untersucht: Verh. d. Geol. B. A. 1930, Nr. 11.

[3]) Die leichtere Verarbeitung des Filtrates zwecks einer eventuellen direkten Natrium-Bestimmung unter Vermeidung der Explosionsgefahr der Überchlorsäure ist ein weiterer Vorteil der Platin-Methode.

Der Gehalt an Kohlensäure wurde fast stets durch Zersetzung mit Salzsäure und Auffangen in Natronkalk, bzw. Natronasbest ermittelt. Oft sind zur genauen Bestimmung weit größere Einwaagen erforderlich als die Literatur empfiehlt.

Abänderungen

Erwähnt muß noch werden, weil es in der Literatur gewöhnlich nicht geschieht, daß man ein im allgemeinen für diesen Zweck bewährtes Analysen-Schema nicht auf jedes Silikatgestein anwenden kann. Manche Methode eignet sich für die meisten Fälle, für ein bestimmtes Gestein aber nicht. Es treten dann Schwierigkeiten oder Störungen ein und wenn diese nicht bemerkt oder nicht beseitigt werden, weil sich der Analytiker nicht zu helfen weiß, so sind Fehlresultate die Folge. Die Beurteilung der erforderlichen Abänderung oder Wahl einer geeigneteren Methode erfordert sehr viel Erfahrung, Wissen, Gewissenhaftigkeit und öfter auch Nebenuntersuchungen darüber.

Einige Beispiele: Bei wenig Kalzium neben viel Magnesium versagt die Oxalat-Trennung; sehr wenig Eisenoxyd neben viel Eisenoxydul kann aus der Differenz des Gesamteisens und Eisenoxydnls nicht richtig ermittelt werden; bei manchen Nebenbestandteilen verursacht ein höherer Chromgehalt Störungen; unerwartet eintretende geringe Niederschläge, Trübungen oder Färbungen können langwierige, eventuell mikrochemische Untersuchung zur Feststellung der Ursache und Abhilfe erfordern. Es wird deshalb im Ausland mit Recht verlangt, daß der Petrograph dem Chemiker vor der Analyse bezügliche Angaben über den Mineralbestand des Gesteins mitteilt, damit die Analyse nicht unnötig erschwert wird.

Abgesehen von solchen Abänderungen wurden aber auch andere häufig vorgenommen, weil die Erfahrungen immer wieder zu Verbesserungen verwertet wurden, so daß nicht oft mehrere Analysen nacheinander genau nach denselben Verfahren ausgeführt wurden.

Apparatur

Noch einige Bemerkungen über Apparaturen. Die Entwicklung derselben hat besonders in Amerika ein so stürmisches Tempo angenommen, daß es für ein mitteleuropäisches Laboratorium mit minimaler Dotation hoffnungslos ist, in dieser Hinsicht zu konkurrieren oder auch nur nachzuhinken, und ein rapides Zurückbleiben unvermeidlich erscheint. Für spezielle Fälle gibt es ja sogar schon wirkliche Analysen-Automaten, wie sie noch vor kurzer Zeit nur erträumt oder als Utopie verlacht wurden. Bei näherem Zusehen zeigt sich aber, daß diese Entwicklung nicht immer so ausschlaggebend ist, denn manche der neuen Instrumente vereinfachen oder beschleunigen wohl die Arbeit sehr, besitzen aber für bestimmte Zwecke keine genügende Genauigkeit. Andere haben diesen Nachteil nicht, doch kenne ich ein amtliches Laboratorium, das beneidenswert glänzend ausgestattet ist, mit Mikrowaage, potentiometrischer Titration, Polarographie, Spektographie, Apparat zur raschen Messung der Wasserstoffkonzentration usw. und trotzdem Gesteinsanalysen nach Methoden ausführte, die unsagbar jämmerlich sind. Das sind natürlich keine prinzipiell giltigen Einwände, ebensowenig wie die Tatsache, daß man auch

mit dem feinsten Instrument die gröbsten Fehler begehen kann, denn solche Einwendungen ließen sich gegen jede Methode vorbringen. Aber diese Tatsachen zeigen, daß der wichtigste Apparat eines Laboratoriums doch noch immer der Kopf des Chefchemikers ist und daß große Unterschiede in der Ausrüstung nicht so katastrophale Auswirkungen haben müssen wie es auf den ersten Blick scheint. Selbstverständlich wird unter sonst gleichen Bedingungen die bessere Einrichtung auch ihre Früchte tragen, wie die Anschaffung des Stufenphotometers bei uns bewiesen hat. Diese Bemerkungen sind also nicht so aufzufassen, als hätte unser Laboratorium keinen Bedarf an neuen Instrumenten.

Analysen-Differenzen

Die z. T. unglaublich großen Differenzen, welche seit langer Zeit wiederholt bei Analysen des gleichen Gesteinspulvers von verschiedenen Laboratorien erhalten wurden, haben schon oft großes Staunen hervorgerufen und stehen in starkem Kontrast zu der in der ernstesten Spezialliteratur als erreichbar geforderten maximalen Differenz von 0·1 bis 0·2% bei den Hauptbestandteilen. Die Ursachen sind sehr verschiedeuer Natur. Tüchtige Analytiker sind bekanntlich überall selten. Manche Hilfskraft wurde uns schon empfohlen, weil sie angeblich die Silikatanalyse selbständig beherrscht, tatsächlich aber noch mit elementaren Operationen derselben Schwierigkeiten hatte. Wenn verschiedene Analysenmethoden verwendet werden, so ist häufig dadurch allein schon eine Abweichung gegeben, auch wenn die Analysen im selben Laboratorinm und vom gleichen Analytiker ausgeführt werden; um so mehr bei verschiedenen Laboratorien. Aber auch wenn dieselben gnten Verfahren angewendet werden, kann durch verschiedene Ausführung einzelner Operationen eine schlechtere Übereinstimmung entstehen, noch mehr natürlich, wenn die mannelle oder technische Durchführung nicht tadellos war. Ungeeignete Methoden, verbunden mit mangelhafter Ausführung können besonders große Differenzen ergeben. Wenn man nnr zu gut weiß, mit welcher geradezu unverantwortlichen Unkenntnis und Gewissenlosigkeit manches Laboratorium solche schwierige Analysen behandelt, um sie in kürzester Zeit zu erledigen, so ist es gar nicht verwunderlich, wenn die Fehler enorm groß werden.

Aber auch wenn Anfänger auf diesem Gebiet, welche keine Fachanalytiker sind, angeleitet von Lehrern, welche diesbezüglich selbst keinen vergleichenden Erfahrungsüberblick besitzen, sich noch so sehr bemühen, kann kein befriedigendes Ergebnis erwartet werden, weil man nicht mit einer der schwierigsten Aufgaben beginnen kann. In verschiedenen Ländern wurde darüber geklagt, daß man solchen Anfängern, häufig sogar Studenten, so ernsthafte Analysen anvertraut. Hat doch schon der in anderen Richtungen bereits sehr erfahrene Analytiker bei Gesteinen anfangs seine liebe Not damit und muß sich erst „einarbeiten" durch Übungs- und Kontroll-Analysen.

Die Ausrüstung des Laboratoriums spielt gleichfalls eine große Rolle, denn es ist z. B. nicht gleichgültig, ob die Kieselsäure-Bestimmnng mit einer Platin- oder Porzellanschale ausgeführt wird, ob ein erstklassiges Kolorimeter, bzw. Photometer zur Verfügung steht oder nicht usw.

Ausschlaggebend sind also die Methoden und die Kenntnisse; bei gleicher Methode aber Sorgfalt und Geschicklichkeit, was in Amerika neuestens für besonders wichtig gehalten wird. Übung und praktische Erfahrung sind jedoch ebenso von sehr großer Bedeutung, denn bei Einführung eines Analytikers in dieses Gebiet wird dieselbe Analyse durch öftere Wiederholungen allmählich immer besser. Dagegen wirkt sich eine längere Unterbrechung durch andere Analysen auch bei dem Geübten merklich nachteilig aus.

Unsere öfter ausgeführten Kontrollanalysen haben ergeben, daß bei den Hauptbestandteilen gute Übereinstimmungen bis auf 0·2% und sogar einige Hundertstel-% von demselben geübten Analytiker bei Wiederholungen erreichbar sind; unter der Voraussetzung, daß nicht nur im Prinzip dieselben Methoden angewendet werden, sondern daß auch die Einzelheiten (Volumen, Fällungsbedingungen usw.) möglichst weitgehend gleich sind. Da dies jedoch bei Ausführung durch verschiedene geübte Gesteinsanalytiker, auch in demselben Laboratorium, nicht ganz genau durchführbar ist, so erreichen auch ihre Resultate, untereinander verglichen, wohl häufig aber nicht immer die oben angegebene Übereinstimmung.

Dabei ist auch die Erfahrung zn berücksichtigen, daß einfache Bestimmungen, vom gleichen geübten Analytiker wiederholt, gewöhnlich vorzügliche Übereinstimmung ergeben, daß jedoch bei Trennungen die kleinen Differenzen sich vergrößern, je schwieriger die Trennung ist oder je mehr die Zahl der erforderlichen Trennungen zunimmt. Das gilt besonders für die komplizierte Gesteinsanalyse, wo nicht nur viele Trennungen notwendig sind, sondern darunter auch so manche schwierige.

Viele Forschungen sind auch noch in der Richtung auszuführen, wie weit die Resultate mancher Methoden mit dem richtigen Wert übereinstimmen [1]). Das läßt sich leider oft nicht mit natürlichen Gesteinen sondern nur durch Kontrollprüfungen mit künstlichen Mischungen genau bekannter Zusammensetzung untersuchen; wobei aber die Gefahr besteht, daß bei natürlichen Gesteinen Nebenbestandteile, die in der Mischung nicht berücksichtigt wurden, von Einfluß sein können. Dabei wird auch noch manche nicht bekannte Fehlerquelle durch „Mitreißen", Löslichkeitsveränderung usw. entdeckt werden.

Analyse und Petrographie

In Zusammenhang damit ist auch einiges vorzubringen über die manchmal erfolgende Bemängelung von Analysen-Resultaten durch Petrographen. In unserer laugen Erfahrung hat sich herausgestellt, daß Wiederholungen in solchen Fällen gewöhnlich praktisch dasselbe Ergebnis hatten und die Kritik nur sehr selten zu einer Änderung führte. Bei Bestätigung des Resultates zeigte sich dann z. B., daß der Dünnschliff keinen richtigen Durchschnitt darstellte, oder daß vom Petrographen ein Mineral verwechselt oder übersehen worden war, oder es stellte sich gar eine Verwechslung des Dünnschliffs heraus. Auch ist es vorgekommen, daß in der Literatur ein analytisches Resultat petrographisch kritisiert wurde, mit einer vermutlichen Erklärung für den vermeintlichen Fehler, welche nach den Aufzeichnungen im Analysenbuch gar nicht in Frage kommen konnte.

[1]) F. Hecht hat darauf wiederholt mit Recht hingewiesen.

Übrigens hat schon H. S. Washington berichtet, daß besonders bei Aluminiumoxyd sich manchmal größere Differenzen zwischen analytischem und petrographischem Befund ergaben, die weder auf petrographische Beobachtungsfehler noch auf Analysenfehler zurückzuführen sind und unerklärlich erscheinen. Von Washington wurde in manchen Fällen ein größerer Beryllium-Gehalt als Ursache der Differenz vermutet. Gerade bei der üblichen Ermittlung der Tonerde durch Differenz ist aber zu bedenken, daß jeder Fehler in der Bestimmung des Gesamteisens und des Titans sowie der Phosphorsäure, teils auch der Kieselsäure und des Mangans, sich auf das Aluminiumoxyd auswirkt. Ferner wird in vielen Laboratorien die Gewinnung der letzten Reste von Aluminium und Eisen aus den Filtraten der Ammoniak-Fällungen unterlassen.

Auf Grund der Erfahrungen mit sogar „chemisch reinen" Substanzen ist ferner sicher, daß manche Mineralien eine abnorme Zusammensetzung haben, so daß die petrographische Berechnung dann nicht stimmen kann.

Die neueste Wandlung in der Gesteinsanalyse

Zum Schluß möchte ich noch einiges über die neueste große Wandlung der Gesteinsanalyse in Amerika mitteilen, welche auch für Petrographen von Interesse ist. Nach erhaltenen Berichten aus jüngster Zeit wurden zur Prüfung der Genauigkeit zahlreiche Vergleichsanalysen in 25 Laboratorien von 34 Analytikern ausgeführt, allerdings nach verschiedensten, teils gar nicht angegebenen Methoden. Die Ergebnisse zeigten auffallend große Differenzen, ähnlich wie in früheren Untersuchungen solcher Art. Die folgenden eingeklammerten Zahlen gelten bei Weglassung extremer Werte:

SiO_2	1½% (1·2)
Ammoniak-Fällung	2½% (1)
Al_2O_3	3% (1)
Gesamteisen als Fe_2O_3	1½% (1)
FeO	2½% (1)
Fe_2O_3	3% (1)
MgO	2% (0·3)
CaO	0·8% (0·4)
Na_2O	1½% (0·5)
K_2O	3% (0·6)
TiO_2	1·3% (0·5)

Die richtige Zusammensetzung ist also trotz dieser vielen Untersuchungen noch unbekannt, weil kein verläßlicher Standard vorhanden ist.

Dabei waren die Summen sämtlich innerhalb der zulässigen Grenzen. Dieser Umstand ist teilweise dadurch erklärlich, daß infolge einiger Bestimmungen aus Differenz mancher Fehler automatisch eine Kompensation durch einen entgegengesetzten Fehler bei einem anderen Bestandteil findet: Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O werden ja gewöhnlich durch Differenz ermittelt. Fehler bei der Bestimmung des Gesamteisens oder Titans werden beim Aluminiumoxyd ausgeglichen; unrichtige Eisenoxydulbestimmung ergibt entgegengesetzt unrichtiges Eisenoxyd, und ähnlich bei der Trennung des Kaliums vom Natrium. Auch eine nicht gelungene Kalzium-Trennung

wird beim Magnesium kompensiert. Der Ausgleich ist nicht genau gleich groß, aber doch annähernd. Damit sind die guten Summeu aber doch nur z. T. erklärt, denn die Bestimmungen der Alkalien, des Wassers usw. erfolgen ja gewöhnlich in gesonderten Einwaagen, wobei keinerlei Ausgleich mit der Summe der beim Soda-Aufschluß erhaltenen Hauptbestandteile stattfindet.

Angesichts ohiger Ergebnisse mit rund 5—10fach größeren Schwankungen als bei erstklassigen Analysen erwartet werden, und mangels eines verläßlichen Standards genau bekannter Zusammensetzung, hat man in Amerika wenigstens vorläufig darauf verzichtet, möglichst genaue Gesteinsanalysen anzustreben, sondern ist damit beschäftigt, möglichst rasche Verfahren zur bloß angenäherten Bestimmung nur der Hauptbestandteile auszuarbeiten; vor allem durch Kolorimetrie, bzw. Photometrie und Flammenphotometer, wobei Trennungen möglichst vermieden werden. So weicht man bewußt und absichtlich von dem Weg Hillebrands ab.

Ich habe allerdings guten Grund, anzunehmen, daß hiesige Petrographen diese Wandlung nicht freudig begrüßen würden, denn manchen kann eine Analyse gar nicht genügend genau sein, wenn die Neigung besteht, aus kleinen Differenzen große Schlußfolgerungen zu ziehen. Doch kann man einstweilen unbesorgt sein, weil wir leider kein Flammenphotometer haben.

Die angeführten Resultate stehen in schärfstem Kontrast zu den Übereinstimmungs-Forderungen der Spezialliteratur, aber auch zu dem phantastischen Fortschritt, den die Apparaturen gerade in Amerika aufweisen. Das ist für uns hier, bei der Unmöglichkeit solcher Anschaffungen, wenigstens ein kleiner Trost; denn es beweist, daß die Kunst des Analysierens mit der Entwicklung der Instrumente im allgemeinen nicht gleichen Schritt gehalten hat und durch diese auch nicht entbehrlich geworden sondern um so mehr zu pflegen ist.

Der Amerikanischen Chemischeu Gesellschaft, besonders ihrem Sekretär Mr. George G. Taylor, danke ich verbindlichst für die wertvolle Hilfe und Anregung durch die seit einigen Jahren erfolgte Übersendung der „Analytical Chemistry".

Literatur über Methoden der Gesteinsanalyse

Hier soll zuerst nur die wichtigste Spezialliteratur an Einzelwerken angegeben werden, ohne Vollständigkeit anzustreben. Ein näheres Urteil über diese sehr verschiedenen Werke würde hier zu weit führen. Es folgt dann ein Verzeichnis der auf Analyse der Silikatgesteine bezüglichen Veröffentlichungen aus unserem Laboratorium.

Die grundlegenden Veröffentlichungen Hillebrands:

W. F. Hillebrand, Some principles and methods of analysis applied to silicate rocks. United States Geological Survey, Bulletin No. *148*. Washington 1897.

W. F. Hillebrand, Praktische Anleitung zur Analyse der Silikatgesteine (übersetzt von E. Zschimmer). Leipzig 1899.

W. F. Hillebrand, Some principles and methods of rock analysis. U. S. Geol. Survey, Bull. *176*. Washington 1900.

W. F. Hillebrand, The analysis of silicate and carbonate rocks. U. S. Geol. Survey, Bull. *305*. Washington 1907; Bull. *422*, 1910; *700*, 1919.

W. F. Hillebrand, Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine (übersetzt von J. Wilke-Dörfurt). Leipzig 1910.

W. F. Hillebrand und G. E. F. Lundell, Applied inorganic analysis. New York, 1929. Ein unschätzbares Werk.

P. Jannasch, Praktischer Leitfaden der Gewichtsanalyse. Leipzig 1897. Zweite Auflage, Leipzig 1904.

H. S. Washington, Manual of the chemical analysis of rocks. New York 1904.

H. S. Washington, The chemical analysis of rocks, 4. Auflage, New York 1930. Ausgewählte Methoden, besonders ausführlich beschrieben.

M. Dittrich, Anleitung zur Gesteinsanalyse. Leipzig 1905.

M. Dittrich, Analytische Methoden der Silicate. (Handbuch d. Mineralchemie von C. Doelter, Band I, S. 560—594). Dresden und Leipzig 1912.

L. Duparc, Contribution à l'analyse des silicates naturels. Bulletin de la Société française de Minéralogie, XLII, 1919. Enthält viele Untersuchungen über Methoden.

A. W. Groves, Silicate analysis. London 1937. Ausgewählte Methoden, eingehend beschrieben.

J. W. Mellor und H. V. Thompson, A treatise on quantitative inorganic analysis, 2. Auflage. London 1938. Sehr wertvoll; besonders reiche Literatur-Angaben. Wichtig auch für die Analyse künstlicher Silikate.

J. Jakob, Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin 1928.

E. Dittler, Gesteinsanalytisches Praktikum. Berlin und Leipzig 1933.

H. F. Harwood, Practical rock analysis. London 1933.

W. Daubner, Berichte der Deutschen Keramischen Gesellschaft, *23*, 455 (1942).

W. R. Schoeller und A. R. Powell, The Analysis of Minerals and Ores of the Rarer Elements, 2. Auflage. London 1940. Für manche seltene Elemente sehr wichtig.

Über mikrochemische Analyse von Silikaten und Gesteinen:

F. Hecht, Mikro-Silikatanalyse, Mikrochim. acta II, 3. Heft, 188.

F. Hecht, Über die Anwendung mikroanalytischer Methoden in der Gesteinsanalyse, Z. analyt. Chemie *110*, 385.

Veröffentlichungen aus unserem Laboratorium über Methoden der Gesteinsanalyse:

Abkürzungen

Jahrb. = Jahrbuch d. Geol. Reichs-(Staats-, Bundes-)Anstalt, Wien.
Verh. = Verhandlungen d. Geol. Reichs-(Staats-, Bundes-)Anstalt, Wien.
Chem. Ztg. = Chemiker-Zeitung (Cöthen).
Z. analyt. Ch. = Zeitschrift für analytische Chemie.

Oskar Hackl, Grundzüge eines Verfahrens zur direkten Bestimmung des Eisenoxyd-Gehaltes säureunlöslicher Silikate. Verh. 1919, 51.

Oskar Hackl, Direkte Bestimmung des gebundenen Eisenoxyds in säureunlöslichen Silicaten. Chem. Ztg. 1919, Nr. 2/3.

Oskar Hackl, Die Verwendung von „Filterbrei" in der analytischen Praxis. Chem. Ztg. 1919, Nr. 17/18.

Oskar Hackl, Kunstgriffe zum Schutz gegen das Übertitrieren. Z. analyt. Ch. 1919, *58*, 194.

Oskar Hackl, Nachweis und Bestimmung von ganz geringen Chromspuren in Silicat- und Carbonatgesteinen und Erzen. Chem. Ztg. 1920, Nr. 9.

Oskar Hackl, Bestimmung äußerst geringer Arsen-Spuren in Silicatgesteinen. Chem. Ztg. 1921, Nr. 145.

Oskar Hackl, Über die Konstanz des Permanganat-Titers und verschiedene Titerstellungsmethoden. Chem. Ztg. 1922, 1065.

Oskar Hackl, Die direkte Bestimmung des dreiwertigen Eisens in säureunlöslichen Silicaten. Über die Genauigkeit der Verfahren zur Bestimmung der Wertigkeitsstufen des Eisens bei Aufschließung mittels Flußsäure-Schwefelsäure. Z. analyt. Ch. 1925, *66*, 401.

Oskar Hackl, Beiträge zur Grundlegung einer genauen Bestimmung des Eisenoxyduls in unlöslichen Silicaten. Z. analyt. Ch. 1925, *67*, 197.

Oskar Hackl, Die Verunreinigung von Proben durch Zerkleinern im Eisenmörser. Chem. Ztg. 1927, 442 und 610.

Oskar Hackl, Chemische Analyse einer Marienbader Gesteins-Serie. Vestnik, Prag 1929. (Vestnik statniho geologickeho ustav Čsl. Rep.).

Oskar Hackl, Die Fluor-Bestimmung in Silicatgesteinen, anwendbar auch auf Wässer. Z. analyt. Ch. 1934, *97*, 254.

Oskar Hackl, Das Mangan-Problem in der Silicatgesteins-Analyse und seine Lösung. Jahrb. 1936, *86*, 65.

Oskar Hackl, Die Lösung des Mangan-Problems in der Silikatgesteins-Analyse. Z. analyt. Ch. 1936, *105*, 81, 182, 320.

Oskar Hackl, Mikro-Prüfung von Silikaten auf Eisenoxydul und -oxyd. Mikrochemie 1936, XXI, 224.

Oskar Hackl, Das Verhalten von Chrom zu o-Oxychinolin. Z. analyt. Ch. 1937, *109*, 91.

Oskar Hackl, Beiträge zur Mangan-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1937, *110*, 401.

Oskar Hackl, Über die Bestimmung sehr kleiner Nickelgehalte. Verh. 1937, 154.

Oskar Hackl, Untersuchung des Bimssteins von Köfels auf Nickel. Zur Nickel-Bestimmung in Silicatgesteinen. Verh. 1937, Nr. 12.

Oskar Hackl, Beiträge zur Manganbestimmung in Silicatgesteinen. IV. Ergänzungen, enthaltend eine neue Methode der Mangan-Oxydation. Z. analyt. Ch. 1938, *112*, 174.

Oskar Hackl, Untersuchungen über verschiedene Methoden zur Fluor-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1939, *116*, 92.

Oskar Hackl, Verbesserung der Lithium-Bestimmung in Mineralwässern und ein neuer Weg zur Lithium-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1939, *118*, 1.

Oskar Hackl, Eine empfindliche und charakteristische Reaktion des Urans, die sich zu einer neuen Bestimmung von Uran-Spuren eignet. Z. analyt. Ch. 1940, *119*, 321.

Oskar Hackl, Untersuchungen über Methoden der Silicat-Analyse. Glastechnische Berichte 1941, *19*, 345.

Oskar Hackl, Höhere Manganoxyde in der Silicatgesteins-Analyse. Z. analyt. Ch. 1943, *125*, 81.

Oskar Hackl, Direkte Bestimmung des Aluminiums in Silicaten. Glastechnische Berichte 1940, *18*, 322 (Referat).

Oskar Hackl, Die Empfindlichkeit der Zirkonfällung mit Phosphat und mit Phenylarsinsäure. Z. analyt. Ch. 1941, *122*, 1.

Oskar Hackl, Fortschritte in der analytischen Chemie, im Zusammenhang mit Geologie, Jahrb. *94*, 59 (Festband 1951).

K. Fabich, Feststellung des Alkaliengehaltes in Kalzium-Karbonat für die Alkalienbestimmung in Silikatgesteinen. Verh. 1930, Nr. 11.

C. Analysen von Silikatgesteinen

zusammengestellt von K. Fabich

I. Gesteine aus dem Bereich der Böhmischen Masse

	1	2	3	4
SiO_2	70·76%	69·62%	66·40%	62·94%
TiO_2	0·18%	0·24%	0·85%	0·85%
Al_2O_3	12·35%	14·54%	15·53%	15·58%
Fe_2O_3	0·44%	0·96%	1·04%	1·04%
FeO	1·49%	1·31%	2·38%	3·83%
CaO	1·32%	1·62%	2·46%	3·44%
MgO	0·40%	0·49%	1·38%	2·56%
K_2O	6·33%	6·29%	5·39%	5·05%
Na_2O	4·09%	4·12%	3·55%	3·29%
H_2O	1·04%	0·64%	0·64%	0·60%
CO_2	0·60%	0·36%	1·00%	0·86%
P_2O_5	0·19%	0·11%	0·13%	0·23%
S	0·21%	0·41%	Spur	0·06%
	99·40%	100·71%	100·75%	100·33%

1) Saurer Porphyrit, oberhalb Persenbeug („25 r").
2) Saurer Porphyrit, vom *km* 50·5 an der Bahn Marbach—Persenbeug („72 a").
3) Glimmerdioritporphyrit aus dem Lojatal, Steinbruch linke Talseite („I").
4) Sehr dunkler Granitporphyr mit Orthoklas-Einsprenglingen bis 2½ *cm* lang; nördlich Gr. Mitterberg bei Persenbeug („220"), 1922; Analytiker: Hackl.
Einsender aller 4 Proben: P. H. Limbrock, Darmstadt.

	5	6	7
SiO_2	49·70%	58·78%	51·58%
TiO_2	0·96%	0·88%	0·89%
Al_2O_3	17·40%	13·47%	12·73%
Fe_2O_3	1·11%	2·35%	0·85%
FeO	8·24%	1·87%	10·51%
MnO	0·03%	0·04%	0·12%
CaO	9·36%	4·54%	6·17%
MgO	7·73%	4·89%	12·64%
K_2O	0·61%	7·88%	0·89%
Na_2O	2·96%	2·61%	1·60%
H_2O bis 105° C	0·31%	0·52%*)	0·50%*)
H_2O über 105° C	0·97%	0·88%**)	0·82%**)
CO_2	0·43%	0·06%	0·20%
Cr_2O_3	0·10%	—	0·15%
P_2O_5	0·06%	0·86%	0·41%
Ges. S	0·16%	Spur	0·07%
BaO	Spur unter 0·01%	—	0·04%
	100·13%	99·63%	100·17%

*) bis 110° C **) über 110° C

5) „Gabbro von Nonndorf bei Drosendorf", 1931; Hackl und Fabich.
6) „Saures atlantisches Ganggestein Thuresit von Thureß bei Karlstein (bei Raabs, Waldviertel, N. Ö.)", 1932; Hackl und Fabich.
7) „Feinkörniger Norit von Artolz bei Waidhofen a. d. Thaya", 1939; Hackl und Fabich.
Einsender obiger Proben: Dr. L. Waldmann, Wien.

	8	9	10	11
SiO_2	67·25 %	60·16%	66·44%	47·48%
TiO_2	2·19 %	2·27%	0·54%	1·41%
Al_2O_3	9·59 %	9·20%	16·39%	18·35%
Fe_2O_3	2·75 %	3·68%	1·58%	1·12%
FeO	1·34 %	2·80%	1·78%	7·83%
MnO	0·02 %	0·03%	0·03%	0·14%
CaO	1·20 %	3·00%	3·28%	10·07%
MgO	3·13 %	3·78%	1·21%	6·98%
K_2O	8·71 %	9·66%	2·80%	1·88%
Na_2O	1·76 %	2·22%	4·18%	2·19%
H_2O bis 105° C	0·41 %	0·26%*)	0·52%	0·52%*)
H_2O über 105° C	1·27 %	0·53%**)	0·62%	1·01%**)
CO_2	0·06 %	0·29%	0·15%	0·30%
P_2O_5	0·36 %	1·12%	0·16%	0·24%
Cr_2O_3	0·015%	0·02%	Spur, unter 0·01%	0·05%
ZrO_3	0·07 %	0·29%	0·02%	—
BaO	0·11 %	0·73%	0·06%	0·11%
BeO	—	—	—	unter 0·01%
F	0·14 %	0·02%	nicht nachweisbar	—
U	—	Spur	Spur unter 0·01%	nicht nachweisbar
Cl (säurelöslich)	Spur	—	—	—
S	minimale Spur	Spur unter 0·01%	Spur unter 0·01%	0·25%
	100·37 %	100·06%	99·76%	99·93%
— O für F	0·06 %	0·01%		
	100·31 %	100·05%		

*) bis 110° C **) über 110° C

8) „Karlsteinit" südlich Karlstein—Münichreith (bei Raabs, N. Ö. Waldviertel), 1933; Hackl.
9) „Ganggestein (Karlsteinit) von Jarolden bei Waidhofen a. d. Thaya", 1939; Hackl und Fabich.
10) „Granodiorit" von Maria Schnee bei Keplitz, 1939; Hackl und Fabich.
11) „Grobkörniges gabbroides" Gestein (Norit) von Klein Zwettl, 1939; Hackl und Fabich.

Einsender obiger Proben: Dr. L. Waldmann, Wien.

	12
SiO_2	61·54 %
TiO_2	0·79 %
Al_2O_3	18·68 %
Fe_2O_3	0·40 %
FeO	5·67 %
MnO	0·09 %
CaO	0·71 %
MgO	2·90 %
K_2O	4·07 %
Na_2O	2·01 %
H_2O bis 110° C	0·70 %
H_2O über 110° C	1·36 %
CO_2	0·11 %
P_2O_5	0·10 %
Ges. S	0·35 %
Cr_2O_3	0·02 %
Sr O	0·01 %
BaO	0·09 %
ZrO_2	0·04 %
NiO	unter 0·01 %
CuO	0·004 %
BeO	unter 0·01 %
Li_2O	0·04 %
$(Ce, Y)_2O_3$ seltene Erden	unter 0·01 %
V_2O_3	0·016 %
MoO_3	0·0006 %
WO_3	unter 0·1 %
ZnO	0·015 %
U	unter 0·02 %
F	0·02 %
Cl	0·04 %
B_2O_3	unter 0·02 %
C	0·08 %
Ag	unter 0·0001 %
Au	unter 0·00003 %
	99·85 %
— O für F+Cl	0·02 %
	99·83 %

12) „Cordieritgranit von Hoheneich" (bei Fabrik Backhausen) bei Gmünd (Waldviertel). Einsender der Probe: Dr. L. Waldmann, Wien, 1938—1940; Hackl und Fabich.

	13	14		15
SiO_2	68·40%	61·49 %	SiO_2	49·09%
TiO_2	1·32 %	2·11 %	TiO_2	0·61%
Al_2O_3	11·37%	8·30 %	Al_2O_3	17·45%
Fe_2O_3	3·51%	3·27 %	Fe_2O_3	1·40%
FeO	0·43 %	1·30 %	FeO	6·42%
MnO	0·03%	0·07 %	MnO	0·04%
CaO	0·59%	2·56 %	CaO	11·08%
MgO	0·98%	6·14 %	MgO	9·48%
K_2O	9·92%	0·50 %	K_2O	0·48%
Na_2O	1·64%	1·80 %	Na_2O	2·40%
H_2O bis 110° C	0·49%	0·30 %	H_2O bis 100° C	0·19%
H_2O über 110° C	0·57%	0·97 %	H_2O über 100° C	1·11%
CO_2	0·11%	0·15 %	CO_2	0·10%
P_2O_5	0·08%	1·39 %	P_2O_5	Spur
S	0·05%	0·005%	S	0·13%*)
ZrO_2	0·16%	—	Fe	0·21%*)
Cr_2O_3	—	0·05 %		100·19%
F	—	0·30 %		
	99·65%	99·70 %		
— O für F		0·13 %	*) als Fe_7S_8	
		99·57 %		
spez. Gewicht	2·67	2·76		

13) Karlsteinit „Edlitz-Göpfritzschlag", Waldviertel, 1935; Hackl.
14) Karlsteinit „Südlich Karlstein—Münichreith", Waldviertel, 1935; Hackl. Einsender obiger Proben: Dr. L. Waldmann, Wien.
15) „Eklogitartiges Übergangsgestein" (Haberlandt), neuer kleiner Steinbruch bei Café Hochwald, C. 741, Marienbad, 1914; Analytiker: O. Hackl. Einsender: Prof. A. Rosiwal, Wien.

Weitere Analysen einer Marienbader Gesteins-Serie, ausgeführt von O. Hackl, wurden veröffentlicht in: Věstnik statního geolog. ústavu C. S. R., V., Prag 1929 (mangels Korrektur mit Druckfehlern). Auch von H. Haberlandt veröffentlicht: Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *79*, 257, 1929; hier fehlt obige Analyse, und S. 296 bei Analyse 8 (Turmalinaplit) fehlt das Fluor, wodurch unrichtige Summe entsteht; S. 281 ist die Analyse richtig wiedergegeben.

	16	17	18*)
SiO_2	73·09 %	74·77 %	74·11 %
TiO_2	0·23 %	0·17 %	0·22 %
Al_2O_3	13·60 %	12·80 %	12·69 %
Fe_2O_3	0·27 %	0·37 %	0·36 %
FeO	1·64 %	1·43 %	1·54 %
MnO	0·04 %	0·04 %	0·007 %
CaO	1·36 %	0·87 %	0·75 %
MgO	0·41 %	0·24 %	0·45 %
K_2O	4·64 %	4·77 %	4·89 %
Na_2O	3·67 %	3·47 %	5·20 %
H_2O bis 110° C	0·20 %	0·32 %	—
H_2O über 110° C	0·76 %	0·47 %	—
CO_2	0·06 %	0·09 %	0·08 %
P_2O_5	0·07 %	0·21 %	0·12 %
Ges. S	0·02 %	0·02 %	0·05 %
BaO	0·03 %	0·003 %	—
NiO	0·002 %	0·0005 %	—
Cr_2O_3	0·007 %	0·005 %	0·008 %
V_2O_3	0·003 %	0·004 %	0·005 %
ZnO	—	—	0·001 %
ZrO_2	0·01 %	0·01 %	—
CuO	—	0·0003 %	0·0005 %
Ges. Cl	0·005 %	0·005 %	0·006 %
F	—	0·05 %	0·04 %
	100·12 %	100·12 %	100·53 %
— O für F	—	0·02 %	0·02 %
	—	100·10 %	100·51 %

*) Diese Analyse konnte wegen dringenden anderen Untersuchungen nicht ordnungsgemäß beendet werden.

16) „Granit Steinbruch Ostrand der Abruzzen (Analysenmaterial Prof. Berg [Riesengebirge]). Gr. A. 75, Nr. 9, Bl. Warmbrunn", 1943; Hackl und Fabich.

17) „Riesengebirgsgranit, Steinbruch Melzerhöhe bei Jannowitz", 1943; Hackl und Fabich.

18) „Gleichkörniger Granit, Kammhöhe südwestlich Neue Schlesische Baude, Bl. Strickerhäuser 75/13"; 1943; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Reichsamt für Bodenforschung, Berlin.

II. Gesteine aus dem Bereich der Alpen

	19	20	21	22
SiO_2	41·02%	29·64%	76·98%	64·08%
TiO_2	6·21%	—	0·12%	0·55%
Al_2O_3	20·96%	31·01%	11·19%	16·68%
Fe_2O_3	15·55%	1·24%	0·24%	2·81%
FeO	0·68%	—	0·28%	0·51%
MnO	0·10%	—	—	0·03%
CaO	1·34%	0·42%	0·16%	4·65%
MgO	1·07%	0·43%	0·15%	0·79%
K_2O	5·64%	3·43%	8·19%	2·58%
Na_2O	0·89%	0·92%	0·72%	4·08%
H_2O bis 105° C	0·78%	Ges. H_2O + CO_2 32·56%	110° 0·90%	0·63%
H_2O über 105° C	4·35%		110° 1·15%	0·75%
CO_2	0·09%		0·14%	1·47%
P_2O_5	0·92%	—	0·03%	0·12%
Ges. S	0·05%	—	0·02%	0·02%
Cr_2O_3	—	—	—	minimale Spur
Ges. Cl	—	—	—	minimale Spur
	99·65%	99·65%	100·27%	99·75%
spez. Gewicht	—	—	2.49	—

19) „Tuffit"-Gestein von Eisenkappel, Weg zur Prepotnighube, 1931; Hackl und Fabich.
Einsender der Probe: Dr. H. V. Graber, Wien.

20) „Zersetztes Andesitgestein" vom N-Abfall des Bscheidkogels bei Gleichenberg, 1925; Hackl und Fabich.
Einsender der Probe: Dr. A. Winkler, G. B. A. Wien.

21) Saures Eruptivgestein, Liparit von der Flysch-Schliergrenze südöstlich der Rotte Panhalm bei Euratsfeld, N. Ö., 1933; Hackl.
Einsender der Probe: Dr. H. Beck und Dr. H. Vetters, G. B. A. Wien.

22) Porphyrit, 200 *m* südwestlich Siegelstein, Lavamünd, 1952; Fabich.
Einsender der Probe: Dr. Beck-Mannagetta, G. B. A. Wien.

	23	*)	**)
SiO_2	37·70%	0·86%	2·12%
TiO_2	2·28%	0·05%	0·12%
Al_2O_3	16·71%	1·15%	2·83%
Fe_2O_3	0·20%	0·12%	0·29%
FeO	18·01%	17·37%	42·76%
MnO	0·42%	0·41%	1·01%
CaO	0·30%	—***)	—
MgO	4·43%	4·27%	10·51%
K_2O	0·79%	—	—
Na_2O	0·70%	—	—
Ges. H_2O	1·95%	—	—
CO_2	16·39%	16·39%	40·35%
	99·88%	40·62%****)	99·99%

*) Analyse des säurelöslichen Karbonat-Anteiles dieses Falgenschiefers:
Säureunlöslicher Rückstand: 57·26%
daher gelöst: 42·74%

**) %-Zusammensetzung des gelösten Karbonat-Anteiles; 40·62% = 100% (umgerechnet).

***) Kein Ca! Auch nicht im $Mg_2P_2O_7$!

****) Summe 40·62% statt 42·74% (Differenz von 100—57·26%) weil auch H_2O im Gestein ist (rund 2%), das zum Silikat gehört, daher der unlösliche Rückstand (57·26%) um zirka 2% zu erhöhen = 59¼%; 100—59¼ = 40¾% gelöstes Karbonat, gut übereinstimmend mit der tatsächlich gefundenen Summe von 40·62%.

23) „Falgenschiefer" vom Nöckelberg bei Leogang (bei Saalfelden).
Einsender der Probe: Dr. Ohnesorge, Wien, 1924; Analytiker: Hackl.

	24	25	26
SiO_2	48·53%	52·51%	68·92%
TiO_2	0·32%	1·62%	0·34%
Al_2O_3	21·73%	13·70%	16·23%
Fe_2O_3	1·32%	2·24%	1·02%
Cr_2O_3	0·10%	kl. Spur	kaum merklich
FeO	2·70%	7·91%	1·56%
MnO	0·01%	0·07%	0·04%
CaO	15·65%	10·24%	3·66%
MgO	6·28%	7·49%	1·01%
K_2O	0·35%	0·53%	3·38%
Na_2O	2·06%	3·19%	3·98%
Ges. H_2O	0·60%	0·86%	0·40%
CO_2	0·09%	0·14%	0·04%
P_2O_5	minimale Spur	0·16%	0·09%
Ges. S	0·05%	0·10%	Spur
	99·79%	100·76%	100·67%
spez. Gew.	3·274	3·354	2·671

24) Koralpe, Felskopf beim Hollbauer, nördlich St. Oswald, 1927; Hackl und Fabich.
25) Koralpe, (Eklogit), Straße Mautnereck—Krumbach bei Eibiswald, 1927; Hackl und Fabich.
26) Bacherngranit, Wucherergraben, 1928; Hackl und Fabich.
Einsender obiger Proben: Dr. A. Kieslinger, Wien.

	27
SiO_2	45·06%
TiO_2	2·78%
Al_2O_3	20·84%
Fe_2O_3	13·19%
FeO	1·48%
MnO	0·04%
CaO	2·12%
SrO	0·01%
MgO	1·44%
K_2O	6·39%
Na_2O	2·19%
H_2O bis 105° C	0·84%
H_2O über 105° C	1·64%
CO_2	0·25%
P_2O_5	1·43%
Ges. S	Spur
NiO	0·01%
Cr_2O_3	nicht nachweisbar
U	0·01%
F	nicht nachweisbar
	99·72%

27) Mikroklin-Gneis von Sieggraben (Burgenland).
Einsender der Probe: Dr. F. Kümel, Wien, 1939; Hackl und Fabich.

	28	29
SiO_2	53·46%	45·08%
TiO_2	1·06%	3·67%
Al_2O_3	17·90%	14·69%
Fe_2O_3	1·56%	3·41%
FeO	5·11%	7·10%
MnO	0·08%	0·11%
CaO	7·24%	11·78%
MgO	6·27%	7·07%
K_2O	1·26%	0·69%
Na_2O	2·73%	2·34%
H_2O bis 105° C	2·71%	0·56%
H_2O über 105° C		1·84%
CO_2	0·10%	0·13%
Cr_2O_3	0·08%	—
P_2O_5	0·11%	0·24%
S	0·04%	0·06%
F	0·05%	—
	99·76%	99·67%
— O für F	0·02%	
	99·74%	

28) „Biotit-Strahlsteinschiefer, Sattel bei P. 1303, Roßkogel, S-Seite", 1929; Hackl und Fabich.
29) „Diorit, Sattel südlich Rotschlschneid (Veitsch, Steiermark)", 1930; Hackl und Fabich.
Einsender der Proben: Dr. H. P. Cornelius, Wien.

	30	31	32	33
SiO_2	58·06%	78·24%	69·32%	66·70%
TiO_2	2·29%	0·23%	0·64%	0·70%
Al_2O_3	15·05%	12·37%	14·69%	15·79%
Fe_2O_3	1·78%	1·22%	1·50%	2·33%
FeO	7·03%	0·69%	2·25%	3·37%
MnO	0·15%	0·02%	0·03%	0·04%
CaO	6·00%	0·51%	1·16%	1·88%
MgO	2·98%	0·28%	1·12%	1·61%
K_2O	1·59%	2·96%	4·40%	3·25%
Na_2O	3·20%	2·91%	3·11%	3·19%
Ges. H_2O	1·94%	1·10%	1·70%	1·74%
CO_2	0·13%	0·06%	0·20%	minimale Spur
P_2O_5	0·33%	0·01%	0·14%	0·11%
S	0·05%	0·04%	0·03%	0·03%
	100·58%	100·64%	100·29%	100·74%

30) Gestein „729 Floning, Nordost ...", aus dem Kristallin der Zeberer Alpe, 1925; Hackl und Fabich.
31) Gestein „796 Kaiserkogel S", aus dem Kristallin der Zeberer Alpe, 1925; Hackl und Fabich.
32) Gestein „805 Aufstieg vom Bärnbacher zum Huber", aus dem Kristallin der Zeberer Alpe, 1925; Hackl und Fabich.
33) Gestein „A Strohsitzgraben, Beginn der Mündungsenge unterhalb des verfallenen Gehöftes" ... aus dem Kristallin der Zeberer Alpe, 1926; Hackl und Fabich.
Einsender der Proben: Prof. J. Stiny, Wien.

	34	35	36
SiO_2	46·12%	43·63%	49·42%
TiO_2	2·16%	2·60%	0·83%
Al_2O_3	13·96%	13·86%	15·75%
Fe_2O_3	2·95%	3·20%	1·98%
FeO	6·26%	7·39%	6·27%
MnO	0·15%	0·15%	0·14%
CaO	8·60%	9·69%	7·99%
MgO	9·31%	7·61%	8·27%
K_2O	3·04%	2·22%	1·16%
Na_2O	2·82%	2·66%	3·03%
H_2O bis 110° C	0·28%	0·47%	0·54%
H_2O über 110° C	2·24%	2·29%	3·79%
CO_2	1·09%	3·24%	0·89%
P_2O_5	0·56%	0·67%	0·11%
Ges. S	0·14%	0·12%	0·06%
BaO	0·18%	0·12%	0·03%
SrO	—	0·07%	—
Cr_2O_3	0·06%	0·05%	0·09%
V_2O_3	0·03%	0·04%	0·03%
NiO	—	0·02%	0·03%
ZrO_2	0·01%	Spur unter 0·01%	Spur unter 0·01%
Ges. Cl	—	—	0·02%
	99·96%	100·10%	100·43%

34) „Lamprophyr, rechtes Drauufer gegenüber der Möllmündung, 50 *m* über der Drau", 1941; Hackl und Fabich.

35) Lamprophyr, Möllbrücken gegenüber Fleischhackersteg, oberhalb Drauweg, lose Trümmer, 1941; Hackl und Fabich.

36) Lamprophyr „Halde südwestlich unterm Speikkogel, westlich von Klein Kreuzeck am H. Hecht-Weg", 1941; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. H. Beck, Wien.

	37	38	39	40
SiO_2	45·75%	53·40%	53·83 %	49·51%
TiO_2	2·13%	0·85%	1·23 %	1·60%
Al_2O_3	15·78%	15·77%	15·34 %	15·81%
Fe_2O_3	3·57%	2·42%	0·80 %	1·20%
FeO	6·82%	3·73%	5·29 %	7·11%
MnO	0·15%	0·11%	0·10 %	0·11%
CaO	7·85%	5·57%	5·33 %	6·73%
MgO	8·38%	5·48%	5·66 %	6·48%
K_2O	2·44%	2·19%	2·49 %	2·20%
Na_2O	3·11%	2·67%	2·50 %	3·54%
H_2O bis 110° C	0·54%	0·60%	0·72 %	0·46%
H_2O über 110° C	2·22%	3·72%	3·54 %	3·66%
CO_2	0·12%	2·92%	2·78 %	1·01%
P_2O_5	0·52%	0·22%	0·28 %	0·49%
Ges. S	0·11%	0·18%	0·15 %	0·22%
BaO	0·17%	0·11%	0·12 %	0·02%
SrO	0·11%	—	—	—
Cr_2O_3	0·04%	0·04%	0·033%	0·04%
V_2O_3	0·03%	0·03%	0·03 %	0·03%
NiO	0·03%	0·05%	0·015%	0·03%
	Spur unter	Spur unter		
ZrO_2	0·01%	0·01%	0·01 %	0·01%
Li_2O	0·01%	—	—	0·05%
Ges. Cl	0·04%	0·03%	0·004%	0·03%
F	—	—	0·01 %	0·07%
	99·92%	100·09%	100·26 %	100·41%
— O für Cl (+F).	0·01%	0·01%		0·04%
	99·91%	100·08%		100·37%

37) Lamprophyr „Lampersberg bei Möllbrücken. Block aus der Mauer des Türk", 1941; Hackl und Fabich.

38) Lamprophyr „Tobelgrabenbach, Mühle am Irschin-Zwickenberger-Weg", anstehend Kersantit, 1941; Hackl und Fabich.

39) Lamprophyr „Mühle im Tobelgraben am Irschin-Zwickenberger-Weg", anstehend Kersantit, 1942; Hackl und Fabich.

40) „Lurnfelditgang am oberen Ende der Klamm in der Nigglai", 1942; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. H. Beck, Wien.

	41	42	43	44
SiO_2	72·71 %	76·41 %	58·36 %	57·23 %
TiO_2	0·27 %	0·11 %	0·93 %	0·96 %
Al_2O_3	14·42 %	12·90 %	17·33 %	18·11 %
Fe_2O_3	0·18 %	0·35 %	0·55 %	0·62 %
FeO	1·69 %	0·68 %	5·73 %	5·98 %
MnO	0·04 %	0·04 %	0·10 %	0·08 %
CaO	1·22 %	0·78 %	5·50 %	5·01 %
MgO	0·54 %	0·29 %	2·40 %	2·29 %
K_2O	4·22 %	4·14 %	2·02 %	1·18 %
Na_2O	3·65 %	4·13 %	5·25 %	7·19 %
H_2O bis 110° C	0·13 %	0·07 %	0·14 %	0·24 %
H_2O über 110° C	0·58 %	0·44 %	0·89 %	0·55 %
CO_2	0·03 %	0·02 %	0·05 %	0·08 %
P_2O_5	0·30 %	0·06 %	0·32 %	0·34 %
Ges. S	Spur unter 0·01 %	0·01 %	0·06 %	0·03 %
BaO	0·02 %	0·02 %	0·13 %	0·01 %
NiO	0·001%	0·0005%	unter 0·001%	0·010%
Cr_2O_3	0·007%	0·007 %	0·017%	0·011%
V_2O_3	Spur unter 0·01 %	0·005 %	0·015%	0·018%
ZrO_2	0·004%	0·005 %	0·02 %	0·02 %
Ges. Cl	Spur unter 0·01 %	0·007 %	0·02 %	0·024%
	100·01 %	100·47 %	99·83 %	99·98 %

41) „Zentralgneis 342, Bergsturz unter P. 2631, südlich Amertalsee, 23. 8. 39", 1941; Hackl und Fabich.

42) „353 Aplitgneis, Trögeck, 15. 7. 40", 1941; Hackl und Fabich.

43) „Hartes Gestein (Biotitreiches Ganggestein) Wurfbachstollen, 120—125 *m*, nördlich Fenster, 6. 8. 1940", 1941; Hackl und Fabich.

44) „Biotit- und Hornblendereiches Ganggestein, nördlich neben dem Gang bei 125 *m* nördlich Fenster, Wurfbachstollen, 6. 8. 1940", 1941; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. H. P. Cornelius, Wien.

	45	46	47	48 *)
SiO_2	73·11 %	72·65 %	62·36 %	65·69%
TiO_2	0·21 %	0·21 %	0·65 %	0·05%
Al_2O_3	13·96 %	13·96 %	14·47 %	19·75%
Fe_2O_3	0·06 %	0·28 %	0·97 %	0·08%
FeO	0·86 %	1·26 %	3·63 %	0·68%
MnO	0·016%	0·03 %	0·09 %	0·02%
CaO	0·38 %	1·05 %	2·99 %	1·68%
MgO	3·68 %	0·85 %	3·05 %	0·30%
K_2O	4·52 %	4·39 %	6·84 %	0·29%
Na_2O	1·22 %	4·09 %	2·23 %	10·60%
H_2O bis 110° C	0·24 %	0·12 %	0·23 %	0·22%
H_2O über 110° C	1·78 %	0·61 %	1·16 %	—
CO_2	0·09 %	0·07 %	0·60 %	0·69%
P_2O_5	0·28 %	0·14 %	0·48 %	—
Ges. S	0·04 %	0·04 %	0·02 %	—
BaO	0·007%	0·02 %	0·24 %	—
NiO	Spur unter 0·01 %	0·002%	0·02 %	—
Cr_2O_3	0·01 %	0·01 %	0·02 %	—
V_2O_3	0·01 %	0·01 %	0·025%	—
ZrO_2	0·003%	0·01 %	0·03 %	—
Ges. Cl	0·02 %	Spur unter 0·01 %	0·01 %	—
	100.50 %	99·80 %	100·12 %	100·05%

*) Diese Analyse konnte wegen dringenden anderen Untersuchungen nicht beendet werden.

45) „Weißschiefer, Teufelsspitz O-Grat, 2500 *m*, 28. 8. 1939", 1941; Hackl und Fabich.
46) „336 Orthogneis, St. Pöltener Hütte, 7. 8. 1939", 1941; Hackl und Fabich.
47) „Hochweißenfeld-Granit, Moräne unter Schwarzköpfelkees Moserboden", 1941; Hackl und Fabich.
48) „Albitreiches Ganggestein", Wurfbachstollen, 170 *m* ab Eingang, 6. 5. 1940, 1941; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. H. P. Cornelius, Wien.

	49	50	51	52
SiO_2	72·11%	61·71 %	59·90 %	71·98 %
TiO_2	0·19%	1·08 %	0·91 %	0·27 %
Al_2O_3	15·54%	18·91 %	17·74 %	12·35 %
Fe_2O_3	1·25%	2·41 %	2·57 %	1·66 %
FeO	0·99%	3·56 %	4·25 %	0·72 %
MnO	0·02%	0·04 %	0·05 %	0·02 %
CaO	0·09%	0·26 %	0·31 %	2·00 %
MgO	0·57%	2·18 %	3·19 %	0·49 %
K_2O	4·34%	3·96 %	3·92 %	2·15 %
Na_2O	2·24%	1·81 %	2·68 %	5·47 %
H_2O bis 110° C	0·68%	0·53 %	0·70 %	0·39 %
H_2O über 110° C	1·64%	3·12 %	3·33 %	1·12 %
CO_2	0·05%	0·07 %	0·11 %	1·47 %
P_2O_5	0·05%	0·19 %	0·17 %	0·20 %
Ges. S	0·06%	0·08 %	0·09 %	0·06 %
Cr_2O_3	0·01%	0·02 %	0·02 %	0·01 %
V_2O_3	unter 0·01%	0·015%	0·015%	0·01 %
U	unter 0·01%	0·02 %	unter 0·01%	unter 0·01%
	99·83%	99·97 %	99·96 %	100·37 %

49) „Aus dem Quarzphyllit, Steinkaser, 159", 1940; Hackl und Fabich.
50) „Aus dem Quarzphyllit, 150 Gamslahner", 1940; Hackl und Fabich.
51) „Aus dem Quarzphyllit, 175 Lizum", 1940; Hackl und Fabich.
52) „Albitschiefer, Steinalm, 204", 1940; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. B. Sander, Innsbruck.

	53	54	55	56
SiO_2	71·27 %	71·60 %	73·29%	61·93 %
TiO_2	0·43 %	0·39 %	0·51%	0·96 %
Al_2O_3	13·96 %	13·43 %	8·52%	18·49 %
Fe_2O_3	2·10 %	2·18 %	1·45%	2·23 %
FeO	0·31 %	0·68 %	1·09%	4·74 %
MnO	0·01 %	Spur unter 0·01 %	0·02%	0·07 %
CaO	0·17 %	0·20 %	4·13%	0·49 %
MgO	0·87 %	1·14 %	1·42%	3·00 %
K_2O	6·48 %	5·44 %	1·84%	3·50 %
Na_2O	2·88 %	2·40 %	1·09%	1·60 %
H_2O bis 110° C	0·38 %	0·42 %	0·78%	0·35 %
H_2O über 110° C	1·25 %	1·85 %	2·03%	2·37 %
CO_2	0·06 %	0·05 %	3·38%	0·09 %
P_2O_5	0·03 %	0·15 %	0·07%	0·13 %
Ges. S	0·06 %	0·06 %	0·06%	0·03 %
Cr_2O_3	0·015%	0·01 %	0·03%	0·02 %
V_2O_3	0·01 %	0·014%	0·01%	0·025%
U	unter 0·01%	Spur	—	—
BaO	—	—	0·01%	—
ZrO_2	—	—	0·02%	—
	100·29 %	100·01 %	99·75%	100·03 %

53) „Arkose, Tuxer Joch, 404", 1940; Hackl und Fabich.
54) „Arkose, Tuxer Joch, 412", 1940; Hackl und Fabich.
55) „Arkose, Junsjoch, 520", 1941; Hackl und Fabich.
56) „Staurolithschiefer, Patscher Kofel, 245", 1941; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. B. Sander, Innsbruck.

	57	58	59	60	61
SiO_2	84·32 %	74·65 %	72·22 %	81·61 %	68·79 %
TiO_2	0·18 %	0·40 %	0·21 %	0·17 %	0·51 %
Al_2O_3	8·74 %	12·81 %	13·88 %	9·07 %	16·16 %
Fe_2O_3	0·15 %	0·68 %	1·50 %	0·14 %	0·63 %
FeO	0·27 %	1·12 %	1·22 %	0·83 %	1·13 %
MnO	0·01 %	0·02 %	0·06 %	0·015%	0·03 %
CaO	0·06 %	0·69 %	0·67 %	0·15 %	0·41 %
MgO	0·46 %	0·27 %	0·43 %	0·43 %	1·25 %
K_2O	4·60 %	4·26 %	3·88 %	4·94 %	6·42 %
Na_2O	0·64 %	3·70 %	4·69 %	1·44 %	2·16 %
H_2O bis 110° C	0·09 %	0·17 %	0·15 %	0·08 %	0·33 %
H_2O über 110° C	0·70 %	0·80 %	0·58 %	0·48 %	1·55 %
CO_2	0·05 %	0·40 %	0·29 %	0·05 %	0·05 %
P_2O_5	0·06 %	0·15 %	0·09 %	0·36 %	0·39 %
Ges. S	0·04 %	0·03 %	0·02 %	0·12 %	0·03 %
BaO	0·07 %	0·03 %	0·26 %	0·02 %	0·20 %
NiO	unter 0·001%	0·001%	unter 0·001%	0·001%	0·002%
Cr_2O_3	0·005%	0·007%	0·007%	0·007%	0·009%
V_2O_3	0·015%	0·01 %	0·01 %	0·009%	0·008%
ZrO_2	0·01 %	0·01 %	0·04 %	unter 0·01%	0·01 %
U	—	—	—	—	0·01 %
Li_2O	—	—	—	0·01 %	unter 0·004%
Cl	Spur unter 0·01 %	Spur unter 0·01 %	0·006%	0·004%	0·006%
F	—	—	—	0·007%	0·07 %
	100·47 %	100·21 %	100·21 %	99·94 %	100·16 %
— O für F					0·03 %
					100·13 %

57) „Arkose, Kaserer, 552", 1941; Hackl und Fabich.
58) „Gneis, Lans, 497", 1941; Hackl und Fabich.
59) „Gneis, Venna, 901", 1941; Hackl und Fabich.
60) „Gneis, Schlüsseljoch, 912", 1942; Hackl und Fabich.
61) „Gneis, Lange Wand, 534", 1944; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. B. Sander, Innsbruck.

	62	63	64	65
SiO_2	64·25%	66·43%	78·57%	57·82%
TiO_2	0·49%	1·05%	0·78%	1·47%
Al_2O_3	8·17%	14·84%	9·42%	17·50%
Fe_2O_3	1·35%	2·44%	2·05%	10·15%
FeO	1·41%	2·82%	1·41%	0·85%
MnO	0·05%	0·05%	0·05%	0·04%
CaO	8·52%	0·28%	0·61%	1·49%
MgO	2·02%	1·87%	1·00%	0·66%
K_2O	1·28%	2·98%	1·35%	0·30%
Na_2O	1·84%	2·78%	2·18%	9·12%
H_2O bis 110° C	0·63%	0·93%	0·66%	0·34%
H_2O über 110° C	1·69%	2·85%	1·87%	0·23%
CO_2	8·15%	0·29%	0·09%	0·06%
P_2O_5	0·09%	0·12%	0·12%	0·33%
Ges. S	0·10%	0·15%	0·07%	0·13%
SrO	0·02%	—	—	—
Cr_2O_3	0·02%	0·02%	0·02%	0·02%
V_2O_3	Spur	0·01%	0·01%	0·02%
U	nicht nachweisbar	nicht nachweisbar	nicht nachweisbar	nicht nachweisbar
	100·08%	99·91%	100·26%	100·53%

62) „Kalkphyllit, Schmirn, 23", 1940; Hackl und Fabich.
63) „Quarzphyllit, Igls, 135", 1940; Hackl und Fabich.
64) „Aus dem Quarzphyllit, Vikartal, 144", 1940; Hackl und Fabich.
65) „697 *m*, untere Schieferhülle, Gerlos", 1940; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. B. Sander, Innsbruck.

	66	67	68
SiO_2	53·80%	54·97%	57·53%
TiO_2	1·25%	3·30%	3·00%
Al_2O_3	18·34%	15·59%	15·31%
Fe_2O_3	1·77%	2·14%	1·78%
FeO	5·30%	8·21%	6·94%
CaO	5·99%	3·09%	5·68%
MgO	4·66%	3·13%	2·66%
K_2O	2·31%	0·33%	0·91%
Na_2O	2·98%	5·37%	4·07%
Ges. H_2O	3·40%	3·10%	1·80%
CO_2	0·18%	0·48%	0·52%
P_2O_5	—	0·43%	0·46%
	99·98%	100·14%	100·66%

66) „Wand westlich Val Torta über Raschwella 1400 *m*", 1915; Hackl.
67) „Nr. 970, zwischen Hinterstrengen und Eichholz bei Fließ", 1919; Hackl.
68) „Nr. 1066, am Weg von Kappl nach Obermühlen", 1919; Hackl.

Einsender: Dr. W. Hammer, Wien.

	69	70	71	72
SiO_2	56·32%	47·53%	59·89%	52·58%
Al_2O_3	22·98%	16·37%	21·42%	20·20%
Fe_2O_3	3·14%	3·63%	1·03%	3·83%
FeO	5·80%	10·88%	4·60%	5·01%
CaO	0·45%	8·53%	4·62%	6·73%
MgO	2·19%	6·80%	3·06%	3·81%
K_2O	4·44%	1·17%	2·05%	1·24%
Na_2O	0·98%	3·10%	2·37%	3·88%
Ges. H_2O	3·87%	1·16%	1·37%	3·12%
CO_2	0·22%	1·60%	0·23%	0·17%
	100·39%	100·77%	100·64%	100·57%

69) „Intrusionsgestein in den Perlgneisen bei der Fließer Scharte (licht)", 1913; Hackl.
70) „Südöstlich des Arrezkopf, Gneisgrenze unter P 2739 (dunkel)", 1913; Hackl.
71) „Tonalit", 1914; Hackl.
72) „Mathankopf", 1914; Hackl.

Einsender: Dr. W. Hammer, Wien.

	73	74	75
SiO_2	67·98%	41·90%	71·01%
TiO_2	0·79%	0·55%	0·39%
Al_2O_3	16·31%	7·34%	13·44%
Fe_2O_3	1·19%	2·13%	1·01%
FeO	3·57%	8·74%	2·27%
MnO	Spur	0·10%	0·05%
CaO	0·80%	4·98%	2·43%
MgO	1·90%	31·34%	1·01%
K_2O	3·85%	0·54%	3·81%
Na_2O	2·43%	0·64%	3·12%
Ges. H_2O	1·27%	0·58%	0·85%
CO_2	0·07%	0·14%	0·14%
P_2O_5	—	minimale Spur	0·19%
Ges. S	—	0·17%	0·05%
Cr_2O_3	—	0·47%	—
ZrO_2	—	0·02%	—
	100·16%	99·64%	99·77%

73) Biotit-Granit vom Gänsekragen, S-Seite, Ötztal, 1924; Hackl.
74) Peridotit vom Loibiskogel (Südhang), Ötztal, 1926; Hackl und Fabich.
75) Alpiner Granit-Gneis, Durchschnittsmuster aus 3 Stücken, 1928; Hackl und Fabich.

Einsender der Proben: Dr. W. Hammer, Wien.

III. Moldavit von Bischofswart bei Lundenburg

	76
SiO_2	79·97%
TiO_2	0·28%
Al_2O_3	9·34%
Fe_2O_3	0·15%
FeO	1·56%
MnO	0·04%
CaO	2·79%
MgO	1·98%
K_2O	3·24%
Na_2O	0·73%
H_2O bis 110° C	0·12%
H_2O über 110° C	0·36%
CO_2	Spuren*)
P_2O_5	0·02%
Ges. S	0·03%
Cr_2O_3	0·01%
V_2O_3	0·01%
	100·63%
spez. Gewicht	2·346

*) Wegen Materialmangel nicht genauer bestimmbar.

76) Moldavit von Bischofswart bei Lundenburg.
Einsender der Probe: A. F. Tauber, Wien, 1941; Hackl und Fabich.

D. Analysenregister

I. Gesteine aus dem Bereich der Böhmischen Masse

1. Saurer Porphyrit, Persenbeug
2. Saurer Porphyrit, Marbach—Persenbeug
3. Glimmerdioritporphyrit, Lojatal
4. Granitporphyr, N Gr. Mitterberg bei Persenbeug
5. Gabbro, Nonndorf bei Drosendorf
6. Saures, atlantisches Ganggestein (Thuresit), Thureß bei Karlstein
7. Norit, Artolz bei Waidhofen a. d. Thaya
8. Karlsteinit, Karlstein—Münichreith
9. Karlsteinit, Jarolden bei Waidhofen a. d. Thaya
10. Granodiorit, Maria Schnee bei Kaplitz
11. Norit, Klein Zwettl
12. Cordieritgranit, Hoheneich bei Gmünd
13. Karlsteinit, Edlitz—Göpfritzschlag
14. Karlsteinit, S Karlstein—Münichreith
15. Eklogitartiges Übergangsgestein, Marienbad
16. Granit, Abruzzen, Riesengebirge
17. Riesengebirgsgranit, Melzerhöhe bei Jannowitz
18. Granit, Kammhöhe SW Neue Schlesische Baude

II. Gesteine aus dem Bereich der Alpen

19. Tuffit, Eisenkappel
20. Zersetztes Andesitgestein, Bscheidkogel bei Gleichenberg
21. Liparit, Euratsfeld, N. Ö.
22. Porphyrit, Siegelstein, Lavamünd
23. Falgenschiefer, Nöckelberg bei Leogang
24. Eklogit, Koralpe
25. Eklogit, Eibiswald
26. Bacherngranit, Wucherergraben
27. Mikroklin-Gneis, Sieggraben, Burgenland
28. Biotit-Strahlsteinschiefer, Roßkogel
29. Diorit, Veitsch
30. Gestein aus dem Kristallin der Zeberer Alpe: Floning
31. Gestein aus dem Kristallin der Zeberer Alpe: Kaiserkogel
32. Gestein aus dem Kristallin der Zeberer Alpe: Aufstieg vom Bärnbacher zum Huber
33. Gestein aus dem Kristallin der Zeberer Alpe: Strohsitzgraben
34. Lamprophyr, rechtes Drauufer, gegenüber der Möllmündung
35. Lamprophyr, Möllbrücken
36. Lamprophyr, südwestlich Speikkogel, H. Hecht-Weg
37. Lamprophyr, Lampersberg bei Möllbrücken
38. Lamprophyr, Tobelgrabenbach, Irschen-Zwickenberger-Weg
39. Lamprophyr, Tobelgraben, Irschen-Zwickenberger-Weg
40. Lurnfelditgang, Klamm in der Nigglai
41. Zentralgneis, südlich Amertalsee
42. Aplitgneis, Trögeck
43. Biotitreiches Ganggestein, Wurfbachstollen
44. Biotit- und Hornblendereiches Ganggestein, Wurfbachstollen
45. Weißschiefer, Teufelsspitz
46. Orthogneis, St. Pöltener Hütte
47. Hochweißenfeld-Granit, Schwarzköpfelkees, Moserboden
48. Albitreiches Ganggestein, Wurfbachstollen
49. Quarzphyllit, Steinkaser
50. Quarzphyllit, Gamslahner
51. Quarzphyllit, Lizum
52. Albitschiefer, Steinalm
53. Arkose, Tuxer Joch
54. Arkose, Tuxer Joch
55. Arkose, Junsjoch
56. Staurolithschiefer, Patscher Kofel

57. Arkose, Kaserer
58. Gneis, Lans
59. Gneis, Venna
60. Gneis, Schlüsseljoch
61. Gneis, Lange Wand
62. Kalkphyllit, Schmirn
63. Quarzphyllit, Igls
64. Quarzphyllit, Vikartal
65. Untere Schieferhülle, Gerlos
66. Gestein aus: Wand westlich Val Torta
67. Gestein aus: Zwischen Hinterstrengen und Eichholz bei Fließ
68. Gestein aus: Am Weg von Kappl nach Obermühlen
69. Intrusionsgestein in den Perlgneisen, Fließer Scharte
70. Gestein aus der Gneisgrenze, südöstlich des Arrezkopf
71. Tonalit
72. Gestein vom Mathankopf
73. Biotit-Granit, Gänsekragen, Ötztal
74. Peridotit, Loibiskogel, Ötztal
75. Alpeiner Granit-Gneis

III. 76. Moldavit, Bischofswart bei Lundenburg.